



ISSN 0002-3272

Ю.М.ПУЩАРОВСКИЙ  
Е.Н.МЕЛАНХОЛИНА

# ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ ТИХИЙ ОКЕАН И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ



· НАУКА ·

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю.М.ПУЩАРОВСКИЙ  
Е.Н.МЕЛАНХОЛИНА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ  
РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ  
ТИХИЙ ОКЕАН  
И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ

*Труды, вып. 473*

Основаны в 1932 году



---

МОСКВА  
"НАУКА"  
1992

Russian Academy of Sciences  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute  
Yu.M. Pushcharovsky, Ye.N. Melankholina  
TECTONIC DEVELOPMENT OF THE EARTH:  
PACIFIC OCEAN AND ITS FRAMING

*Transactions, vol. 473*

Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление / Ю.М. Пушчаровский, Е.Н. Меланхолина. — М.: Наука, 1992. — 263 с. — (Тр. ГИН; Вып. 473) — ISBN 5-02-002234-9.

В монографии предложены новые аспекты тектонической истории дна Тихого океана и его обрамления. Выяснено большое значение в структурообразовании процессов тектонического расслоения коры и верхней мантии. На основе корреляции тектонических движений установлена сложнейшая картина их проявления как во времени, так и в пространстве. Показана сложность латерального геодинамического взаимодействия коровых и мантийных масс в зоне перехода океан—континент. Раскрыты особенности аккреционной тектоники во всех секторах тихоокеанского обрамления. Аргументируется новая модель глубинных тектонических процессов, основанная на разноуровневном, нерегулярном во времени и разномасштабном проявлении глубинной конвекции.

Ил. 54. Библиогр.: 286 назв.

Рецензенты: *И.С. Грамберг, С.В. Руженцев*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент РАН *А.Л. Книппер* (главный редактор),  
*В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц*

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *С.Д. Соколов*

The book suggests new aspects in the tectonic history of the Pacific floor and its framing. The tectonic layering of the crust and upper mantle is shown to have a prime significance for structural evolution. Correlation of tectonic motions has been used to reveal a complex pattern of their manifestation both in time and in space. Compound lateral geodynamic interaction of crustal and mantle masses is proved for the ocean — continent transition zone. Features of accretionary tectonics are disclosed throughout the Pacific framing sectors. A new model of deep tectono-magmatic processes is advanced based on variable levels and irregular patterns deep convection manifestations in time and scope.

Reviewers: *I.S. Gramberg, S.V. Ruzhentsev*

Editorial Board:

Corresponding Member of Russian Academy of Sciences *A.L. Knipper* (Editor-in-Chief),  
*V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Drits*

Responsible editor

D. Sc. (Geology and Mineralogy) *S.D. Sokolov*

П 1804070000-151 420-92 I полугодие  
042(02)-92

© Издательство "Наука", 1992

ISBN 5-02-002234-9

## ВВЕДЕНИЕ

Тихоокеанская область, включающая Тихий океан и его обрамление, занимает около половины площади земного шара. Ее ограничениями служат края древних платформ, образующих основы континентов. Геологические обобщения, касающиеся Тихоокеанской области в целом, представлены главным образом различными картами в масштабе 1:10 000 000. Первые такие карты появились в нашей стране в 1970 г. В 80-х годах большой комплект карт в том же масштабе, отображающих, в частности, геодинамику и плитную тектонику в Тихоокеанской области, издан в США.

В 1972 г. одним из авторов [60] была опубликована книга "Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли", в которой содержалось тектоническое районирование дна океана и его обрамления, давалось описание структур и рассматривалось тектоническое развитие всего Тихоокеанского полушария. Естественно, что с тех пор появилось большое количество нового фактического материала, а кроме того, за это время существенно изменились геодинамические представления, так что возникла необходимость вернуться к этой важной теме.

Структурообразующие процессы авторы рассматривают с мобилистских позиций. Однако следует отметить, что современный мобилизм — это весьма сложная научная идеология. Он отнюдь не сводится только к тектонике литосферных плит, а включает в себя и иные направления геологической мысли. Среди них одним из наиболее разработанных является учение о тектонической расслоенности литосферы, развиваемое в Геологическом институте РАН. Предлагаемая книга как раз базируется на этом учении, и в ней используется его понятийная база. Во избежание возможных разногласий в толковании тех или иных терминов и понятий поясним главнейшие из них.

Тектоническая расслоенность литосферы (ТРЛ) — мобилистская модель развития тектонических и магматических процессов в литосфере. Основана на данных о вертикальных и латеральных структурных, вещественных, физических и реологических неоднородностях верхних геосфер. Неоднородности при тектонических импульсах создают условия для горизонтальных срывов поверхностных или глубинных горных масс (литопластин), перемещающихся с разными скоростями. Результатом такого перемещения является возникновение новых неоднородностей и т.д. В геологической истории земной коры такой процесс фиксируется изменением ее структурного плана. Тем самым определяется отличие ТРЛ от представлений тектоники литосферных плит, согласно которым плиты являются жесткими и реологически однородными телами.

Важную поверхность горизонтальных срывов представляет поверхность Моховичича, разделяющая земную кору и верхнюю мантию (рис. 1). Срывы и движения литопластин происходят также на других уровнях внутри литосферы, чему способствует наличие в ней слоев пониженной вязкости. Изучение микроструктурных и текстурных особенностей мантийных пород и данные экспериментальной тектоники свидетельствуют о твердопластическом течении глубинных пород, вызванном приложением горизонтальных сил. Наиболее ярко тектони-

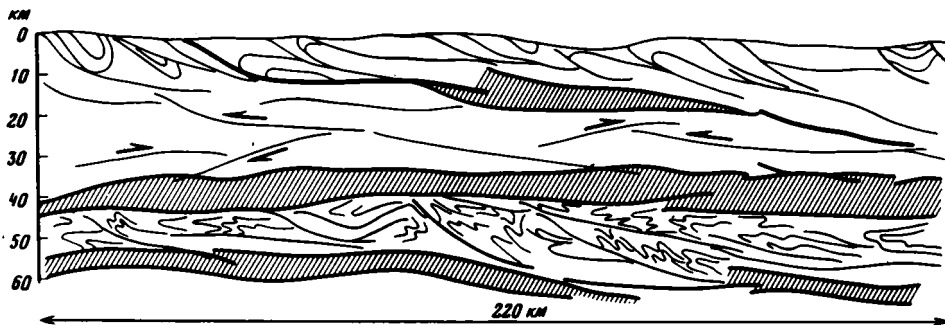


Рис. 1. Модель тектонической расчлененности верхней части литосферы  
Заштрихованы астенослон, разделяющие главные литопластины

ческое расчленение литосферы на покровы, пластины и надвиги выражено в земной коре. Подавляющее большинство подвижных зон (Памир, Кавказ, Урал, Тянь-Шань, горные сооружения восточной окраины СССР, Альпы, Аппалачи и др.) имеет покровно-складчатое строение. Структуры горизонтального срыва характерны для кристаллических цоколей древних платформ. Есть данные о существовании латеральных тектонических срывов и движений в коре и мантии под океанами. Космогеологическими методами установлена структурная дисгармония между отдельными центрами литосферы, объясняемая их относительным латеральным проскальзыванием.

Модель ТРЛ связывает все эти явления друг с другом, соответственно тектоническая расчлененность литосферы есть результат дифференцированного по скорости субгоризонтального движения расположенных на разных глубинах литосферных масс (литопластин) с образованием тектонических ансамблей скучивания в одних местах и деструктивных структур в других. Учение дает оригинальное освещение дрейфа континентов, образования вторичных океанов, аккреции континентальных масс, явлений магматической деятельности и металлогении.

Литопластина<sup>1</sup> — литосферная пластина неопределенной толщины, ограниченная поверхностью горизонтального тектонического срыва и перемещенная по латерали на некоторое расстояние. В разрезе литосферы может быть несколько нагроможденных друг на друга литопластин, образующих в совокупности зоны тектонического скучивания. Последние особенно характерны для горных сооружений, в большинстве представляющих собой покровно-складчатые ансамбли. Литопластины обособляются также в кристаллическом фундаменте древних платформ. Имеются доказательства тектонического скучивания благодаря совмещению литопластин в океанической литосфере.

Поверхности срыва литопластин могут находиться внутри земной коры, в ее основании и в более глубоких зонах литосферы. Относительное движение литопластин есть следствие течения горных масс в астенослоях (слои пониженной вязкости). Оно неравномерно и по-разному распределено в разрезах литосферы разных областей. Неравномерность течения в астенослоях может привести к деформации и частичному разрушению литопластин, а также к возникновению новых астенослоев, усиливающих дисгармонию деформаций и смещений.

Стадийность развития земной коры — это понятие о трех последовательных стадиях в развитии земной коры: океанической, переходной и континентальной. Первая отвечает времени образования и эволюции океанической коры. Ее длительность различна: от 10—20 млн лет (некоторые палеоокеани-

<sup>1</sup> С использованием формулировок А.В. Пейве.

ческие бассейны) до 1 млрд лет и более (Тихий океан). На океанической стадии земная кора состоит из трех слоев: первого — осадочные отложения, второго — толентовые базальты и дайковый комплекс и третьего — габброиды, амфиболиты. Субстратом служат ультраосновные породы мантии — гарцбургиты, лерцолиты. При тектонических и протрузивных процессах ультрабазиты могут проникать на разные уровни океанической коры. Мощность коры изменяется, но редко превышает 10 км. Строение коры неоднородно, в ней имеются значительные петрохимические, геофизические и структурные латеральные неоднородности, отражающие сложные процессы эволюции не только ее самой, но и мантии. Новообразование океанической коры происходит главным образом за счет спрединга. Геодинамическая обстановка характеризуется выдержанностью на обширных пространствах и сочетанием очень значительных продольных и поперечных коровых напряжений, приводящих к интенсивным кинематическим процессам.

Переходная стадия является результатом процесса вещественного и структурного преобразования океанической коры. Главная ее особенность — зарождение и постепенное формирование гранитно-метаморфического слоя. Его появление означает качественно новое состояние земной коры, промежуточное между океаническим и континентальным. На этой стадии в составе геологических комплексов приобретает большое значение андезитовая составляющая. Формируются плагииграниты. Тектоническая и геодинамическая обстановки становятся дифференцированными, контрастными. В современном тектоническом плане это приокеанические зоны, в первую очередь активные континентальные окраины с их характерными структурными образованиями типа островных дуг, желобов и краевых морей. Строение коры здесь пестрое и мощностно изменчиво. Протяженность стадии во времени сравнима с той, которая указывалась для океанической стадии.

Переходную стадию во времени сменяет континентальная. Она наступает вследствие появления развитого гранитно-метаморфического слоя. В его образовании основную роль играют процессы тектонического сгущивания, вызванные горизонтальными движениями литопластин. В процессе сгущивания происходит синализация возникающих магматических расплавов. Индикаторами зрелой континентальной стадии в развитии земной коры являются пронизывающие структуру массы калиевых гранитов, накопление поздних моласс и появление на периферии переходных зон вулканоплутонических поясов.

Длительность континентальной стадии не одинакова для разных частей континентов. Геология древних щитов показывает, что отдельные участки земной коры находятся в континентальной стадии развития свыше 2,5 млрд лет. Некоторые материковые массы молоды. Материки обладают наиболее мощной и относительно выдержанной корой с повсеместно развитым гранитно-метаморфическим слоем. Геодинамическая обстановка сложная, дискретно меняющаяся от места к месту.

Тектоническая аккреция означает приращение массы какой-либо геосферы либо планеты в целом. Последнее в первую очередь касается наиболее ранней стадии формирования самой Земли как отправной точки для изучения ее дальнейшей тектонической эволюции.

В отношении земной коры аккреция относится к любому ее типу: океаническому, переходному или континентальному. Аккреция океанической коры главным образом происходит в зонах спрединга за счет поступления в нее мантийных базальтоидных масс. Но, помимо этого, локальная аккреция может происходить в результате тектонического сгущивания симатических масс, вулканических излияний, формирования мощных осадочных комплексов на океаническом ложе.

Под аккрецией земной коры переходного типа понимается трансформация

ее симатического субстрата за счет появления сиалических масс, андезитового вулканизма, формирования мощных осадочных комплексов и также процессов тектонического сучивания. Такая кора свойственна зонам перехода океан—континент.

Аккреция континентальной коры происходит двумя основными путями. Первый путь — дальнейшая сиализация коры переходного типа, сопровождающаяся разрастанием гранитно-метаморфического слоя. Процесс разрастания сложен и связан с воздействием магматических, метаморфических и тектонических факторов. Среди последних определяющая роль принадлежит горизонтальным движениям горных масс. Второй путь — механическое сгруживание континентальных и иных блоков разной величины вследствие их дрейфа. Одни из них — материка (Африка, Евразия и др.) или их крупные части (Индия), другие — относительно мелкие блоки, террейны (горы Кламат на западе США). В геологической истории фанерозоя оба пути континентальной аккреции проявлялись неоднократно.

Термин "аккреционная тектоника" является альтернативным по отношению к терминологии учения о геосинклиналиях.

Тектоническая деструкция — означает разрушение сложившихся соотношений слоев земной коры, ее деградацию. Деструктивные процессы прослеживаются почти на всем протяжении обозримой геологической истории. Это доказательно иллюстрируется рифтогенными структурами, реконструируемыми как для неогоя, так и для протерозоя и архея.

Все процессы, приводящие к деградации целиком или частично гранитно-метаморфического слоя континентальной или субконтинентальной земной коры, являются деструктивными процессами. Они особенно характерны для активных и пассивных континентальных окраин, где распространены краевые моря деструктивной природы, зоны утонения или выклинивания гранитно-метаморфического слоя, фрагменты деградированной континентальной коры. Примерами служат Японское море, возвышенность Ямато в нем, окраинно-океанические зоны Атлантики (шельфы, континентальные склоны).

Деструктивные процессы могут проявиться и в коре океанического типа, где они выражаются в растяжении коры, уменьшении мощности третьего и(или) второго слоев. Такое явление наблюдается в поперечных океанических разломах, испещряющих океаническое дно.

Тектоническая деструкция существенно осложняет аккреционный процесс, что и показывает анализ тектонической эволюции обрамления Тихого океана.

Тектоническая асимметрия Земли выражена в разделении ее на два равновеликих по площади, но различных по строению сегмента: Тихоокеанский и Индо-Атлантический. Тихоокеанский сегмент включает древнейший на Земле (более 1 млрд лет) Тихий океан и обрамляющий его Циркум-Тихоокеанский тектонический пояс. Последний расположен между древними платформами и глубоководными желобами. На протяжении неогоя Тихоокеанский пояс характеризовался высокой степенью тектонической подвижности. Следствием этого является широчайшее распространение в его пределах, особенно на западе, структурных образований переходной стадии развития земной коры. Аккреционная тектоника здесь постоянно нарушается деструктивными процессами. Все это есть результат сложных геодинамических взаимоотношений океанических и континентальных геосфер.

В связи с дрейфом материковых масс конфигурация Тихоокеанского пояса во времени менялась, изменялись также площадь и структурный характер межматериковых областей. Но на всех этапах тектонического развития Тихоокеанский пояс представлял собой совокупность структурных образований, расположенных по периферии Тихоокеанской впадины и связанных между собой преемственностью простираций. Геология тихоокеанского обрамления указыва-

ет на перманентное существование в неогее в пределах Тихого океана симатической коры. Возможно, что это есть отражение первичной вещественной и энергетической неоднородности земного шара.

Индо-Атлантический сегмент включает все материки, за исключением их тихоокеанских окраин, и разделяющие материки океаны. Именно в этом сегменте происходило формирование основных континентальных масс Земли и их перераспределение в пространстве. Наиболее важными тектоническими событиями с конца палеозоя здесь были распад Лавразии и Гондваны, дрейф современных материков, раскрытие Атлантического, Северного Ледовитого и отчасти Индийского океанов, становление Альпийского складчатого пояса.

Сравнение с планетами земной группы — Марсом, Венерой и Меркурием, а также Луной, в строении которых имеется глобальная асимметрия, указывает на вероятность предположения об образовании такой асимметрии на стадии планетной аккреции.

Главные вопросы, которые будут рассматриваться в книге, — рост континентальной коры в обрамлении Тихого океана и тектоническая эволюция его ложа. Тем самым основное внимание уделяется аккреционной тектонике и деструктивным процессам, с одной стороны, и проблеме тектонического саморазвития океанической коры — с другой. Отметим, что как в первом, так и во втором случае имеющаяся литература противоречива и неполна и что вследствие этого авторам пришлось выполнить большой объем аналитической работы. В этом процессе мы каждый раз стремились использовать новейшие фактические материалы, в особенности полученные российскими океаническими экспедициями.

Что касается континентальных окраин, то отечественные материалы относятся почти исключительно к Северо-Западному сектору Тихоокеанского тектонического пояса. Существенно осложнило работу то обстоятельство, что в последний период необычайное развитие получили геодинамические исследования, весьма потеснившие тектонические. Чем дальше, тем все труднее становится отыскать в публикациях геологические профили, конкретные характеристики структурных форм и прочие сведения, на которые опирается тектонический анализ. Такой односторонний подход, конечно, нельзя признать нормальным.

Глава шестая по просьбе авторов написана А.О. Мазаровичем, раздел "Метаморфические породы" в главе пятой — А.В. Рихтером, Е.Н. Меланхолина — автор глав седьмой и восьмой. Весь остальной текст написан Ю.М. Пушаровским. При написании главы первой широко использовалась монография Е.Н. Меланхолиной "Тектоника Северо-Западной Пацифики" [45].



## ГЛАВА ПЕРВАЯ ТИХИЙ ОКЕАН

Уже несколько десятилетий геология дна Тихого океана глубоко интересует всех, кто стремится выяснить глобальные тектонические и геодинамические закономерности. Слишком огромна эта часть Земли, чтобы можно было не учитывать ее при построении различных моделей.

Знания о геологии Пацифики непрерывно пополняются. Проблемами геодинамики много занимаются американские исследователи, большинство из которых до сих пор с воодушевлением поддерживают теорию тектоники литосферных плит. Кстати, своим рождением эта теория обязана в первую очередь именно особенностям строения дна Тихого океана. По крайней мере учение о субдукции — краеугольный камень теории — смогло возникнуть только благодаря существованию западнотихоокеанских глубоководных желобов. У нас также имеются поборники этой геодинамической "теории века", но в основном усилия наших ученых сейчас направлены на пополнение фактических знаний для получения новых и более адекватных геологических выводов. Уже имеются признаки того, что не столь далеко время, когда в мировой науке собственно геологическое направление вновь займет достойное место.

Если геологическое строение дна Пацифики раскрывается все полнее и полнее, то его геологическая история на этапе, предшествовавшем образованию существующих структур, т.е. фактически допозднемезозойская, продолжает оставаться неизвестной. Чтобы как-то раскрыть ее, мы вынуждены опираться на косвенные данные, которые предоставляет нам геология тихоокеанского обрамления. В сочетании с материалами глубинной геофизики и сравнительной планетологии эти данные позволят коснуться упомянутой сложнейшей и весьма принципиальной проблемы.

В тектонике океанического дна имеются две характернейшие группы структур: рифтовые системы и системы разломов. В Тихом океане они проявлены необычайно ярко и мощно. С них целесообразно будет начать изложение.

В соответствии с методом региональной тектоники в пределах ложа Тихого океана выделяются естественные тектонические регионы нескольких порядков. Самыми крупными из них являются Восточно-Тихоокеанское поднятие и простирающийся от него до глубоководных желобов Западно-Тихоокеанский талассоген [60]. И тот и другой регионы подразделяются на области второго и более низких порядков. Так, Восточно-Тихоокеанское поднятие — на северную и южную части (последняя уходит в Индийский океан), а Западно-Тихоокеанский талассоген — на северо-западную, северо-восточную и южную тектоническую области, или сектора. В каждой из таких областей, в свою очередь, могут быть выделены подчиненные им структурные зоны и элементы (рис. 2, вкл.).

Описываемая система составляет треть Мировой рифтовой системы, простирающейся, как обычно считают, на 60000 км. Происхождение этой гигантской системы, а следовательно, и ее тихоокеанской части неизвестно. Более того, эта важнейшая проблема странным образом почти не привлекает к себе внимания ни тех, кто занимается геотектоникой, ни тех, кого интересует глобальная геодинамика.

Один из авторов [62] сделал попытку подойти к ней на основе расчленения Мировой рифтовой системы на фрагменты, различающиеся по времени образования. Наиболее древнюю ее часть, мезозойскую, составляет рифтовая система Срединно-Атлантического хребта. Четко обособляются позднекайнозойские отрезки, к которым принадлежат Калифорнийская, Галапагосская и некоторые другие относительно небольшие рифтовые зоны. Вся же остальная, преобладающая часть Мировой рифтовой системы (в Индийском, Тихом и Северном Ледовитом океанах) возникла в течение небольшого интервала геологического времени: конец мелового периода — палеоген, причем главным образом ее становление относится к рубежу мела и палеогена или ко времени, близкому к этому рубежу.

То обстоятельство, что возникновение очень большой части Мировой рифтовой системы тяготеет к рубежу 65 млн лет назад, когда на Земле произошло много крупнейших "пертурбаций", нередко связываемых с катастрофическим воздействием космических факторов, позволяет думать, что и она как моносистема могла быть порождена теми же причинами. Они должны были вызвать грандиозные изменения полей напряжения в геосферах и соответственно в динамике и кинематике глубинных масс, приведших в конце концов и растрескиванию литосферы в виде единой линейной системы. Все это говорит о гигантской мощи процессов — возбудителей Мирового рифтового раскола.

Возникает вопрос: возможно ли сказанное распространить на домезозойскую (атлантическую) часть этого планетарного раскола? Полагаем, что для этого данных нет. То, что известно об образовании Атлантического океана, свидетельствует о его поэтапном раскрытии на довольно длительном отрезке геологического времени (150 млн лет). В данном случае скорее следует думать об эндогенной причине — длительной и направленной перестройке глубинных (в частности, конвективных) процессов, обусловивших прогрессивный раскол континентальных масс (Лавразии, Гондваны). Таким образом, здесь началом является континентальный рифтогенез. Если это принять, то космическая причина обусловила лишь бурное разрастание уже существовавшей в Атлантике рифтовой системы и распространение ее по всему земному шару. Существенно важно, что она (система) рассекла восточную часть Тихого океана, будучи проложена уже не в континентальной, а в океанической коре. Это обстоятельство подчеркиваем потому, что оно свидетельствует о геодинамическом импульсе, расколовшем континент (Восточную Гондвану — Австралию и Антарктиду, откол Индии), с одной стороны, и океаническое ложе — с другой. Колоссальная реологические свойства литосферы под океаном благоприятными для развития планетарного рифтинга.

Возможно, что высказанные мысли о происхождении Мировой рифтовой системы уязвимы, но ведь проблема поднимается впервые, и авторы будут удовлетворены, если изложенные соображения дадут толчок для появления новых идей по этому поводу.

Как свидетельствуют данные о внутреннем строении, сейсмичности и вулканизме Мировой рифтовой системы, она явственно распадается на два крупнейших и примерно равных продольных отрезка. Один из них простирается в Атлан-

тическом океане и западной половине Индийского, другой приурочен к Восточно-Тихоокеанскому поднятию и восточной половине Индийского океана. Эти отрезки отчетливо разграничиваются в зоне стыка Западно-Индийского и Центрально-индийского хребтов. В обоих случаях рифтовая система состоит из множества обособленных частных рифтовых зон, но размеры их и характер сочетаний различны. В целом в Тихом океане и соответствующей части Индийского такие зоны обладают большей протяженностью и хотя отличаются в разрезах, но не слишком сильно. В Атлантике они в основном небольшие (кроме севера, где размеры их велики). Сейсмичность, связанная с рифтовой системой, в атлантической части в несколько раз выше, чем в тихоокеанской.

Привлекает внимание расположение в плане частных рифтовых зон в Тихоокеанском отрезке. На большом пространстве южнее разломной зоны Элтанин каждый конкретный рифт смещен относительно предыдущего в восточном направлении. Между зоной Элтанин и  $20^{\circ}$  ю.ш. картина пестрая, есть восточные, но есть и западные смещения. Затем вплоть до разлома Ревилья-Хихедо ( $20^{\circ}$  с.ш.) рифты вновь смещаются на восток. В целом Тихоокеанская рифтовая система имеет в плане резко выраженный крупноступенчатый характер с достаточно большими амплитудами смещения, гораздо более значительными, чем в Атлантическом океане. Такой рисунок плохо согласуется с представлением о единой жесткой Тихоокеанской литосферной плите, а скорее свидетельствует о проявлении спрединга в некотором локальном пространстве и его релаксации на флангах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Мы к этому еще вернемся при рассмотрении разломной тектоники. Что же касается существенно преобладающего восточного смещения отдельных рифтов, то оно согласуется с общим восточным изгибом Восточно-Тихоокеанского поднятия и его асимметричным, а не срединно-океаническим расположением, что можно связать с воздействием внешней силы на вращающуюся Землю.

Однако до сих пор речь шла только о самой общей характеристике Тихоокеанской рифтовой системы. Если же рассматривать ее строение детальнее, то картина окажется более сложной.

В настоящее время имеется значительное количество подробных поперечных профилей через гребневую часть Восточно-Тихоокеанского поднятия, выявляющих ее рельеф и структуру. Они оказываются довольно сложными. Если для Атлантической системы типично присутствие рифтовой долины шириной несколько, а местами более 10 км, то в Тихоокеанской ее место занимает рифтовое поднятие. Этот факт [47] объясняется различиями в скорости спрединга, которая в Атлантике около 1 см/год, а в Тихом океане, например в районе  $20^{\circ}$  ю.ш., 8,1 см/год. Малые скорости обуславливают, как считают цитируемые авторы, появление широкого куполообразного магматического диапира, у которого давление в центре оказывается меньшим, чем на краях (10—20 км от оси спрединга). Отсюда происходит подъем краев, а срединная часть превращается в крупную рифтовую долину. В высокоскоростных зонах диапир образуется в виде клина с максимальным давлением в его вершине, что препятствует образованию глубокой рифтовой долины и способствует формированию рифтового поднятия.

В приведенной работе установлен и ряд других существенных закономерностей. Так, анализ экструзивных проявлений вдоль спрединговых осей также выявляет большую специфику Тихоокеанской рифтовой системы по сравнению с Атлантической. Относительно геодинамической обстановки развития таких зон авторы пишут: "Экструзивная зона обрамляется с обеих сторон зонами активного растяжения, для которых доминирующими структурами являются открытые трещины. К зонам активного растяжения примыкают зоны сбросообразования, где широко развиты наклонные блоки, разделенные уступами различной высоты. За пределами зон растяжения и сбросообразования тектоническая активность

резко падает" [47. С. 27]. Если в Атлантике ширина экструживной зоны достигает 3 км, то на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия она резко сужается, местами в 10 раз. Здесь в пределах конкретных рифтовых зон молодые базальты обычно вытянуты в виде весьма протяженных зон; *jamring*, типичный для Срединно-Атлантического хребта, в данном случае не характерен. Отмечается также, что "вулканические процессы в зонах спрединга протекают дискретно, что связывается с периодичностью пополнения и разгрузки магматической камеры" [Там же. С. 35]. Отсюда опорное представление тектоники литосферных плит о непрерывном процессе образования океанической коры, обусловленном стабильно и длительно действующим механизмом мантийной конвекции, оказывается весьма неточным. Формирование такой коры происходит прерывисто.

В подтверждение высказанной мысли приведем факт открытия большого свежего лавового поля (220 км<sup>2</sup>) на ВТП в 1200 км в юго-западу от Галапагосских островов. «Для геотектонистов и геофизиков важно не только само открытие лавового поля, но и то влияние, которое окажет этот факт на ряд теоретических построений. Многие считают, что разлом земной коры, сопровождающий ее растяжение на морском дне, является как бы „незаживающей раной“, сквозь которую магма сочится медленно и постоянно с почти неизменной скоростью. Теперь же подтверждается, что она выбрасывается из недр эпизодически с интенсивностью, в десятки и сотни раз превышающей среднюю величину»<sup>1</sup>. Это согласуется и с недавним открытием вблизи центров спрединга гигантских, но кратковременных выбросов перегретой воды.

Важны данные о тонкой структуре магматических резервуаров. В частности, подобный резервуар был изучен в районе 13° с.ш. по профилю, пересекающему Восточно-Тихоокеанское поднятие [194]. Ширина резервуара в верхней части здесь около 6 км, кровля лежит на глубине 1,4 км от дна океана. Породы в очаге имеют температуру свыше 1000°С и отчасти расплавлены (несколько процентов). Предполагается, что такое состояние материала способно вызвать изостатическое поднятие осевой зоны хребта шириной около 8 км на 200—400 м. В самой верхней части резервуара, ниже полностью раскристаллизованного слоя коры в виде сравнительно тонкой (несколько сотен метров) линзы, имеется осевая магматическая камера, где вещество может быть расплавлено полностью. Такие камеры располагаются прерывисто. Указывается, что в местах их существования рельеф рифтовой зоны относительно плавный и имеется небольшой вершинный грабен. При отсутствии камеры рельеф более резкий, гребень ниже и осевой грабен не развит.

Состав расплавов, поступающих из мантии в магматические камеры, различен. Об этом свидетельствуют имеющиеся данные о геохимии и петрологии базальтов разных районов Тихоокеанской рифтовой системы. Опираясь на материалы главным образом глубоководного бурения в районе 9° с.ш., в рифтах Калифорнийского залива, Галапагосском и Коста-Риканском, на хребте Хаун-де-Фука, автор выделяет разнообразный в петрохимическом отношении спектр базальтов — от примитивных толентов к толентам MORB, которые, в свою очередь, оказались весьма неодинаковыми по составу. Большие колебания даже на сравнительно небольших расстояниях отмечаются по содержанию в породах петрогенных окислов, а также редких и редкоземельных элементов. В частности, скв. 477 и 481, пробуренными в спрединговых центрах Калифорнийского залива, вскрыты мощные sillы базальтов, различающиеся по содержанию Ti и щелочей, а также Sr, Zr и легких РЗЭ. Мы подошли здесь к очень важной геологической проблеме латеральных вещественных неоднородностей мантийного материала, генерирующего магматические расплавы в океанических областях. В общей форме она уже рассматривалась в ряде публикаций [81 и др.].

<sup>1</sup> Природа. 1989. N 3. С. 114.

Строение осевой зоны спрединга часто имеет усложненный характер. Так, при изучении Тихоокеанской рифтовой системы было открыто так называемое явление "overlapping" [193]. Этим термином обозначено некоторое латеральное с кулисным перекрытием смещение вулканических зон вдоль спрединговой оси. Оно происходит не по поперечным разломам, а на пространстве между ними. Смещение небольшое — 1—15 км. Впервые это явление было обнаружено на отрезке Восточно-Тихоокеанского поднятия между 8 и 18° с.ш. и описано как новый вид "вулканотектонической геометрии". Генезис его связывается с процессом высокоскоростного спрединга и соответственно с тонкой и ослабленной литосферой, не способствующей образованию трансформов, возникающих в жесткой среде. Между 11°15' и 14°08' с.ш. выявлено шесть спрединговых центров подобногo строения. Есть они и в других местах.

Приведенные данные о рельефе, тонкой структуре спрединговых зон и магматизме свидетельствуют, что строение гребня срединно-океанического хребта изменчиво не только вкрест простираия, но и по простираию. Таким образом, картина строения оказывается здесь сложной и притом еще не до конца выясненной.

Поперечные разломы (трансформы, по установившейся терминологии) делят Восточно-Тихоокеанское поднятие на отдельные сегменты. Подобных разломов существует большое количество, и они разного масштаба; соответственно сегментация имеет совершенно различный порядок. Прежде всего привлекают внимание наиболее крупные разломы. Так, разлом Клиппертон, смещающий гребень на 85 км, разделяет два сегмента, различающихся тектоническими и петрологическими особенностями [194 и др.]. В частности, состав базальтов к северу и югу от разлома Клиппертон весьма различен, причем лавы в северном сегменте изливались при более низких температурах. Это обстоятельство наряду с некоторыми другими (обилие магмы на юге и дефицит на севере) указывает на независимое развитие северного и южного сегментов. Это подчеркивается и тектоникой: северный сегмент более погружен и суживается в сторону разлома; наклон борта разломной долины здесь более пологий.

Вдоль гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия обнаружено несколько мощных выходов гидротерм, несущих металлы. Они хорошо изучены в районах 20° ю.ш., 12° с.ш., 21° с.ш. Калифорнийского залива, а также в рифтовых системах Галапагосской и Хаун-де-Фука. Гидротермальная циркуляция на Восточно-Тихоокеанском поднятии выше, чем в Срединно-Атлантическом хребте (САХ). Излияния горячих вод с температурой 350°С здесь распространены шире. При этом средний тепловой поток вблизи осевой зоны на ВТП 162 и 141 мВт/м<sup>2</sup>, тогда как на САХ 128 и 102 мВт/м<sup>2</sup>. Интересно, что различие в тепловом режиме ВТП и САХ, по мнению автора, может обуславливать их разную сейсмичность, поскольку увеличение температуры влечет за собой потерю упругости и прочности пород, что влияет на величину накапливающихся в них напряжений. Поэтому для более сильно прогретого ВТП характерны микроземлетрясения магнитудой 0—1, тогда как на САХ она составляет 4. По этим представлениям, на ВТП среда не выдерживает сильных напряжений и мощные землетрясения практически не происходят.

Сейсмические исследования устанавливают присутствие на совсем небольшой глубине под осевыми горстами зон пониженных скоростей, отвечающих магматическим резервуарам (об этом уже упоминалось выше). Что касается верхней мантии, то ее физические свойства под срединными хребтами вообще имеют аномальный характер. Она обладает низкой плотностью (~3,12 г/см<sup>3</sup>) и низкими скоростями продольных волн. На границе Мохоровичича скорость равна 7; 7,6; 7,8 км/с. Устанавливается обособленность верхней мантии от нижележащей астеносферы.

Вся сумма приведенных данных свидетельствует, что скорость спрединга

Рис. 3. Трансформация спрединговой системы Хуан-де-Фука в разлом-сдвиг островов Королевы Шарлотты [267]

действительно является важнейшей характеристикой разных частей Мировой рифтовой системы. Изменения скорости по простиранию определяются региональными геодинамическими особенностями верхних геосфер. На геодинамику же, как выясняется, оказывает прямое влияние геологическая предыстория соответствующих областей. Наиболее наглядно это видно из сопоставления Тихоокеанской и Атлантической рифтовых систем, предыстория которых кардинально различна.

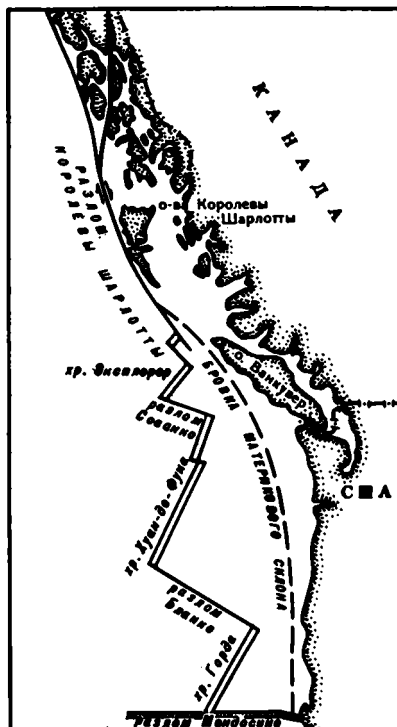
Все, о чем говорилось выше, основывалось фактически на данных о рифтовой системе Восточно-Тихоокеанского поднятия. Остановимся вкратце на других спрединговых системах: Хуан-де-Фука, Галапагосской и Южно-Чилийской.

Рифтовая система Хуан-де-Фука расположена особняком по отношению к Восточно-Тихоокеанской. Она прослеживается от разлома Мендосино на юге до сдвига Королевы Шарлотты на севере, т.е. на расстояние около 1200 км (рис. 3). В ее средней части находится спрединговый хребт Хуан-де-Фука — наиболее крупный элемент системы. На юге он ограничен поперечным разломом Бланко, от которого с большим смещением отходит в юго-западном направлении другой хребт — Горда. На севере хребт Хуан-де-Фука обрывается поперечным разломом Сованко, за которым следует система меньших хребтов и разломов (Эксплорер и др.), переходящих в конце концов в крупный правосторонний сдвиг Королевы Шарлотты.

Структурный рисунок этой системы в целом явственно свидетельствует о ее исчезновении по простиранию на север и выявляет характер этого исчезновения. Система все более дробится в северном направлении. В этом отношении данный пример весьма показателен. По-видимому, именно таким образом первоначально происходило выклинивание рифтовой системы Восточно-Тихоокеанского поднятия в том районе, где впоследствии образовалась рифтовая система Калифорнийского залива.

Возраст системы по магнитным аномалиям позднекайнозойский, во всяком случае не древнее 25—30 млн лет. Наибольшая скорость спрединга (6—5,6 см/год) устанавливается в хребте Хуан-де-Фука [267]. На север и на юг она значительно уменьшается (хребт Эксплорер — 4 см/год, хребт Горда — 2 см/год). На хребте Горда осевая рифтовая долина глубокая; далее на север хребты становятся шире, а рифтовые долины небольшие или даже не выражены. На севере магматизм носит диффузный характер, тогда как южнее он концентрируется в резко выраженную линейную систему. Все это признаки вырождения системы в северном направлении.

Весь центральный блок системы (хребт Хуан-де-Фука и восточнее), где скорость спрединга небольшая; асейсмичен. Сейсмичность сосредоточена вдоль зоны разлома Бланко, на участке, прилегающем к разлому Мендосино и от



разлома Сованко на север. Она подчеркивает основную тектоническую и геодинамическую сегментацию системы — обособление в ней северного, центрального и южного отрезков. Из изложенного следует, что описанная рифтовая система автономна и развилась независимо от Восточно-Тихоокеанской. Она есть следствие тектонического преобразования океанической коры и верхней мантии в данном конкретном регионе. То же, по существу, относится и к двум рифтовым системам, соединенным с Восточно-Тихоокеанской: Галапагосской и Южно-Чилийской. Первая из них соединяется немного севернее экватора, откуда простирается на восток в район, лежащий между хребтами Кокосовым и Карнеги, упираясь в крупный поперечный разлом Панама. Общее ее протяжение около 2000 км. Поперечными разломами Галапагосская система разбита на множество сегментов (более дюжины), смещение по которым на востоке составляет многие десятки километров. По обеим сторонам рифтов идентифицированы полосовые магнитные аномалии. На востоке, где смещения крупные, выявлены аномалии до 5-й; на западе, где смещения малые, — до 2-й и лишь местами до 3-й.

Таким образом, по магнитным аномалиям и структурному рисунку Галапагосская рифтовая система развивалась в направлении с востока на запад на протяжении около 10 млн лет. Соответственно формирование системы, как и в случае системы Хуан-де-Фука, есть результат особого тектонического и геодинамического развития верхних геосфер в данной области океана. Можно видеть, что это очень молодое структурное образование. Скорость спрединга в Галапагосском рифте 5—7 см/год. Галапагосские острова с их молодым вулканизмом лежат значительно южнее рифтовой системы. На западном окончании системы находится узкая и глубокая рифтовая впадина Хесса. В ее бортах вскрыт полный разрез океанической коры. Южно-Чилийская рифтовая система изучена значительно хуже предыдущей. Но ее размеры, строение и возраст, по имеющимся публикациям, близки с таковыми Галапагосской системы. Наиболее древняя ее часть расположена также на востоке.

Таким образом, Тихоокеанскую рифтовую систему необходимо рассматривать дифференцированно. Подобный подход выявляет важные для тектонических и геодинамических построений геологические закономерности.

### РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА

Разломные зоны составляют столь же крупную черту тектоники океанического дна, как и Мировая рифтовая система. Среди них большое распространение имеют разломы, так или иначе тяготеющие к срединным хребтам. К ним обычно применяется термин "трансформный", введенный Г.Вилсоном. Следует иметь в виду, что исследование Г.Вилсона по поводу трансформных разломов базируется на принятом им постулате, что линейные структуры, как правило, связаны в непрерывную в масштабе Земли цепь подвижных зон, будучи сочленены трансформами, т.е. областями трансформации сопредельных структур. Но этот постулат можно и не принимать, так как в многочисленных случаях, как это известно из региональной геологии, структуры исчезают по простиранью, не переходя с помощью трансформов ни в какие другие.

На батиметрической карте ГЕВКО масштаба 1:10000000 и на структурной карте океанов, составленной по данным спутниковой альтиметрии [153], видно, что на дне Тихого океана имеется много сотен разломов. Их главная масса расположена в восточной половине и на юге Пацифики. В западных областях разломы также имеются, но число их несравненно меньше, притом характер и природа разломов здесь совершенно иные. Если сравнивать степень раздробленности разломами дна Тихого и Атлантического океанов, то в последнем случае она несколько выше. Однако в Тихом океане главные разломные зоны развиты мощнее и простираются на большие расстояния.

По ориентации, структурному рисунку, тектонической позиции и интенсивности проявления наиболее яркими в Тихом океане являются две разломные системы: северо-восточная и южная. Разделяющая их обширная область не обладает столь закономерной структурой. Разломные структуры на западе имеют разную ориентировку и выявляются по морфологии, ориентации вулканических цепей, геофизическим характеристикам.

Северо-восточная система объединяет тихоокеанские разломы-гиганты: Мендосино, Пайонир, Меррей, Молокаи, Клариион, Клиппертон, Галапагосский и Маркизский, являющийся южным ограничением системы. К ней относятся также лежащие севернее Мендосино разломы Сервейор и Чинук, а также разломы, находящиеся в пространстве между разломами-гигантами. Все значительные разломы этой системы параллельны друг другу и имеют четкую восток-северо-восточную ориентировку. Простираясь на многие тысячи километров, ни один из разломов-гигантов не пересекает океан целиком. Их западные окончания находятся посередине океана. Восточные окончания лежат у континентального края, хотя местами и имеется ряд признаков, свидетельствующих о некотором их влиянии на формирование структур в пределах материка. Разлом Мендосино, по мнению некоторых исследователей, трансформируется в разлом Сан-Андреас, расположенный по отношению к нему почти под прямым углом.

Внутреннее строение крупных разломных зон сложное. В них сочетаются узкие трюги, эскарпы, гребни, гряды, нередко кулисообразно заходящие друг за друга. Эти частные структуры местами ветвятся, образуя в совокупности сочетания шириной в несколько десятков, а иногда и более сотни километров. Пожалуй, общим свойством разломов-гигантов является их как бы расщепление на западных окончаниях и более концентрированная и резко выраженная структура на восточных. Наиболее крупный из разломов-гигантов — Мендосино. Он доходит до связки Гавайского и Императорского хребтов и, судя по альтиметрической карте, пересекает связку и доходит до горного пояса Маркус-Неккер, простираясь таким образом почти на 6000 км. Но западный отрезок морфологически выражен не столь четко, однако расщепление разлома на его окончании видно здесь отчетливо. Эта морфологическая особенность представляется существенной, поскольку позволяет предположить, что наиболее молодой частью разломной зоны является западная часть, а отнюдь не восточная, как обычно принимается в литературе.

Разломы Меррей и Клариион и более южные выявляют те же особенности строения. Если идея о развитии разломов-гигантов с востока на запад верна, то это полностью меняет сложившиеся представления о геодинамической обстановке их образования. В этом случае вся система никакого отношения к развитию срединных рифтов не имеет и тем самым составляющие ее элементы к классу трансформов не принадлежат. Помимо сказанного, на то же указывает и рассмотрение структурных соотношений конкретных разломов-гигантов со структурами Тихоокеанской рифтовой системы. Вся их северная группа, до Кларииона включительно, с историко-геологической точки зрения явно имеет обособленный характер. Крайнюю восточную часть зоны Клиппертон еще можно как-то увязать с зоной окончания Восточно-Тихоокеанской рифтовой системы, но скорее эта последняя наложилась на разлом, будучи более молодой. Маркизская разломная зона вообще не доходит до рифтовой системы на значительное расстояние.

Развиваемое нами представление об автономности разломной системы подкрепляется феноменальной длиной разломов-гигантов. Они, по всей видимости, образовались вследствие длительного направленного движения глубинных масс с прогрессивным проникновением процесса в Западную Пацифику. Как показывает надвиг Северной Америки на океаническое ложе, этот континент также двигался на запад, однако скорость его движения должна была быть больше.

Магнитные аномалии свидетельствуют о больших сдвиговых смещениях вдоль разломных зон. Они здесь масштабнее, чем в других районах Тихого океана,



достигая местами многих сотен и даже более тысячи километров (Мендосино). Сдвиги обосновывают вывод о направленном глубинном тектоническом течении материала. Они являются поверхностным отражением этого течения.

Глубина проникновения разломов-гигантов изучена недостаточно. Близ западного побережья Северной Америки с ними сопряжены области развития подводных гор в основном вулканического происхождения. В тех местах, где вулканизм контролируется разломными зонами, можно считать, что они уходят своими корнями в мантию и имеют соответственно глубокое заложение. Но и на других участках глубина заложения имеет, видимо, тот же порядок. Так, литосфера к югу от разломной зоны Мендосино на несколько десятков километров толще, чем на севере. Выше уже была речь о том, что установлены факты разграничения разломами весьма различных по химическому составу базальтовых провинций в океанической коре (в частности, к северу и югу от разлома Клиппертон [183]). Все это, вместе взятое, свидетельствует о значительной глубине проникновения в тектоносферу описываемых разломов, измеряемой, вероятно, десятками километров. Однако они не сейсмичны.

Большинство крупных разломов северо-восточной системы в той или иной мере исследовались советскими экспедициями, давшими интересные результаты по вещественному составу и строению океанической коры. В частности, изучался полигон на разломе Меррей, расположенный в районе  $31^{\circ}$  с.ш. и  $143^{\circ}$  в.д. В поперечном сечении здесь видно два-три частных разлома, разделенных ступенями. Главный разломный трог находится в северной части разломной зоны, причем его южный борт круче и выше северного, с перепадом высоты, равной почти 1500 м. Глубина дна трога достигает 6450 м. На южном борту был опробован разрез с амплитудой 900 м. Он состоит из толеитовых базальтов, долеритов, габбро-долеритов и габброидов. Базальты и гипабиссальные долериты встречены на всех опробованных уровнях. Габброиды и габбро-долериты выходят в нижней половине разреза. Габброиды представлены габбро-норитами, нормальными и роговообманковыми габбро. Породы эффузивного и дайкового комплексов отвечают второму слою океанской коры. Наличие афировых, порфириновых и крупнопорфириновых (кумулятивных) типов базальтов и долеритов свидетельствует о многофазности внедрения и излияния базальтовых расплавов, формировавшихся в ходе фракционирования магмы в малоглубинном очаге.

Габброиды представляют третий слой коры. Эти породы претерпели метаморфические преобразования, в них произошли зеленокаменные изменения. Обнаружены явления катаклаза и раскристаллизации в габброидном комплексе, выявлено нарушенное залегание пород. Смена различных пород в разрезе не является четкой. Совокупность признаков свидетельствует о тектонизации пород, их дроблении и деформациях, возможно, даже их тектонической расслоенности, т.е. о присутствии в разрезе тонких литопластин. На реальность такого явления указывают результаты исследований, проведенных на полигоне в разломной зоне Кларин [45] (рис. 4).

Кларинский полигон находится в районе  $14^{\circ}$  с.ш. и  $147^{\circ}$  з.д. В его пределах разлом представлен широкой зоной сложного строения, асимметричной в поперечном профиле. Северный борт основного трога образован тремя блоками, представляющими собой односторонние горсты, постепенно повышающиеся в северном направлении. Они разделены понижениями с крутыми склонами. Южный борт трога образован единым разломным уступом крутизной до  $30^{\circ}$ , который сопровождается на юге продольным горстовым хребтом. Глубина трога порядка 6,3 км.

При драгировании здесь получены ультраосновные породы, габброиды, долериты и толеитовые базальты, представляющие полный разрез океанической коры. Ультраосновные породы выражены серпентинитами, образовавшимися за счет перидотитов. Среди габброидов присутствует несколько разновидностей, в том числе оливиновые габбро. На всех станциях драгирования подняты толеитовые базаль-



тяженность, чем на северо-востоке, причем расположены они по отношению к спрединговой осевой линии более или менее симметрично. В пределах Южной котловины с одной стороны и котловины Беллинсгаузена с другой разломы угасают. Густота разрывных деформаций достигает на юге Пацифики высокой степени. Как по этому признаку, так и по характеру соотношения с срединной рифтовой зоной южная система разломов напоминает геологическую ситуацию на дне Атлантики.

Разломная зона Элтанин, включающая разлом того же названия плюс разломы Хизена и Тарп, отсекает Южно-Тихоокеанский хребет от Восточно-Тихоокеанского. По этой зоне отмечается самое крупное горизонтальное (правостороннее) смещение срединного поднятия в Пацифике, достигающее 1100 км. Зона Элтанин простирается до узкого подводного хребта Луисвилль, доходящего до желоба Тонга, и переходит в него. Таким образом, этот линеймент имеет такую же протяженность, как и разлом Мендосино, т.е. около 6000 км. Разлом Удинцева вдвое меньше, остальные разломы менее значительные.

Межрифтовые отрезки всех разломов южной системы сейсмичны. Чем значительнее разлом и чем больше величина смещения по нему рифтовой зоны, тем сейсмичность выше. Соответственно этому межрифтовая часть зоны Элтанин отличается самой высокой сейсмичностью. Это вообще наиболее обширная сейсмическая зона из сопряженных с поперечными разломами в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия. Следующая за ней по значению — сейсмическая зона разлома Удинцева. На разломах-гигантах северо-востока ничего подобного не наблюдается.

Входящие в южную систему разломы состоят из глубоких грабенообразных структур (глубины ущелий могут достигать почти 6000 м, ширина днищ — несколько километров) и сопровождающих их гребней, возвышающихся до глубин 1000 м и даже менее.

Изучение строения южного борта разлома Хизена, наклоненного под углом 20-30° и возвышающегося над дном на 5000 м, позволило вскрыть его геологический разрез. В самом низу (глубины 5200-5400 м) обнаружены метаморфические сланцы, сильно расщепленные, микроскладчатые и пльчатые. Как полагают, они образовались при метаморфизме базальтов в условиях перехода от эпидот-амфиболитовой фации к амфиболитовой. Выше них по разрезу подняты перидотиты и пироксен-плагноклазовые метаморфиты, их подстилающие и расслаивающие, а затем габброиды, долериты, толеитовые базальты и, наконец, известняки маастрихта. Поскольку нижние метаморфические тектонизированные сланцы, образовавшиеся по базальтам, лежат внизу фактически полного разреза океанической коры, начинающегося ультрабазитами, надо считать, что здесь проходит зона надвига. Таким образом, это еще один пример надвиговых деформаций в коре на океанической стадии ее развития. Очень трудно объяснить обнаружение маастрихтских известняков сверху разреза. Этот факт остается загадкой для исследователей. Разрез находится лишь в 440 км западнее осевого рифта, и, судя по магнитным аномалиям, здесь маастрихтский возраст пород невозможен.

Поперечные разломы, сопряженные с рифтовой системой на пространстве между зоной Элтанин и экватором, на спутниковой альтиметрической карте не выявляют столь четкой упорядоченности, как две описанные выше системы. Все же господствующими остаются простирающиеся, перпендикулярные отрезкам Тихоокеанской рифтовой системы. Однако имеется значительное число косых разрывов, обособленных от этой системы. Наибольшие размеры имеет разлом Менарда, достигающий в длину 2500 км. Все другие разломы обладают существенно меньшей протяженностью. На карте плейттектоники Тихого океана поперечные разломы подчеркнуты резко и рисуется в "общем" правильная картина сочетания поперечных разрывов и осевой рифтовой зоны, но, видимо, она чрезмерно схематична. По разломам устанавливаются горизонтальные смещения рифтовой зоны,

но обычно не далее магнитных аномалий 5-6. Однако, начиная с разломной зоны Менарда и далее на юг, далеко за пределами зоны Элтанин прослеживаются аномалии 20-23, а затем и 29-30, примерно отвечающие рубежу мела и палеогена.

Был обследован один из косых разломов, простирающийся в районе между 30-40° ю.ш. на западном фланге ВТП, — разлом Курчатова [16]. Ущелье в разломной зоне достигает глубин, превышающих 6600 м (37° ю.ш., 122-123° з.д.). С севера склон значительно более крутой — 22-24° — и поднимается до глубин менее 1000 м. По всему склону выходят толеитовые базальты, гиалокласты и долериты. По соотношению с гребневой зоной ВТП можно заключить, что разлом Курчатова более древний.

Не очень правильная картина расположения в пространстве разрывных деформаций между разломами Маркизским и Менарда соответствует области разграничения северо-восточной и южной систем соответственно восток-северо-восточного и восток-юго-восточного простираний. Структурные рисунки разрывов и пучки магнитных аномалий позволяют считать, что на этом пространстве есть несколько генераций разломных систем, причем генерация структур, поперечных к осевой рифтовой зоне, является наиболее молодой. Здесь открывается поле для большой исследовательской работы, что было бы очень важно для геодинамических построений, менее схематичных, чем существующие в настоящее время. В самом общем виде, конечно, можно сказать, что северо-восточная и южная системы отражают крупные различия в направленности перемещения тектоносферных масс. В Атлантическом океане видна такая же картина. В Северной Атлантике разломы простираются на запад-северо-запад, а в Южной — на запад-юго-запад. Но зона их разграничения, приуроченная к экваториальной области, в отличие от тихоокеанской узкая и выражена резко.

Далее обратимся к крупным разломам, контролирующим подводные вулканические хребты и глубоководные желоба и трогги, находящиеся во внутренних частях океанического ложа. Относительно первых следует сказать, что те исследователи, которые поддерживают идею о "горячих точках", их существование отрицают. Но имеется уже большое количество данных, указывающих на то, что механизм "горячей точки" сомнителен. Главные из них касаются значительных отклонений в возрасте вулканических гор линейных цепей, находящихся на дне океана, от того, который должен был бы быть. Такая классическая подводная вулканическая цепь, как Лайн, не укладывается в правило "горячей точки". Имеются и большие петрохимические различия по простиранию отдельных линейных зон. В сущности, вулканизм Гавайского хребта весьма специфичен по сравнению с вулканизмом Императорского хребта. Во многих случаях построения, основанные на идее "горячих точек", делаются весьма искусственно. Например, это относится к вулканической зоне Каролинских островов. Все это, а также такие факты, как непосредственное продолжение подводного вулканического хребта Луисвилль разломной зоной Элтанин, позволяют считать, что крупные линейные вулканические зоны в Тихом океане имеют разломную природу, т.е. это тектономагматические структуры.

Такие структуры распространены в западной половине океана, причем большинство из них имеет северо-западные простирания. Выше уже были названы соответствующие примеры. К ним можно прибавить хребты Гилберта, Кука, Тубуаи. Однако две очень крупные подводные горные системы: Маркус-Неккер и Каролинских островов — простираются широтно. О тектоническом значении этих систем будет сказано ниже.

Что касается внутриокеанических желобов или трогов, то данные на этот счет имеются в отношении разных районов Пацифики. Это изолированные структуры. В Северной Пацифике к ним относится крупный и сложно построенный Императорский разлом. От северной части Императорского хребта этот

разлом простирается на юго-восток в район субширотного разлома Сервейор, оканчиваясь, вероятно, несколько южнее последнего. Из-за очень специфического тектонического положения и слабой расшифрованности геологической истории объяснить его происхождение однозначно пока трудно. Разлом прослеживается на расстояние около 1500 км, ширина зоны — 150 км. Он состоит из узких, но значительных по длине глубоких впадин и гребней, для которых характерны кулисные взаимоотношения. Глубина дна в главном ущелье достигает почти 8 км при ширине днища в несколько километров. Борта ущелья крутые (20° и более). С восточной стороны ущелья протягивается горный хребет. На юге разломной зоны выявлен разрез океанической коры в ее нормальном строении. В основании найдены подвергшиеся зеленокаменному метаморфизму габбро, представляющие породы третьего слоя. Выше лежат габбро, габбро-долериты, долериты и базальты. Разница глубин залегания нижних и верхних опробованных горизонтов 2500 м.

По морфологическим признакам Императорский разлом сходен с разломами-гигантами, однако глубины в нем более значительные. В то же время, как говорилось, он ориентирован по отношению к ним совершенно дискордантно. Интересно, что субширотный разлом Чинук (а вероятно, и Сервейор) в зоне сочленения с Императорским отворачивает на север, что выявляет характерный структурный рисунок сдвиговой деформации. Иными словами, Императорский разлом может быть зоной значительного левого сдвига. Так или иначе, но он должен рассматриваться как зона разграничения западной и восточной структурно глубоко различных областей Пацифики.

В качестве примеров разломов-желобов Центральной Пацифики упомянем три: Нова, Нова-Кантон и Магеллана. Первый из них простирается от островов Феникс на северо-восток (70°) более чем на 500 км. Ширина днища в нем 10—20 км при максимальной глубине, превышающей 8000 м. Структура, как обычно, представляет сочетание протяженных гребней и трогов, вероятно разделенных сбросами. По другую сторону островов Феникс лежит разлом Нова-Кантон, расположенный кулисно по отношению к предыдущему. Глубина этого трога около 6 км. По протяженности он вдвое больше разлома Нова. Разлом Магеллана лежит к северу от поднятия Магеллана и имеет противоположную, северо-западную ориентировку. Глубина трога здесь также свыше 6000 м. На южном борту разлома Нова с глубин 7000—6800 и 5300—5200 м подняты крупные глыбы и обломки базальтов, габброидов и долеритов. Некоторые породы несут признаки тектонизации.

В Западной Пацифике интересен разлом-желоб Муссау, сопровождающийся с востока хребтом того же названия. Обе структуры имеют субмеридиональное простирание и прослеживаются на 400 км. Днище разломного ущелья узкое, глубина его превышает 7000 м. Хребет поднимается до глубин 1400 м. Западный его склон крутой (>20°). В верхней части хребта (1480—1900 м) обнаружены троктолиты и оливиновые габбро-нориты, которые местами пронизаны дайками долеритов. На гребне хребта встречены гналокластитовые брекчии с фрагментами пиллоу-базальтов и конгломератобрекчии с карбонатным цементом, также включающие обломки базальтов, но, кроме того, всех других пород. Здесь имеет место пространственное совмещение литопластин океанической коры, представляющих ее третий и второй слои. Оформление хребта и образование желоба Муссау происходили, очевидно, в недавнее геологическое время, на что указывают структурные взаимоотношения и почти полное отсутствие осадков как на хребте, так и в желобе.

Итак, запад Тихого океана обладает совсем особой разломной тектоникой. Преимущественные направления здесь, судя по вулканическим хребтам и некоторым разломам-желобам, северо-западные и даже север-северо-западные, хотя имеются и субширотные. Разломы в этом районе океана разных возрастных

генераций. Наиболее древнее заложение имеют разломы, лежащие в основании поднятий Маркус-Неккер, Лайн и Императорского; самые молодые (конец кайнозой) — разломы северо-восточного простирания на северо-западе Пацифики. Большинство разломов по времени развития относится к палеогену.

Помимо основных классов разломных структур, о которых шла здесь речь, на дне Тихого океана имеются многочисленные большие и малые разрывные нарушения, выделяемые по особенностям рельефа дна и геодинамическим данным. В Центральной котловине, имеющей изометричные очертания, их ориентировка неупорядоченная; на северо-западе простирания разломов в основном восток-северо-восточные, хотя есть и противоположные; в южной части простирания преимущественно северо-западные; в Восточной Пацифике разрывы обычно перпендикулярны береговой линии Южно-Американского материка, т.е. ориентированы на восток-северо-восток. Соответственно в двух последних случаях простирания разрывных структур хотя и очень приблизительно, но могут быть увязаны с системами поперечных разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Что же касается разломов на северо-западе, то они отражают совершенно особую геодинамическую обстановку. В этом последнем случае можно выделить ряд возрастных генераций разрывных нарушений.

Правомерен вопрос: почему в одних случаях разломы вызывают образование вулканических хребтов, а в других лишь глубоководных рвов (желобов)? Наиболее просто предположить разницу в глубине их проникновения и геодинамике глубин, контролирующей магмогенерирующие процессы и направления перемещения магматических масс.

Пояс островных дуг и окраинных глубоководных желобов характеризуется собственной разломной системой. В целом генеральные разрывные нарушения укладываются здесь в кольцевую зону, окаймляющую ложе Тихого океана. Они повсюду простираются дискордантно по отношению к сопредельным разломным системам океанического ложа. Для островных дуг характерны протяженные линейные вулканогены, надвиговые нарушения, создающие ансамбли сгущения литопластин, разломы-сдвиги (продольные и поперечные) и, наконец, разрывы, обуславливающие зарождение и формирование деструктивных тектонических форм, в первую очередь краевых морей. По простиранию Тихоокеанского кольца сочетания указанных типов нарушений, как и площади их распространения, меняются. Наряду с этим существует множество осложняющих структур, так что в целом Циркум-Тихоокеанская система разломов имеет весьма сложное строение. Такое строение закономерно в зонах сочленения тихоокеанской и континентальной литосфер, имеющих очень глубокое заложение. В подобных зонах создаются совершенно особые геодинамические условия, притом разные на разных уровнях. Связано это с различиями с глубиной состава и свойств литосферных масс и таких определяющих параметров, как давление и температура.

В данном случае кардинальное значение приобретает строение сейсмофокальных зон. Эта проблема недостаточно изучена и потому трактуется неоднозначно. В тектонике плит она подменена проблемой субдукции, привлекающей большое внимание. Но нас интересует тектонический подход. Бесспорно, что сейсмофокальные зоны наклонены в сторону континентов (исключения очень редки), и это позволяет говорить о надвиговых взаимоотношениях океанической и континентальной литосфер. Однако поперечник таких зон бывает столь значительным (до 200 км), что нужно допустить целый пакет надвигов. Такое представление подкрепляется обнаружением в ряде мест двух субпараллельных фокальных поверхностей. В то же время на разных уровнях обособляются гнезда эпицентров землетрясений. Их существование следует объяснить локальными геодинамическими причинами, и в частности особым, "зубчатым" характером взаимодействия двух разнотипных литосферных блоков. Однако эта область изучена еще совершенно недостаточно.

Наконец, коснемся разломов, находящихся в пределах окраинных частей материков. Они расположены по всему Тихоокеанскому кольцу, и главнейшие из них простираются более или менее конформно с береговой линией. Такие разломы картируются непосредственно либо могут быть выражены линейными вулканическими и сейсмическими зонами. Их возраст кайнозойский и лишь иногда мезозойский; многие из них активны в настоящее время. На западе Тихого океана окраинно-континентальные разломы фактически входят в единый комплекс с разломами островных дуг; на востоке они обычно перпендикулярны океаническим системам. В целом ряде случаев по окраинно-континентальным разломам устанавливаются значительные сдвиговые смещения (Калифорния, Аляска, Сихотэ-Алинь и др.). Имеется много примеров, когда подобные разломы являются швами, разграничивающими чужеродные блоки-мигранты (террейны, по терминологии американских геологов). Такие швы особенно распространены на западе Северной Америки и Аляске. Характернейшими типами разрывных нарушений являются надвиги. На западе Пацифики они играют главную роль в процессе тектонической аккреции на континентальных окраинах. Велико их значение также в Северной Америке. Что касается Южной Америки, то для ее окраины в первую очередь характерны молодые крупные разломы с большими вертикальными смещениями и линейные вулканогены.

Резкий контраст в разломной тектонике океана и обрамления свидетельствует о независимом и совершенно разном их тектоническом развитии. Общим, однако, может быть время проявления, но об этом речь будет идти в конце книги.

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ И ТИПЫ СТРУКТУР

Восточно-Тихоокеанское поднятие делит Тихий океан на две очень неравные части — западную и восточную. Первую из них, простирающуюся до окраинных глубоководных желобов, в тектонике плит обозначают как единую Западно-Тихоокеанскую плиту. Такое представление поддержать нельзя, так как это область существенно дифференцированного тектонического развития, а отнюдь не целостная плита с одинаковыми реологическими и иными свойствами. Да и столь малая мощность движущейся литосферы — в среднем 70—80 км при простирании на многие тысячи километров — не позволяет присоединиться к этой идее. Для подобного рода областей нами будет использован ранее уже введенный нейтральный термин — талассоген, которым обозначаются области океанического дна, лежащие за пределами срединных хребтов [60]. Соответственно в Тихом океане выделяются Западный и Восточный талассогены, разделенные Восточно-Тихоокеанским поднятием.

#### Восточно-Тихоокеанское поднятие (талассоарсис)

Как и ряд других авторов, мы включаем в это тектоническое образование Восточное и Южное тихоокеанские поднятия, тесно связанные друг с другом по простиранию и объединяемые единой рифтовой системой. Соответственно, рассматриваемая структура простирается от переходного района между Тихим и Индийским океанами до района северного окончания Гватемальского желоба, т.е. на 14000 км. Более изученным является собственно Восточное поднятие, простирающееся к северу от разломной зоны Элтанин на 8000 км. В поперечном сечении оно представляет собой широкое и очень пологое возвышение. Его границы расплывчаты, но если считать их по магнитной аномалии 5 (поздний миоцен), то ширина поднятия составит 1000—1500 км. На многих участках поднятие довольно хорошо вырисовывается по изобате 4000 м, в центральном секторе — 3500 м. Осевая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия имеет сокращенную мощность земной коры (3,5 км, а местами даже меньше), а ниже залегает разуплотненная мантия с сейсмическими скоростями 7,4—7,7 км/с.

По мере удаления от осевой зоны к флангам мощность коры немного возрастает, а скорости на поверхности Мохо становятся около 8 км/с. Осадки в осевой зоне маломощны и распространены крайне незначительно. В ряде районов детальными работами установлено дробление осевой зоны поднятия на протяженные и мелкие горсты и грабены размером в поперечнике в сотни и даже десятки метров. Островов, кроме Пасхи и Сала-и-Гомес, на всем протяжении поднятия нет. Глубина океана над гребнем в среднем 2000—2500 м, но отдельные вершины поднимаются до глубины около 1000 м.

Оба упомянутых острова вулканические. На них выходят вулканы щелочно-базальтового состава. На о-ве Пасхи имеется три крупных вулкана, два из которых сложены базальто-андезитами, а также такими породами, как трахиты, риолиты и обсидианы. Третий купол состоит преимущественно из пирокластов базальтового состава. Встречаются на острове также оливковые базальты. Возраст эффузивов от 8 до 0,3 млн лет [5]. Вулканические породы островов Сала-и-Гомес сложены щелочными базальтами и трахибазальтами; их возраст плиоценовый и плейстоценовый. Остров Пасхи расположен между магнитными аномалиями 2 и 3. Это не коррелируется с возрастными датировками пород. Однако в любом случае очевидно, что проявленный здесь вулканизм хотя и относится к центральной части хребта, но к магматизму зоны спрединга отношения не имеет. Этот пример создает большие трудности для его объяснения на основе гипотезы тектоники плит. Возможно, что возрастные даты неточны, но и в этом случае спектр вулканических пород, учитывая тектоническое положение острова, весьма экзотичен.

Интересен также район вулканических гор, связанных с ВТП. Это цепь Ламонтских подводных гор, которая начинается в районе 10° с.ш. непосредственно у гребня ВТП и прослеживается отсюда на запад вкост простирания гребня. Вулканы сложены примитивными толеитами, притом в каждом случае особыми по геохимическим параметрам. У каждого из них, как указывается [151], имелся собственный магматический источник. Таким образом, в данном случае налицо химическая гетерогенность мантии, проявляющаяся на крайне незначительном расстоянии (<5 км).

Весьма интересно, что базальты Ламонтских гор отличны от лав рифтовой зоны, хотя и располагаются от нее в самом ближайшем соседстве. Объясняют это также неоднородностями мантийных магматических источников под спрединговыми центрами. Без сомнения, линейная зона этих гор имеет в основании разломную структуру и является результатом проявления наложенного тектономагматического процесса, осложняющего эволюцию приосевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Южное поднятие простирается на 6000 км. Наибольшую ширину 1500 км оно имеет в северной части, на юге поднятие суживается до 800 км. В поперечном сечении это также пологовыпуклая структура с отметками вершин в осевой зоне около 2500 м. Отличительное свойство Южного поднятия — его действительно срединное положение между структурами Новозеландского региона с одной стороны и Антарктическими с другой. По обе стороны от поднятия простираются симметрично расположенные линейные глубоководные впадины. Судя по Атлантике, такого рода структурные комплексы образуются вследствие крупного длительного малоскоростного раздвига литосферных масс. Магнитные аномалии, параллельные рифтовой зоне и достаточно концентрированные, подкрепляют такой механизм; их крайние номера 30—32.

Требует обсуждения тектоническая терминология для обозначения подобного рода структурных образований. Чаще всего их называют срединными хребтами, но это термин геоморфологический. Нередко для них используется наименование "подвижный океанический пояс". Это целесообразно при геодинамическом подходе. Г.Б. Удинцевым был применен термин "георифтогеналь". Наиболее полно его



содержание раскрыто в Геологическом словаре (1978 г.). Фактически он относится лишь к осевой зоне поднятий. Одним из авторов был предложен тектонический термин — "талассоарсис" (талассо — морской, арсис — поднятие) [59]. Этот термин обобщенный, включающий все элементы структуры: осевую рифтовую зону, крылья, осложняющие их структурные формы. Он предполагает также определенный характер строения коры и верхов мантии. Соответственно этим термином следует обозначать огромные по протяженности (тысячи километров) пологовыпуклые океанические структуры, обладающие осевой рифтовой зоной и фрагментированные поперечными разломами. Их глубинное строение, порождающее спрединг, отличается малой мощностью коры и разуплотненной мантией в осевых рифтах и постепенным утолщением коры и уплотнением мантии на крыльях. Такие структуры есть во всех океанах, и они выделяются независимо от того, каково их положение на дне океана — срединное или иное. Для рифтовых зон океанов, не соответствующих предложенному определению (Калифорнийской, Аденской, Лабрадорской и ряду других), необходима особая терминология.

### Западно-Тихоокеанский талассоген

Данная область занимает огромную площадь — почти 3/4 дна Пацифики. Давно уже установлено, что она разнородна по своему строению. По ассоциациям типов тектонических структур, обычно прямо отраженных в рельефе дна, а также по характеру геофизических полей в этой области выделяются по крайней мере три главных тектонических сектора: Западный, Восточный и Южный. Разграничение первых двух проходит по Императорскому разлому, а далее по тектоновулканическим поднятиям к району архипелага Туамоту. Зона Южно-го тропика отделяет западный сектор от южного.

**Западный сектор.** В описываемом секторе можно выделить западные и центральные регионы. Западным регионам свойственна наибольшая в Тихом океане сложность строения. Именно здесь вскрыты самые древние в океане мезозойские породы. Здесь же абиссальные плиты обладают наибольшими глубинами. В этой области сосредоточено основное количество позитивных тектонических и тектоновулканических структур, что определяет ее усложненный по сравнению с другими областями тектонической план. Наконец, к Западной Пацифике приурочено максимальное количество подводных вулканических гор [43], при этом установлено, что, чем древнее базальты второго слоя, тем плотность размещения гор на единицу площади дна больше.

Наибольшие глубины отмечены в северной части западной области, к северу от поднятия Маркус-Неккер. Они достигают здесь отметок более 6 км. На такой глубине лежат обширные центральные части распространенных здесь абиссальных плит. К югу от поднятия Маркус-Неккер находятся Марианская и Центральная абиссальные плиты, где глубины несколько меньше — 5—6 км. С юга они ограничены поднятиями Каролинских и Маршалловых островов соответственно. Южнее последних глубины абиссалий уже редко превышает 5 км. В целом на западе Пацифики вырисовывается картина трехступенчатого опускания обширных участков океанического дна с амплитудой до 1,5 км в направлении с юга на север.

Поднятия, разделяющие ступени, имеют широтное простирание и являются по своей сущности тектоновулканическими структурами. Их образование и ступенчатое опускание дна естественно поставить в связь, и в этом случае разграничения ступеней должны представлять собой крутые и крупные разломные зоны, пронизываемые для магматических масс. О крупных опусканиях дна наглядно свидетельствуют данные глубоководного бурения. К ним относится вскрытие на очень больших глубинах мелководных отложений. На очень

значительное погружение дна указывают также гайоты. Например, вершина гайота Горизонт, находящегося к югу от Гавайев, лежит на глубине 2295 м. Пробуренная на нем скв. 171 в нижней части разреза вскрыла конгломераты, обломочные известняки с остатками мелководной фауны и вулканические песчаники с остатками растений средне-позднемелового возраста. Погружение гайота здесь составило 2450 м.

Тектонически более изучена северная ступень Западной Пацифики. Здесь лежат две абиссальные плиты. Одна из них примыкает к глубоководным желобам, а другая находится к югу от поднятий Шатского и Хесса, занимая также пространства между Императорским хребтом и этими поднятиями (плита Картографов). Первая из этих плит хорошо изучена и по особенностям строения может служить тектонотипом подобного рода структур. Ее протяженность около 4000, ширина 750 км. Рельеф дна выровненный, осложненный местами крупными разломными трогами и вулканическими горами. Глубина дна увеличивается к югу, где превышает 6000 м. Мощность осадков 200—400 м; разрезы неполные. Наиболее древние горизонты (на юге) могут отвечать верхней юре (пачка пород до 300 м, известная по данным НСП). Неоком представлен кремнисто-известковыми отложениями мощностью до 140—180 м. Средний и поздний мел сложены пелагическими глинами и кремнями мощностью до 200 м, однако верхнемеловые отложения присутствуют в разрезах не всегда. Отложений большей части третичного времени нет — по имеющимся признакам, они были смыты в позднемиоценовое время. Верхнемиоценовые и плиоценовые отложения представлены глубоководными кремнистыми, известковистыми и глинистыми слоями также небольшой мощности (весь кайнозой — 200—230 м). Судя по бентосным фораминиферам, глубины дна в неокоме были около 1500 м. В апте они составляли примерно 3700 м. С того времени опускание дна увеличилось еще на тысячи метров.

В низах разреза ряда скважин получены базальты второго слоя, однако бурение останавливалось вскоре после вхождения в них. Это пиллоу-лавы океанических толентов. Сейсмические данные, выявляющие тонкие неоднородности, позволяют допустить присутствие в этом слое также осадочных пород. Мощность второго слоя 1,2—1,8 км, а третьего до 5,5—6 км, причем на периферии она больше, чем в центре плиты. Проведенный литосферный эксперимент (до глубины 50 км) выявил между 30 и 40 км тонкий (около 5 км) слой пониженной скорости [50] — явление весьма существенное для дальнейшего развития представлений о тектонической расчлененности океанических геосфер.

Абиссальная плита Картографов примерно такой же площади. Глубина образующих ее равнин на обширных участках дна около 6000 м. Равнины осложнены уступами и абиссальными холмами и горами, среди которых установлены гайоты [83]. В морфологии этой и предыдущей плиты есть различия. На плите Картографов деформации разнообразнее. Здесь развиты магматические диапиры, деформирующие чехол; имеются разрывные нарушения, разбивающие структуру на мелкоамплитудные грабены и горсты различных типов. Мощность коры южнее поднятия Шатского 8 км.

Что касается геологической истории, то между обеими плитами много общего, но есть и некоторые различия (история вулканизма, структурообразование). Из приведенных данных видно, что абиссальные плиты отнюдь не пассивные, инертные структуры, они подвержены тектоническим преобразованиям, т.е. эволюции.

В структуре Северо-Западной Пацифики важную роль играют крупные внутриокеанические поднятия Шатского и Хесса. Первое из них служит тектонотипом такого рода структур. Поднятие оконтуривается по изобате 5000 м. Оно простирается на север-северо-восток и имеет размеры 1200 × 300 км. Ограничения поднятия разломные. Поперечными разломами оно разбито на три блока. В

рельефе разломы выражены уступами высотой иногда более 1 км с выходами в стенках пород второго слоя на поверхность дна. Поднятие имеет уплощенную поверхность, которая лежит на глубинах 3—4 км, но отдельные вершины (возможно, вулканы) имеют отметки менее 2 км. Осадочный слой, состоящий из карбонатных и кремнистых отложений, имеет здесь мощность до 1000 м, т.е. вдвое больше, чем на плитах. Он включает отложения от берриасовых до современных, однако полнота разрезов в разных местах различная.

В составе второго слоя обнаружены толеитовые и щелочно-базальтовые породы. Этот слой имеет мощность до 5—6 км. Третий слой также имеет увеличенную мощность — до 6—7 км. Выше поверхности Мохо и ниже третьего выделяется слой с высокими скоростями ( $v_p = 7,3—7,8$  км/с), который достигает мощности 10 км. Он отвечает "корню" поднятия. Таким образом, суммарная мощность коры около 22 км [76].

Породы второго слоя (верхние из них) формировались у поверхности океана. Насколько можно судить, до начала осадконакопления (т.е. до берриаса) поднятие уже существовало. По крайней мере на это указывают явления облеkania осадками и заполнения ими форм тектонического и вулканического рельефа второго слоя.

Есть и другие признаки. В начале мела, судя по палеонтологическим данным, глубина дна составляла уже несколько сотен метров, в альбе — 1,8 км и более. В позднем мелу и кайнозое произошло дальнейшее опускание поднятия, суммарно по отношению к современному уровню океана оно составило несколько километров.

Океаническая природа поднятия не вызывает сомнений. Значительная мощность коры может быть объяснена тектоническим скучиванием литопласти [66]. Субгоризонтальными поверхностями тектонических движений могут быть дискретные отражающие границы внутри второго и третьего слоев коры, а также сам факт существования глубинного мощного высокоскоростного слоя, где, вероятно, тектонически перемещены коровые и мантийные литопластины. То, что в пределах абиссальных плит мощность коры увеличивается в сторону поднятия, на наш взгляд, является свидетельством направленного тектонического течения глубинных масс.

В настоящее время накопилось много публикаций о явлениях тектонической расслоенности в верхних частях литосферы под океанами [65, 69 и др.]. Они подкрепляют мысль авторов, кстати впервые высказанную много лет назад, о механизме образования поднятия Шатского и ему подобных. Субвертикальные разломы — образования значительно более поздние, возможно позднекайнозойские.

Поднятие Хесса того же типа, но оно формировалось несколько позднее. Его размеры (по изобате 5000 м) измеряются многими сотнями, а местами более тысячи километров. Осадочный разрез включает образования от альбских до современных. Древнейшие из осадочных отложений образовывались в мелководных условиях; пелагический разрез начинается лишь в туроне(?). На юге поднятия изучен 2-километровый по мощности разрез второго слоя, который в основном сложен чередующимися потоками щелочных базальтов, гавайитов, муджиеритов; присутствуют также толеитовые базальты.

Мощность коры здесь достигает 18 км. Как и на поднятии Шатского, имеется мощный "корень". Наиболее подвижными при образовании этого "корня" явились, по-видимому, породы самых нижних частей коры. Имеются все основания распространить тот же механизм образования на это океаническое поднятие, что и на поднятие Шатского. Оно также было подвергнуто значительному опусканию. Подсчет показывает, что за 100 млн лет опускание произошло здесь на 2—3 км. Поднятие разбито многочисленными, в том числе крупными, разломами.

В пределах северной ступени имеются еще два поднятия с утолщенной корой: Обручева и Огасавара. Оба они находятся в одинаковой структурной позиции — приурочены к районам стыка окраинных глубоководных желобов: Алеутского и Курило-Камчатского в первом случае и Идзу-Бонинского и Волкана во втором. Поэтому их естественно сопоставить.

Поднятие Обручева хорошо очерчивается по изобате 4000 м, простираясь между 52 и 54° с.ш. Геоморфологически это плато, лежащее на глубинах 3000 м и поднимающееся над абиссальным дном на 1,5—2 км. Мощность первого слоя варьирует: на северо-западе — 2 км, на западе — 1,4, в центральной части — меньше 1 км. Разрез первого слоя неизвестен. Скв. 192, пробуренная на гайоте Мейдзи, характеризует разрез этого гайота, но не поднятия. Разрез начинается маастрихтскими, видимо мелководными, отложениями. Выделены отложения эоцена, олигоцена(?), нижнего—среднего миоцена, верхнего миоцена, плиоцена и голоцена. Верхнекайнозойские отложения образовывались на гайоте уже ниже уровня карбонатной компенсации. Такие же они, очевидно, и на самом поднятии. Что же касается более древних отложений поднятия, то о них пока ничего сказать нельзя. В основании осадочного разреза здесь лежат пиллоу-базальты, по химизму соответствующие толеитам других океанических поднятий. Осадочная толща нивелирует неровную поверхность поднятия. Мощность коры 13 км [29].

Поднятие Огасавара оконтуривается по изобате 4500—5000 м. Это плато, состоящее из трех массивов [10]. Общая длина поднятия (с запада на восток) 380 км, наибольшая ширина 230 км, т.е. его размеры близки к таковым поднятия Обручева. Поверхность западного массива лежит на глубине 1300—1400 м, центрального — порядка 500—950, восточного — 500 м. В северной части центрального массива имеется конусообразная вулканическая постройка. Западный массив имеет островодужную природу, два других — океаническую. Разрез изучен довольно полно. Мощность осадочного слоя изменчива: от сотен метров до 1,5 км. В его составе выделяются меловые рифогенные и терригенные и синхронные им пелагические и кремнисто-карбонатные отложения (на юго-западе центрального массива). Выше лежат верхнемиоценовые—голоценовые туфогенно-осадочные отложения. Второй слой внизу образован подушечными лавами толеитовых базальтов, но в верхней части петрохимический состав базальтов пестрый. Существенно, что при драгировании толщи по вертикали в 3 км во всех точках наряду с базальтами обнаруживались вулканокласты и туфоосадочные породы, которые, возможно, чередуются с эффузивами. Породы первого слоя на этой толще лежат несогласно.

“Анализ мощностей и фаций осадочного чехла показывает, что к началу мела плато Огасавара уже существовало в виде горного сооружения, возвышающегося над поверхностью траппового плато на несколько км” [10. С. 137]. Это было вулканическое сооружение, погрузившееся под уровень океана лишь в начале(?) мела. При этом на вершинах начали расти рифы, а на опустившихся выровненных участках — накапливаться пелагические осадки. Следов геологической истории в палеогене и раннем и среднем миоцене нет, а позднее, в позднем плиоцене — раннем плейстоцене, в наземных условиях поверх верхнемиоценовых—плиоценовых толщ произошло излияние базальтов. “Начиная со среднего плейстоцена регион испытал значительное неравномерное опускание... — 1000—1200 м в районе центрального и восточного массивов и до 3—3,5 км в западной части плато, в районе перемычки между желобами Идзу-Бонинским и Волкано” [10. С. 138].

Таким образом, наметилось две группы океанических поднятий: внутриокеанические — Шатского, Хесса и расположенные в зонах сочленения окраинных глубоководных желобов — Обручева, Огасавара. Обе группы обладают утолщенной корой, но генетически они несомненно различны. В формировании внутри-

океанических поднятий основная роль принадлежала тектоническому скупиванию литопластин. Что касается другой группы, то обращает внимание, что оба поднятия лежат не только на стыке глубоководных желобов, но и на окончаниях крупных вулканических зон: Императорской и Маркус-Уэйк. В этом случае в образовании поднятий наиболее существенную роль безусловно играл магматический фактор. Разрез вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов на поднятии Огасавара прямо указывает на это. Образовавшиеся таким образом массивные структуры явились преградой для распространения глубоководных желобов, возникших в более позднее время.

Характерной чертой строения Северо-Западной Пацифики является распространение двух крупных линейных тектоновулканических поднятий — Императорского и Гавайского, наложившихся на абиссальные структуры. Первое из них простирается субмеридионально на 3000 км при ширине около 150 км. На севере оно сливается с поднятием Обручева, на юге простирается до Императорско-Гавайской связки (зона 25° с.ш.).

Императорское поднятие целиком подводное. На нем имеется несколько десятков вулканических гор, более или менее срезанных абразией и погруженных в океан. Структура разбита разломами. Над соседними абиссальными плитами поднятие возвышается на 3 км. Оно основательно и разносторонне изучено и выяснено, что в основной своей части горы сложены щелочными базальтоидами и толеитами типа океанических островов. Базальты изливались в мелководных или субаэральных условиях. Непосредственно перекрывающие их отложения несут признаки тех же условий образования. В верхней части отложения имеют батинальный характер. Общая их мощность максимум 200—250 м, обычно же вдвое меньше. Возраст отложений кайнозойский (начиная с палеоцена), однако разрез со значительными пропусками.

В опорном районе, каким является гора Оджин, мощность коры 10 км; нижний высокоскоростной слой отсутствует или редуцирован. По обе стороны поднятия лежат абиссальные области, сложенные более древними формациями. Это и доказывает наложенный характер поднятия, обязанного своим происхождением зоне проницаемости глубокого заложения. В связи с этим следует считать, что слагающие поднятие кристаллические породы не есть второй слой океанической коры, а представляют собой особый комплекс пород, надстраивающий океаническую кору. Существует много аргументов против связи трактовки этого поднятия с механизмом "горячей точки" [66].

Другое тектоновулканическое поднятие — Гавайское. Это весьма примечательная структура, поскольку в центральной области океана это единственное место, где проявлен современный мощный субаэральный вулканический процесс. От о-ва Гавайи поднятие простирается в северо-западном направлении на расстояние 2500 км; ширина его по изобате 4500 м от 150 до 250 км. Главные острова расположены на юго-востоке и занимают отрезок длиной 600 км. Все они вулканические, так же как и горы, лежащие ниже уровня моря. Высочайший из вулканов — Мауна-Кеа, его высота над уровнем моря 4201,5 м. По типу вулканы относятся главным образом к щитовым. Отметки поднятых береговых линий и погруженных террас свидетельствуют о происходивших тектонических воздыманиях и погружениях Гавайского поднятия, однако на фоне общего погружения. В частности, раннеплейстоценовая(?) береговая линия на склоне о-ва Оаху выявлена на глубине 1100 м [97].

Основная масса вулканов сложена толеитовыми базальтами. В перерывах между экструзиями вследствие фракционной кристаллизации извергались гавайиты, муджиериты и затем трахиты. Местами присутствуют и риодациты. На северо-западном окончании цепи возраст пород 20 млн лет (о-в Мидуэй). Вероятно, зона разлома существовала в миоцене на всем протяжении Гавайской цепи. Имеется указание, что "устья многочисленных подводных каньонов

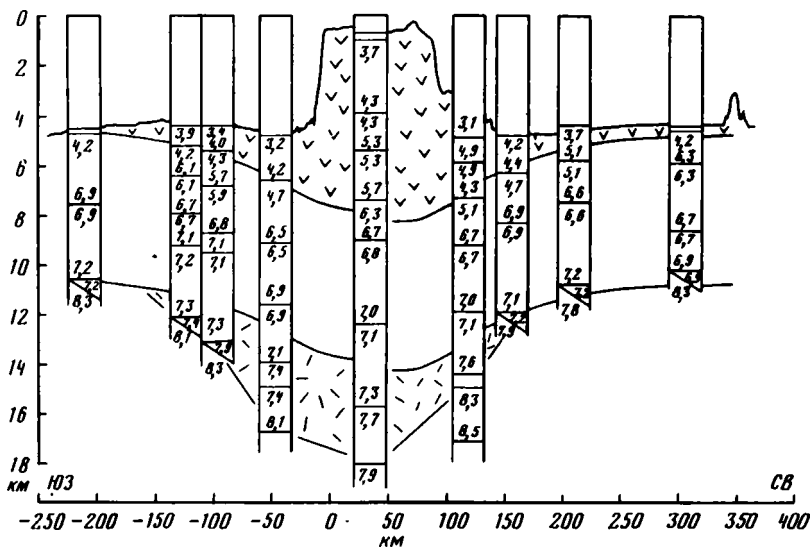


Рис. 5. Поперечный сейсмический профиль через Гавайское поднятие в районе о-ва Оаху [277]

Показан верхний вулканический комплекс, наложенный на океаническую кору, и утолщенный нижний, субмантийный. Поверхность океанической коры прогнута на 3,5—4 км

у наветренных берегов о. Оаху расположены на 2000—3000 м ниже уровня моря... Как считают некоторые геологи, эти каньоны вряд ли могли быть врезаны подводными мутьевыми потоками в твердые лавовые породы; следовательно, нахождение каньонов на указанной глубине можно, скорее всего, объяснить общим погружением территории. Судя по всему, это обширное погружение частично началось раньше наступления миоценовой эпохи..." [97. С. 193]. Это интересное указание свидетельствует о том, что излияния в районе о-ва Оаху, который находится лишь в 250 км северо-западнее о-ва Гавайи, происходили по крайней мере в миоцене, а следовательно, и возраст всей Гавайской структуры миоценовый. Представление о "горячей точке" с этим согласовать невозможно.

Мощность коры в средней части поднятия достигает 14 км, а к югу от островов Оаху и Гавайи 15—20 км. Ее сейсмический разрез показан на рис. 5. Изучены ксенолиты из щелочных лав, слагающих подводную гору Лоихи (глубины 2200 и 1400 м). Они имеют ультраосновной состав и происходят из самых верхов мантии [123]. В других местах обнаружены ксенолиты габброидов, притом в большом их разнообразии.

Гавайское и Императорское поднятия сходны в том смысле, что оба они наложенные вулканотектонические структуры, обязанные своим происхождением формированию в океанической коре зон проницаемости. Но по времени развития Гавайская цепь более молодая. У них различны простираения, и они структурно дискордантны. Существенно различны петрохимические особенности их вулканизма. Специально проведенное изучение лав подводных гор в районе связей Императорского и Гавайского поднятий подтверждает этот вывод (устное сообщение И.Н. Говорова о результатах 13-го рейса нис "Академик Александр Виноградов", проведенного в 1988—1989 гг.).

Ниже будет показано, что такая классическая линейная вулканическая цепь, как Лайн, являясь структурой того же рода, с точки зрения генезиса также не соответствует идее прохождения плиты над "горячей точкой".

На юге Гавайская цепь окаймлена глубокими желобами (5500 м), сфор-

мировавшимися на очень широком (1100—1300 км) невысоком (600 м) и глубоко залегающем Гавайском своде, оконтуриваемом по изобате 5000 м. Такое сочетание структур выявляет именно тектоническую природу всей системы, генетически связанной с тектоническими движениями и магматическими процессами в океанической коре.

В Северо-Западной Пацифике ярко выражен такой тип тектонических структур, как краевые валы, сопровождающие окраинные глубоководные желоба. Их три: вал Зенкевича, Японский и Бонинский. Структурные признаки валов сходны. Это широкие пологие и невысокие (сотни метров) формы, простирающиеся на сотни и тысячи километров в соответствии с длиной глубоководных желобов (хотя и не всегда по всей длине). На их поверхности много холмов, а в некоторых районах распространены горы от 1—2 до 3,5 км высотой. Структуры осложнены грабенами и горстами.

Вал Зенкевича по изобате 5,5 км имеет размеры 900 × 150, а на северо-востоке до 400 км [10]. Склон, обращенный к желобу, более крутой, чем противоположный. Осадки первого слоя с абиссальной плиты на вал прослеживаются без каких-либо изменений. Их мощность достигает 350—500 м. Мощность второго слоя, по данным ГСЗ, вероятно, не превышает 1 км. Основная часть коры образована третьим слоем (6,4; 6,6 км/с). Общая мощность коры, по тем же данным, от 5—6 до 10—12 км.

Мощность коры в пределах Бонинского вала 9—11 км. Скорости на границе М на валах высокие (8,2; 8,3; до 8,9). В коре, судя по профилям МОВ, должны присутствовать срывы и надвиги литопластин. Всем валам отвечают относительный гравитационный максимум и уплотнение материала в низах коры. Резюмируя, можно сказать, что структуры этого типа обладают многочисленными признаками, указывающими на их формирование в условиях значительного сжатия как в коре, так и в верхах мантии. Поверхностные же структуры, в частности в зоне сочленения с желобами, могут иметь признаки растяжения. Сдавливание масс на краях абиссальных плит, там, где они поддвигаются под структурные комплексы островных дуг, представляется закономерным.

Характерны данные бурения, проведенного на севере Японского вала. В осадочном разрезе (до конца он не вскрыт) внизу залегают 200-метровая пачка отложений нижнего мела(?), которая перекрыта альб-сеноманскими пелагическими отложениями (20 м). Выше пробурены пелагические глины эоцена — нижнего миоцена (18 м). Вверху вскрыта толща гемипелагических и пелагических отложений от среднего миоцена до четвертичных (360 м). Как видно, разрез в общем типичный для абиссали.

Таким образом, формирование вала происходило в глубоководных условиях. Есть все основания считать структуры данного типа одновозрастными с соседними с ними глубоководными желобами, которые в этом регионе возникли в позднем кайнозое. Но поскольку валы несут на себе подводные, значительно погруженные (до 2,5 км) вулканические горы, превращенные в гайоты, то, следовательно, и сами эти валы погрузились на соответствующие амплитуды. В то же время есть признаки значительных горизонтальных перемещений абиссальных плит в сторону желобов. Если же это действительно происходит, то краевой вал должен перманентно возобновляться. Это означает, что краевые валы — структуры совершенно специфические, не имеющие аналогов ни в океане, ни на суше.

Как отмечалось, субширотное тектоновулканическое поднятие Маркус-Неккер служит разделом между северной и средней частями Западной Пацифики. Оно простирается от поднятия Огасавара на западе до средней части Гавайской цепи на востоке и включает островные группы Маркус-Уэйк, Мид-Пацифик и Неккер. Протяженность поднятия превышает 4500 км.

Четко обособляется линейный западный отрезок этой крупной структуры, простирающийся до о-ва Уэйк. В схеме его строение таково же, как и других тектоновулканических поднятий: широкий пологий свод, на котором расположены многочисленные подводные горы, в подавляющей массе гайоты. Как правило, вершины гор лежат значительно глубже 1 км, а иногда — свыше 3 км. Как и во всех аналогичных случаях, цепь вулканических гор отражает существовавшую здесь крупную зону проницаемости. Геологические данные позволяют считать возраст этой зоны меловым. Однако возможно присутствие в ней и молодого вулканизма, поскольку контролирующая ее разломная система проявляла активность и в значительно более позднее время.

Расположенная восточнее большая группа гор Мид-Пацифик делится на две части: западную, достигающую ширины 500 км, и восточную — линейную и узкую. На западе бурением доказано присутствие в разрезе барремских и более молодых меловых пород, а также сильно размытых палеогеновых и верхнекайнозойских отложений. Нижнемеловые отложения несут признаки мелководности, а находятся они в настоящее время на глубинах более 3 км. Породы верхнего мела отлагались в условиях умеренных океанических глубин, кайнозойские отложения глубоководные (наннопланктонные илы и др.).

Бурение проводилось на востоке Мид-Пацифик. Скважина, заложенная на глубине 3484 м (в межгорье), прошла 606 м. Внизу разреза встречены измененные щелочные базальты, а выше — кампанские отложения довольно глубокого моря. Вверх по разрезу (маастрихт, палеоген, миоцен, четвертичные) глубоководность осадков нарастает.

Поднятые здесь толщеты некоторые авторы [186] считают сходными с исландскими или галапагосскими и на этом основании делают заключение об их рифтовой (спрединговой) природе. В древней разломной системе такой процесс, конечно, вполне возможен. На востоке щелочные долериты дали возраст  $82,4 \pm 3,2$  млн лет ( $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ ) [242].

Восточным окончанием поднятия служит резко выраженный в рельефе дна, имеющий форму иглы хребет Неккер. Он простирается примерно на 600 км, лежит на глубинах менее 2 км и возвышается над глубоководным дном на 2,5 км. Его разломная природа очевидна. "Игла" пронизывает западное крыло Гавайского свода. Поэтому хребет Неккер, связывающий массив Мид-Пацифик и Гавайскую цепь, возник в сравнительно недавнее время. По нему произошло значительное вертикальное смещение пород — на 2—2,5 тыс. м.

Итак, субширотное поднятие Маркус-Неккер представляет собой сложную позитивную тектоновулканическую структуру, в формировании которой определяющая роль принадлежит системе крупных разрывных нарушений. Последняя характеризуется длительным развитием (с мелового времени). В ней есть признаки значительной активности и в позднем кайнозое.

К югу от западного отрезка поднятия (имеется в виду отрезок Маркус-Уэйк) лежит обширная Марианская абиссальная плита, простирающаяся на юг до Каролинского поднятия. В среднем ее глубина на 1 км или около этого меньше, чем у абиссальных плит северо-запада. Это позволяет рассматривать плиту как тектоническую ступень в океаническом ложе, хотя в ее центральной части глубины океана местами превышают 6000 м. Массив Маршалловых островов ограничивает Марианскую плиту с востока. Таким образом, наше понимание данной структурной формы более широкое, чем принято в литературе, где фигурирует понятие Восточно-Марианской впадины, к которой относится область, лежащая южнее Магеллановых гор. Эта последняя разбуривалась и изучена сейсмостратиграфически.

Марианская плита составляет значительную часть океанического дна, где распространены древнейшие осадочные породы Пацифики. Скв. 801, пройдя 200 м альбских вулканокластических турбидитов, вошла в верхнеюрские радио-



ляриты (90 м), базальные слои которых отлагались на границе бата и келловей. Ниже 131 м скважина прошла в лавовых потоках базальтов и пиллоу-базальтах. Рельеф Марианской плиты неоднородный. Главное осложнение вносит поднятие, несущее Магеллановы горы, которых насчитывается несколько десятков. В их юго-восточной части выделяется целая система подводных гребней высотой до 1000 м, простирающихся на запад-северо-запад. Они могут рассматриваться как приразломные структуры.

Магеллановы горы — это гайоты. Примерами могут служить гайоты Ита-Май-Таи и ИОАН [28]. Вершина первого из них находится на глубинах 1400—1473, другого — 1400 м. Таким образом, относительное превышение гор над абиссальной плитой составляет 3—3,5 км. Гайоты в низах сложены базальтами, петрохимически близкими к щелочно-базальтовой серии (переходные от толентовой серии базальтоидов к щелочной). В верхней части это дифференцированные щелочные базальты, характерные для крупных океанических островов. "Высокая степень пористости некоторых базальтов, наличие в разрезе гиалитов, окисление основной массы в ряде образцов свидетельствуют о мелководном и даже субаэральном характере излияний лав" [28. С. 945].

Надо отметить, что этапность вулканизма на Магеллановых горах фактически та же, что и в зоне Маркус-Уэйк. По поводу геологической истории гайотов имеется следующее высказывание: „Возраст щитовых вулканитов, служащих пьедесталами для гайотов, устанавливается по косвенным признакам. Глубоководное бурение (скв. 585) на абиссальной равнине недалеко от гайота Ита-Май-Таи вскрыло вулканокластическую толщу позднеаптского—среднеальбского возраста... Очевидно, в это время происходили формирование и интенсивный размыв подводных частей вулканов. На склонах и вершине гайотов залегают оолитовые и детритовые известняки, возраст которых по находкам фораминифер установлен как позднеаптский... Таким образом, формирование абразионной поверхности на вершинах гайотов, скорее всего, относится к аптскому времени, а начиная с альба они испытывали погружения" [Там же. С. 946]. Однако имеются данные, что в кампане и маастрихте гайоты вновь оказались в зоне размыва, что свидетельствует о сложном характере тектонических движений дна. Цитированными авторами отмечается, что, согласно термической модели погружения океанической литосферы, вершины гайотов в маастрихте должны были бы находиться на глубине многих сотен метров, но в действительности это не имеет места.

Если судить по данным о глубине фундамента на абиссальной плите к югу от Магеллановых гор, то и они не соответствуют термической модели. Это было отмечено в работе [283], где устанавливается разница в расчетной и фактической глубине залегания второго слоя в 700 м, из чего делается заключение, что либо данный район характеризовался специфической историей опускания, либо существующие ныне модели вообще не адекватны.

Для объяснения отмеченных явлений отвлечемся от господствующих схем и рассмотрим их как результат дифференцированного ступенчатого опускания крупных абиссальных участков океанической коры по системам разломов.

Как отмечалось, с востока Марианская плита ограничена поднятием Маршалловых островов. Это обширный структурный элемент, достигающий в поперечнике 500 км. Поднятие несет на себе атоллы и гайоты, причем только атоллов насчитывается 29. Здесь проводились разнообразные геологические исследования и бурение, что, как считают, позволило изучить поднятие полнее, чем другие аналогичные структуры. Не последнюю роль играло при этом то, что именно этот регион был выбран США для испытаний ядерного оружия.

На атолле Энвиеток скважины вскрыли базальты на глубинах 1287 и 1411 м. Вулкан был абрадирован в эоцене, поскольку на базальтах лежат верхне-эоценовые мелководные известняки и рифы. Олигоцен отсутствует; в это время

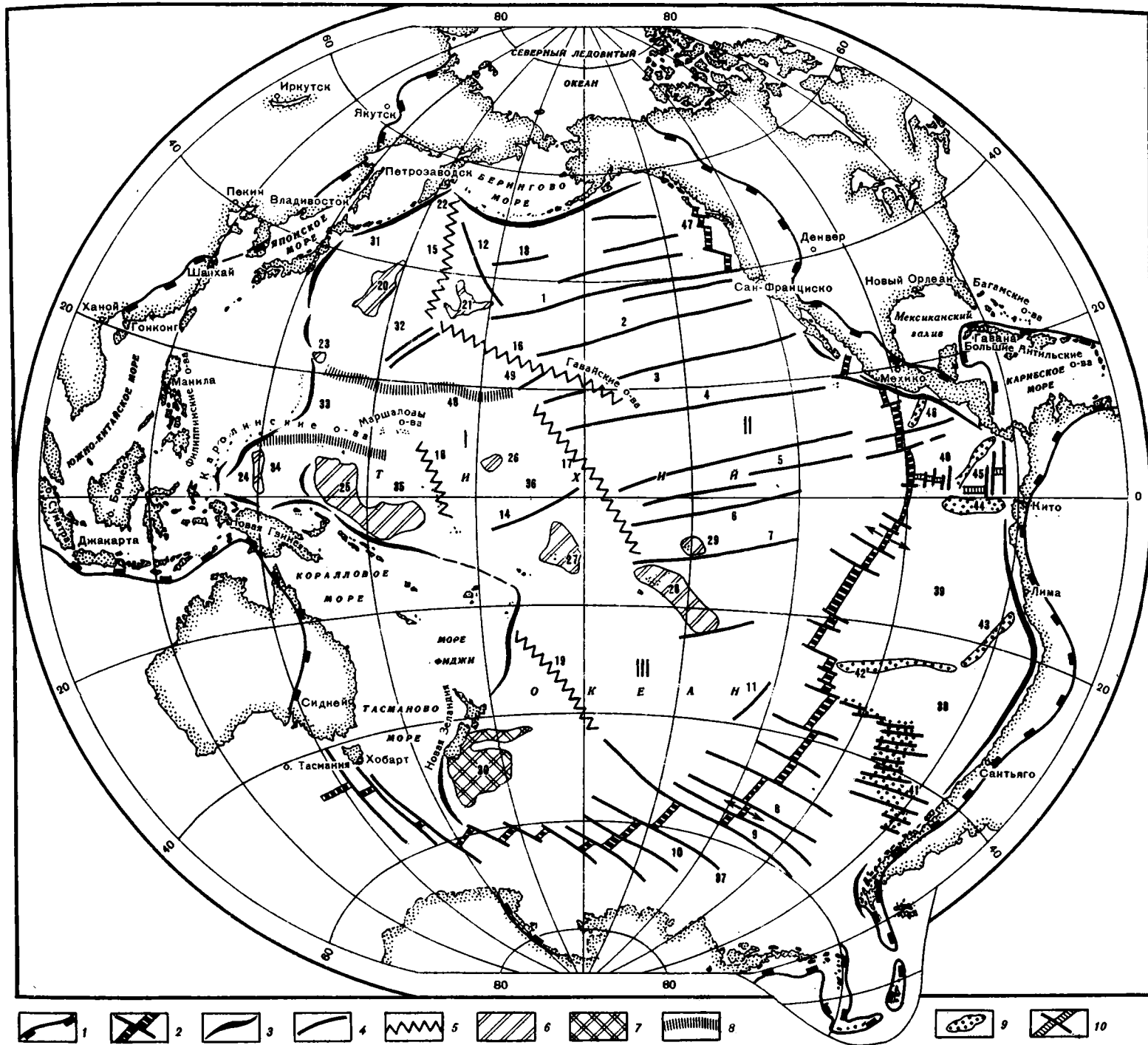


Рис. 2. Тихоокеанский тектонический сегмент Земли  
 1 — внешняя граница сегмента; 2 — Тихоокеанская рифтовая система; 3 — глубоководные желоба; 4 — крупнейшие разломы; 5 — отдельные вулканотектонические гряды; 6 — поднятия с утолщенной океанической корой; 7 — фрагмент континентальной коры; 8 — вулканотектонические зоны раздела разноглубинных океанических ступеней в Западной Пацифике; 9 — поднятия в Восточной Пацифике; 10 — Галапагосский цифирик; 9 — поднятия в Восточной Пацифике; 10 — Галапагосский спрединговый центр. Главнейшие тектонические секторы Западно-Тихоокеанского таллассогена: I — Северо-Западный, II — Северо-Восточный, III — Южный. Тектономорфологические единицы. Разломы: I — Мендосино, II — Меррей, 3 — Молокаи, 4 — Клариион, 5 — Клиппертон, 6 — Галапагосский, 7 — Маркизский, 8 — Менарда, 9 — Элтанин и Хизена, 10 — Удинцева, 11 — Курчатов, 12 — Императорский, 13 — Сервейор, 14 — Нова и Нова-Кантон; тектоновулканические зоны: 15 — Императорская, 16 — Гаванская, 17 — Лайи, 18 — Гилберта, 19 — Луисвилл; поднятия с утолщенной корой океанического типа: 20 — Шатского, 21 — Хесса, 22 — Обрученая, 23 — Огасавара, 24 — Эаурипик, 25 — Онтоинг-Джава, 26 — Магеллана, 27 — Манихики, 28 — Туамоту, 29 — Маркизское, 30 — блок Кэмпбелл (субконтинентальная кора); абиссальные плиты: 31 — Северо-Западная, 32 — Картографов, 33 — Марианская, 34 — Восточно-Каролинская, 35 — Меланезийская, 36 — Центральная, 37 — Беллинсгаузена, 38 — Чилийская, 39 — Перуанская, 40 — Гватемальская; поднятия в Восточной Пацифике: 41 — Чилийское, 42 — Салаи Гомес, 43 — Наска, 44 — Карнеги, 45 — Кокосовое, 46 — Техуантепек, 47 — рифтовая система Хуан-де-Фука, 48 — поднятие Мид-Пацифик, 49 — гребень-разлом Неккер

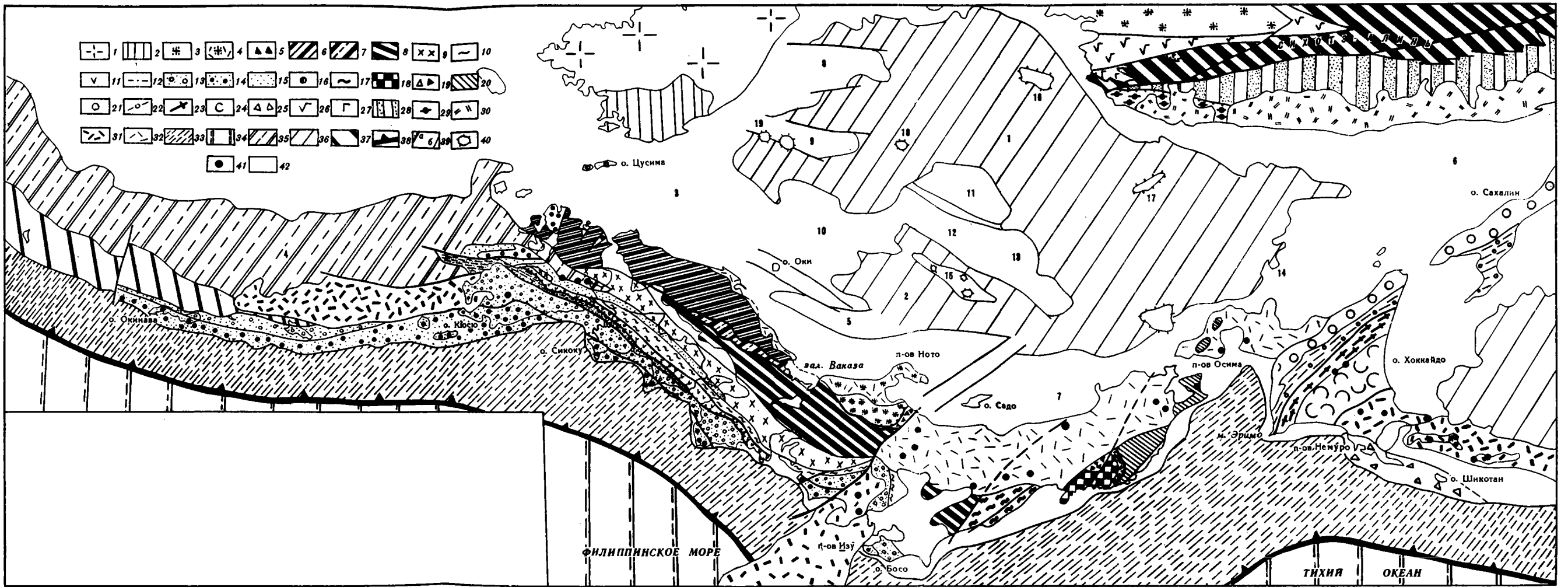


Рис. 45. Схема расположения основных структурно-вещественных комплексов Сихотэ-Алиния, Японских островов и юга Сахалина с элементами тектонической зональности

1, 2 — Корейский щит: 1 — докембрийский фундамент и палеозойские комплексы нерасчлененные, 2 — впадина Гионгзанг; 3 — докембрийские и палеозойские метаморфические образования, нижнемезозойские терригенные толщи и гранитоиды зоны Хида; 4 — то же, под покровами миоценовых комплексов; 5 — серпентинитовый меланж и зоны смятия (зона Циркум-Хида); 6 — палеозойские карбонатные, терригенные и кремнистые не- и метаморфизованные комплексы и нижнемезозойские олистостромы нерасчлененные (зона Сангун); 7 — терригенные, вулканогенные и кремнистые пермские образования, офиолиты Якуво (зона Майзуру и Ультра — Тамба); 8 — нижнемезозойские комплексы с широко распространенными олистостромами, включающими крупные фрагменты палеозойских пород (в Японии — Тамба—Мио—Ашио, в Приморье — Западно-Сихотэ-Алинская и Бикинская зоны); 9 — гранитоиды, юрско-меловые нерасчлененные и метаморфические породы (зоны Рюкю); 10 — высокобарические метаморфические образования (зона Самбагава); 11 — терригенные, вулканогенные палеозойские и нижнемезозойские комплексы, фрагменты коры докембрийского возраста

(зона Чичибу, Куросегава); 12 — юрский флиш (зона Самбосан); 13, 14 — терригенные, кремнистые, олистостромовые комплексы (зона Симанто); 15 — меловые, 16 — палеогеновые и моложе; 17 — терригенные верхнемеловые толщи (зона Идзуми); 18 — палеогеновые терригенные образования; 19 — метаморфические комплексы, меловые гранитоиды (зона Абукума); 18—20 — палеозойские и нижнемезозойские толщи, офиолиты (зона Китаками с подзонами); 18 — палеозойские терригенно-вулканогенные и нижнемезозойские терригенные толщи нерасчлененные (Южное Китаками), 19 — палеозойские офиолиты (Хаяшине — Миямори), 20 — нижнемезозойские олистостромы, кремнистые и терригенные комплексы (Северное Китаками); 21 — верхнемеловые—палеогеновые толщи (Исикари—Западно-Сахалинская зона); 22 — метаморфизованные мезозойские комплексы (Камуикотан-Сусунайская зона); 23 — метаморфические кайнозойские комплексы и гранитоиды, юрские офиолиты (зона Хидака); 24 — юрско-меловые вулканогенно-кремнистые толщи (зона Токоро); 25 — терригенно-туфогенные толщи верхнего мела — кайнозой (Немуру-Шикотанская зона); 26 — вулканогенные образования девона и перми, нижнемезозойские терригенные толщи (Арсеньевская зона); 27 — габброиды палеозойского возраста; 28 — нижнемеловые терригенные толщи (Восточно-Сихотэ-Алинская зона); 29 — вулканогенно-кремнистые и карбонатные породы палеозоя и нижнего

мезозоя, нижнемезозойские и меловые олистостромы (Прибрежная зона); 30 — мел-палеогеновые эффузивные толщи и интрузивные комплексы (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, аналоги пояса в зонах Юго-Западной Японии и на юге Корейского полуострова не показаны); 31 — неоген-четвертичные вулканические комплексы (в пределах Кюсю не показаны); 32 — неогеновые образования; 33 — формации внешнего склона островной дуги; 34 — абиссальные, глубоководные впадины Тихого океана и Филиппинского моря; 35 — рифт Окинава (на Кюсю — грабены Беппу-Самигава); 36 — районы с новообразованной океанической корой; 37 — нижнемезозойские образования дуги Рюкю; 38 — ось желобов; 39 — разломы: а — надвиги, б — прочие; 40 — подводные горы; 41 — крупные валуны или вулканические центры новейшего времени; 42 — области с мощным плиоцен-четвертичным чехлом. Котловины: 1 — Центральная, 2 — Хонсю, 3 — Цусимская, 4 — трог Окинава; 25 — впадина Кита-Оки; 6 — Татарский трог; 7 — трог Могами; возвышенности: 8 — Восточно-Корейская, 9 — Криштофовича, 10 — Кита-Оки, 11 — Северное Ямато, 12 — Южное Ямато, 13 — Токуе, 14 — Окусири; подводные горы или их группы: 15 — Ямато, 16 — Первенца, 17 — Богорова, 18 — Гобэсс, 19 — Уллындо

гайот был поднят, о чем свидетельствуют тропические палеопочвы и другие признаки. В миоцене началось новое погружение.

Для изучения эволюции региона выполнено специальное исследование гайотов Харье (Hargie) и Сильвания [243], находящихся соответственно на юге и севере островной группы. Будучи вулканическими сооружениями, они в раннем эоцене оказались затонувшими атоллами. Гайот Сильвания находится поблизости от атолла Эниветок, и это дает основание считать, что вулканизм в них был одновозрастным (базальты, поднятые при бурении атолла Эниветок, датируются как ранний эоцен — поздний палеоцен, К—Аг-метод). Современные глубины до вершин погруженных эоценовых атоллов 1520 м (Харье) и 1480 м (Сильвания). Отметим, что амплитуда послемелового погружения смежного глубоководного бассейна Науру 1600 м. Из приведенных данных видно, что поднятие Маршалловых островов и сопредельный с ним абиссальный район погружался как единый целостный блок. Погружение было значительным и, как отмечают, существенно превышающим рассчитанное согласно модели термального погружения [243 и др.].

Большая часть атоллов группируется в две параллельные гряды северо-западного простирания, расположенные на валообразных поднятиях океанического ложа, имеющих утолщенную кору. При этом высота гор над поднятиями достигает 4—4,2 км. И в данном случае можно предполагать разломную природу вулканизма. В то же время западнее от упомянутых гряд есть районы не линейного, а группового либо одиночного расположения атоллов и гайотов (район атолла Эниветок и др.). Их следует рассматривать в одном ряду с локальными горными сооружениями абиссальных плит. Происхождение таких подводных гор остается невыясненным.

Батиметрически и тектонически очень контрастно вырисовывается южное ограничение Марианской плиты — Каролинское тектоновулканическое поднятие, отделяющее расположенную южнее Каролинскую океаническую ступень. Каролинское поднятие, как и Маркус-Неккер, простирается в широтном направлении от зоны стыка желобов Марианского и Яп и до атолла Кусайе, находящегося на краю Маршаллова поднятия, т.е. на 2500 км. Ширина его варьирует, достигая в максимуме 500 км. Таким образом, это уже третий случай разделения глубоководных окраинных желобов крупным линейным тектоновулканическим поднятием (два других поднятия — Маркус-Уэйк и Императорское. Это, безусловно, некоторая закономерность, заслуживающая геодинамического объяснения. В конечном счете и о-в Тайвань лежит на окончании крупного Тайваньского разлома, пересекающего Западно-Филиппинскую впадину и продолжающегося к югу от Каролинских островов в виде разлома Сорол.

При разработке геодинамической модели важно иметь в виду, что во всех упомянутых случаях тектоновулканические поднятия оказываются древнее разграничиваемых ими желобов. Соответственно изгибы простираний желобов (Алеутский, Курило-Камчатский, Марианский, Рюкю) в большой степени определяются воздействием на геодинамику континентальных окраин поперечных океанических тектоновулканических структур.

Каролинское поднятие — это пологий невысокий свод с сидящими на нем многочисленными вулканическими горами, нередко завершающимися атоллами. Горы лежат на глубине до 2000 м. На ряде островов (островная группа Трук, острова Понапе, Кусайе и др.) обнажаются породы дифференцированной щелочной серии — от базальтов до трахитов. В пределах западного сектора поднятия бурением пройдены миоценовые и верхнеолигоценые отложения, под которыми лежат базальты и долериты. Это позволяет считать, что вулканическое поднятие существовало по крайней мере в начале олигоцена, а вероятно, и раньше.

Из соотношения вулканических поднятия с базальтами соседней Марианской абиссальной плиты, имеющими позднемеловой возраст, очевидно, что Каролин-

ское поднятие наложено на океаническую кору. Оно связано с глубоким расколом коры, ставшим зоной проницаемости для магматических масс. По этому расколу (система разрывов) и произошло значительное вертикальное смещение северной (Марианской) и южной (Каролинской) частей Западной Пацифики. Амплитуда этого смещения порядка 1—1,5 км.

Каролинская ступень с запада и юга ограничена структурными комплексами островных дуг. Ее внутреннее строение (может быть, именно в связи с этим) сложное. Две глубоководные впадины: Западно-Каролинская и Восточно-Каролинская — разделены валообразным поднятием Эаурипик. На востоке лежит крупное поднятие Онтонг-Джава. Между ним и Восточно-Каролинской впадиной располагаются впадина Лира, трог того же названия, а далее на запад хребет и желоб Муссау.

Ступенчатая структура определяется уровнем Западно- и Восточно-Каролинской глубоководных впадин, которые лежат на глубинах около 4000 м. Рельеф дна впадин расчлененный, наблюдаются холмы и узкие долины (разломы?) северо-восточного и северо-западного простираний. Осадочный чехол включает биогенные и карбонатные осадки от среднего олигоцена до квартала общей мощностью 500 м. Ниже лежат вскрытые бурением базальты. Мощность коры, как считается, 6—7 км, что, на наш взгляд, требует проверки.

Разделяющее впадины поднятие Эаурипик простирается в меридиональном направлении на 1000 км при ширине до 200 км. Его свод лежит на глубинах около 3000 м, отдельные вершины поднимаются до глубин 1500—2000 м. Бурением вскрыт здесь карбонатный разрез от олигоцена до квартала мощностью около 600 м. В низах встречен базальтовый силл. С точки зрения типизации этой структуры самым важным моментом является мощность коры, которая достигает 18 км. Утолщение коры более чем в 2 раза по сравнению с нормальной океанической происходит за счет увеличения мощности третьего слоя (скорость до 7,5 км/с). Своим южным окончанием поднятие сопрягается с краевыми глубоководными желобами, образуя радиально отходящую от них на север структуру. Картина тектонических взаимоотношений здесь весьма сходная с рассматривавшимися выше узлами, однако поднятие Эаурипик не несет цепи вулканических гор. Возможно, что ему еще предстоит эволюционировать по этому пути.

В Восточно-Каролинскую впадину с юга внедряются щелевидный разлом Муссау и сопровождающий его хребет Муссау. Они отходят от вершины дуги Меланезийского желоба на север. Эти структуры, кстати, как и соседние с востока, можно рассматривать как реакцию коры на дуговой изгиб. Глубина щелевидного разлома превышает 7 км. Обнаружение на вершине хребта наряду с базальтами и долеритами габброидов, в том числе троктолитов, позволило заключить о существующих здесь тектонических пластинах, в которых выведены наверх глубинные породы третьего слоя океанической коры. Надвиги бронируются верхнеолигоценовыми конгломерато-брекчиями.

Чрезвычайно интересной структурой является крупное поднятие Онтонг-Джава, которое часто упоминается в литературе. Нам представляется, что оно является ключевым для расшифровки геологической истории Каролинской ступени. Поднятие занимает весьма обширную площадь — 1600 × 800 км, лежит на глубинах 1500—2000 м на юге и 3000—3500 м на севере. Поверхность поднятия выровненная.

Осадочный чехол на поднятии мощный — 1262 м (скв. 289). Он начинается аптскими отложениями, перекрытыми формацией карбонатных плато верхнего мела — зоцена (293 м), выше которой встречены глубоководные органогенные илы (969 м). Под аптом вскрыты толентовые базальты. На основе более позднего бурения было сделано заключение, что базальты образовались в эпоху раннего мела на глубинах 2500—3000 м.

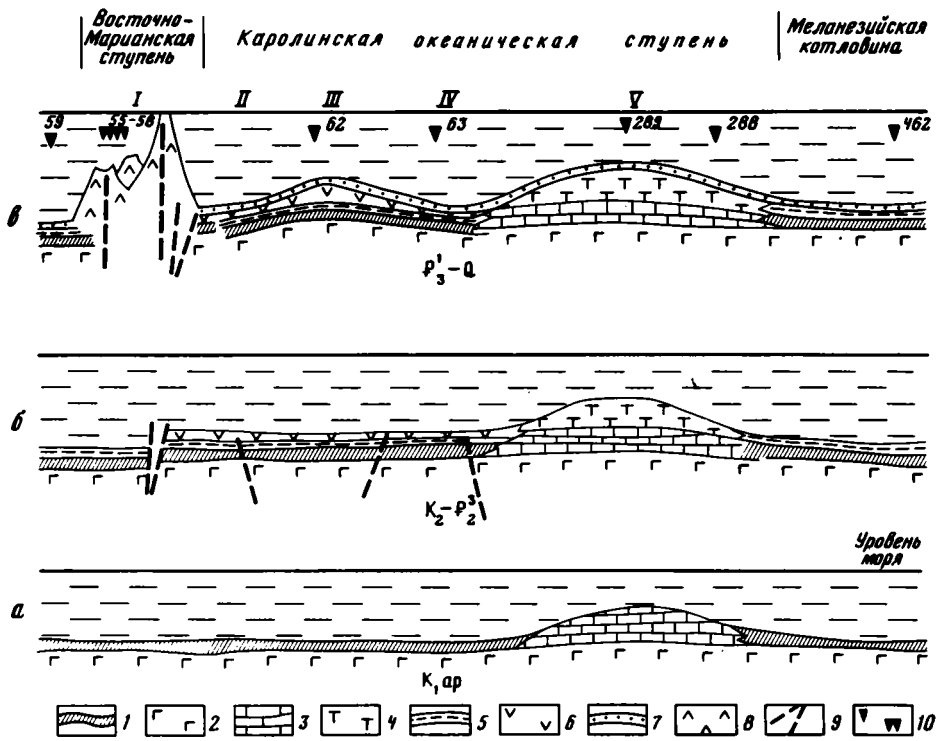


Рис. 6. Схема развития Каролинской океанической ступени в раннем мелу (а), позднем мелу — эоцене (б), олигоцене — кватерне (в)

1, 2 — образования первого и второго слоев мезозойской океанической коры; 3 — известняки с прослоями кремней (формация карбонатного плато); 4 — органогенные илы; 5 — кремни, известняки, песч. мел, песчаники, аргиллиты; 6 — базальты; 7 — неоген-четвертичные образования; 8 — вулканы дифференцированной щелочной серии; 9 — разломы; 10 — скважины глубоководного бурения. I — Каролинские острова; II — Западно-Каролинская впадина; III — поднятие Заурипик; IV — Восточно-Каролинская впадина; V — поднятие Онтонг-Джава

Примечательная черта поднятия — большая мощность земной коры: на севере — 42 км, на юге — 25—30 км. Здесь все сейсмические слои имеют увеличенные мощности. В особенности это относится к слоям со скоростями 5,5 и 7,7—7,6 км/с. Мощность последнего из них 10—12 км. Мы объясняем столь значительную мощность тектоническими скучиванием литопластин. Более всего поднятие Онтонг-Джава сходно с поднятиями Шатского и Хесса и относится к тому же типу.

Ключевым для понимания геологической истории Каролинской ступени это поднятие является по двум причинам: во-первых, на его восточной окраине имеет место постепенный переход от мощной коры к маломощной (нормальной), характеризующей прилегающую Меланезийскую абиссальную плиту; во-вторых, в том же направлении разрез все в большей мере приобретает черты абиссальной плиты (скв. 288). Геологическая история Каролинской океанической ступени отражена на рис. 6.

Региональный тектонический план Центральной Пацифики лишь немногим уступает по сложности строения западу. Если ориентироваться на морфологию и тектонические черты, то и здесь можно выделить океанические плиты-ступени. К ним относятся Меланезийская и Центральная Тихоокеанская абиссальные плиты. Они разделены тектоновулканическими поднятиями Гилберта и

Тувалу. С востока Центральная плита ограничена крупным линейным поднятием Лайн. В описываемую область входят также крупные поднятия Манихики, Туамоту и ряд других тектоновулканических структур. В целом северной границей области служит поднятие Мид-Пацифик, а южной — гряда Тубуан.

Меланезийская абиссальная плита имеет несколько большие средние глубины по сравнению с Каролинской, но меньшие сравнительно с Центральной плитой. Наиболее глубокие ее части лежат на севере и юге. На севере (эта часть обычно обозначается впадиной Науру) бурение обнаружило весьма интересный разрез общей мощностью 1069 м. Его нижняя половина сложена базальтами, включающими очень маломощные прослои и пачки осадочных отложений, нижние горизонты которых относятся к готериву—баррему. Над этой толщей лежат верхнемеловые и кайнозойские океанические отложения, сначала состоящие из песчаников, аргиллитов и известняков с прослоями вулканокластических турбидитов (сеноман—маастрихт), а затем преимущественно карбонатные. Таким образом, здесь имеются явные признаки большого опускания.

Поскольку скважина пробурена в наиболее глубокой части Меланезийской плиты (глубина дна 5186 м), представляется, что здесь вскрыт второй слой океанической коры, а не только пластовые тела базальтов, внедрившиеся в отложения первого слоя. Если это так, то, очевидно, следует заключить, что среди кристаллических пород второго слоя могут присутствовать фрагментарно сохранившиеся осадочные отложения. Такая трактовка противоречит данным о магнитных аномалиях (М-27), согласно которым второй слой в этом районе должен иметь по крайней мере оксфордский возраст. Видимо, это еще один пример несоответствия геологических и магнитометрических данных.

Центральная абиссальная плита лежит на глубинах в среднем 5500 м. С юга на север (от поднятия Манихики до Мид-Пацифик) она протягивается на 2900 км. Ширина ее 2100 км. В плане плита имеет изометричные очертания. Скв. 166 глубиной 310 м прошла осадки кайнозоя, сеномена—альба, апта—готерива и вошла в базальты. Структура плиты на юге нарушена системой разломных глубоководных структур Нова и Нова-Кантон (они описаны выше).

Еще один значительный разлом, имеющий северо-западное простирание, находится в северной части плиты (разлом Магеллана). К югу от него лежит поднятие Магеллана (450 × 200 км), возвышающееся над плитой на 2 км. На поднятии бурением выявлена повышенная мощность осадочных отложений — 1168 м. Бурение проводилось на глубине дна 3166 м. Разрез оказался очень полным и представлен почти целиком карбонатными осадками, включающими прослои кремней, от титонских (135 млн лет) до четвертичных. Под осадками скважина углубилась на 17 м в измененные и брекчированные базальты. Больше половины мощности осадочного разреза занимают кайнозойские глубоководные отложения. Нижняя часть разреза (до низов альба) не несет признаков пелагических осадков. Геологические черты поднятия позволяют рассматривать его как аналог поднятия Шатского. Соответственно следует ожидать, что оно обладает утолщенной корой.

Тому же типу принадлежит и поднятие Манихики. Оно имеет изометричную форму (1200 × 1100 км), оконтуривается изобатой 5000 м и лежит на глубинах 2,5—3 км на юге и 3,8 км на севере. Северный и южный блоки разделены разломной зоной, простирающейся с юго-запада на северо-восток [85]. На краях поднятия имеется несколько атоллов. Пробуренная в середине плато скважина (глубина дна 2598 м) вскрыла разрез первого слоя мощностью 910 м и вошла в пористые базальты, чередующиеся с вулканогенными осадками баррем-альбского возраста, образовавшиеся в мелководных условиях. Над нижней толщей лежат вулканогенные песчаники и алевролиты (263 м), относящиеся к среднему—позднему мелу, а выше — пелагический поздний мел — кайнозой (643 м.)

Общая мощность коры здесь 20—21 км. Она утолщена за счет увеличения

мощности как второго слоя, так и в особенности третьего (скорость 6,9 км/с), что обычно и наблюдается в структурных образованиях аналогичного типа. Здесь вновь проявляется тектоническое скупивание литопластин твердой коры океана.

Оконтуривающие Центральную плиту с запада линейные тектоновулканические структуры Гилберта, а южнее Тувалу продолжают восточную грядку Маршалловых островов. Изучены они недостаточно, но предполагается, что на них можно распространить основные вехи геологического развития Маршаллова архипелага. В совокупности они являются тем тектоническим разделом, который отделяет Меланезийскую абиссальную ступень от Центральной, более погруженной. Амплитуда ступени 1 км или более.

Характернейшей тектоновулканической структурой является поднятие Лайн, служащее разделом западного и восточного секторов талассогена, совершенно разных по морфологии. Это достаточно прямолинейная структура (откуда и ее название), простирающаяся в северо-западном направлении на большое расстояние — 4000 км. Ширина поднятия 200—350 км. Поднятие выражено гребнями и отдельными горами, поднимающимися на фоне глубин 5000 м. Среди сотен гор, имеющих вулканическую природу, многие образуют гайоты и атоллы. Контрастный тектонический рельеф свидетельствует о дифференцированных движениях блоков поднятия. В отдельных грабенообразных структурах мощность осадков достигает 700 м.

Морфология поднятия не составляет сомнения, что оно имеет разломную природу. Буровые данные позволяют аргументировать приуроченность хребта к гигантской линейной зоне проницаемости позднемолового времени. Синхронность вулканизма этого времени доказывается для отрезка длиной 2500 км (от рифа Кингмэн до о-ва Каролайн). Тем самым не приходится говорить о том, что образование вулканического хребта связано с прохождением плиты над "горячей точкой". Есть и другие данные, не подтверждающие эту, распространенную среди сторонников тектоники плит точку зрения.

Поднятые на поверхность вулканы подводных гор представлены щелочными базальтами, трахитами, гавайитами, муджиритами, нефелинитами и гиалокластитам. Они перекрыты вулканогенно-обломочными и карбонатно-обломочными отложениями кампана—маастрихта, сформировавшимися в мелководных условиях. Ныне их подошва в скв. 315 (южный район) оказалась на уровне 5154 м от поверхности океана. Палеоген, как и на других центральноокеанических горах, представлен карбонатными осадками умеренных океанических глубин. Более молодые осадки на поднятии глубоководные.

Гребни и горы поднятия Лайн лежат на очень пологом своде океанической коры, причем вулканическая цепь пересекает этот свод под некоторым углом (рис. 7). Тем самым выявляется наложенный характер вулканического хребта, время заложения которого, по-видимому, непосредственно предкампанское. Соответственно поднятие Лайн моложе поднятия Мид-Пацифик, но древнее Императорского. Что касается свода, то можно полагать, что он обладает утолщенной корой и образовался вследствие тектонического скупивания глубинных масс, вызванного горизонтальным сжатием.

Очень выразительно в этом смысле океаническое поднятие Туамоту, расположенное непосредственно юго-восточнее поднятия Лайн и имеющее то же простираение. Поднятие оконтуривается изобатой 4000 м и имеет крупные размеры. Оно состоит из двух гряд, западной и восточной, увенчанных атоллами и простирающихся в северо-западном направлении. Имеется указание, что это самая крупная группировка атоллов в мире: их насчитывается 78 [97]. Общее мнение, что атоллы расположены на погруженных вулканах.

Наиболее значительная и выразительная западная гряда. Горы находятся на плато, протягивающемся на 1500 км при ширине 300—500 км; лежит оно



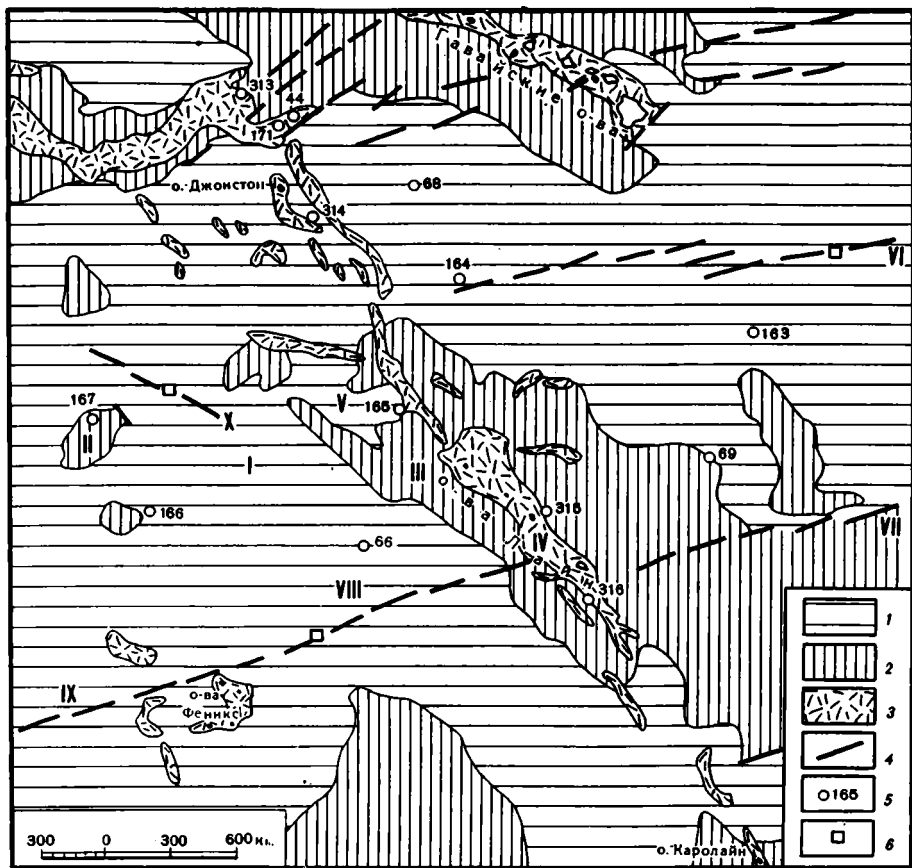


Рис. 7. Тектоническая схема Центральной области Тихого океана

1—4 — основные структурные элементы: 1 — абиссальные плиты, 2 — поднятия в океаническом ложе, 3 — наложенные вулканические зоны (меловые и кайнозойские), 4 — крупные разломы; 5 — скважины глубоководного бурения; 6 — драгировочные полигоны. Основные структурные элементы: I — Центральная абиссальная плита, II — поднятие Магеллана, III — поднятие Центральной котловины, IV — вулканическое поднятие Лайн, V — впадина Кингмэн, VI — разлом Кларрион, VII — разлом Клиппертон, VIII — разлом Нова, IX — разлом Нова-Кантон, X — Магелланов разлом

на глубине 2000 м [262]. На северо-западном окончании гряды находится атолл Рангира, в районе которого были проведены сейсмические исследования, принесшие поразительные результаты о мощности земной коры. Она определяется в 31 км ниже поверхности дна при скорости на границе Мохо 6,83—8,10 км/с. Представляется, что эти данные требуют проверки, но сильно увеличенная мощность коры сомнений не вызывает. В случае подтверждения приведенных данных последние дадут новый мощный импульс развитию идеи о тектонической расслоенности океанической коры.

На атолле Рангира, в верхней его части, выделен слой мощностью 2 км со скоростями 3,3 км/с, который интерпретируется как известняковый. В этой связи следует отметить, что на северо-западном окончании поднятия Туамоту на глубине 2659 м пробурена скважина, вскрывшая разрез мощностью 745 м от раннего эоцена до четвертичных отложений. Ранний и средний эоцен (вскрытая мощность 196 м) представлен глинистыми известняками, вулканогенными песчаниками и алевролитами; поздний эоцен — известняками с прослоями

кремней, содержащими крупные фораминиферы, кораллы, водоросли, мшанки; олигоцен, миоцен и плиоцен-четвертичные отложения сложены органогенными илами и мелом с горизонтом брекчий и конгломератов, отвечающим раннему и среднему миоцену. В общем — разрез, характерный для приостровной зоны. Он проливает свет на геологическую историю поднятия по крайней мере на протяжении 50 млн лет. Однако формирование структуры началось раньше, скорее всего в позднем мелу.

Южное окончание Западного сектора осложняется и рядом других островных гряд, также вытянутых в северо-западном направлении. К ним относятся островные поднятия Общества, Гамбье, Тубуаи и некоторые другие. Все их, исходя из однотипности морфологии и близости простираций, следует рассматривать как естественную составную часть Западного сектора талассогена. Соответственно по своей природе они являются тектоновулканическими образованиями, претерпевшими значительные опускания. Как и в районе островов Туамоту, океаническая кора здесь должна иметь меловой—палеогеновый возраст. Некоторые острова образованы вулканами (Таити, Питкэрн, ряд островов гряды Тубуаи и др.). Островные гряды подвержены дифференцированным движениям их отдельных частей. На некоторых островах имеются высокоподнятые абразионные террасы либо древние рифы.

На о-ве Таити (архипелаг Общества) мощность земной коры 8,8 км (ниже поверхности дна); раздел Мохо отмечен скоростями 7,64—8,25 км/с [262]. Подробными исследованиями выяснено, что активные вулканы в этом архипелаге расположены на валах в океанической коре и что области наибольшей сейсмичности в целом коррелируются с наиболее значительными проявлениями современных вулканических и гидротермальных процессов [121]. Породы щелочные, меняющиеся от анкармитов через щелочные базальты до трахифонолитов. Отмечается и присутствие толентов типа MORB, из чего делается заключение о различии мантийных источников.

В тот же ряд тектоновулканических структур вписываются и вулканические острова Самоа, хотя их геологическая история специфична. Крупнейший в архипелаге о-в Савайи состоит из слившихся у основания широких вулканических куполов, увенчанных многочисленными конусами, достигающими высоты 1800 м [97]. Специфику составляет современная активность вулканов (извержения отмечались в начале XX в.). Число островов, несущих действующие вулканы, в Тихом океане насчитывается единицами. Вулканы приурочены к трещинам, ориентированным преимущественно в северо-западном направлении, как и на другом крупном о-ве Уполу, где вулканизм плиоценовый. Породы в основном щелочные, но встречаются и толенты.

Теперь можно рассмотреть характер разграничения Западного и Восточного секторов Западно-Тихоокеанского талассогена. Уже упоминалось, что на севере это Императорский разлом. Далее на юг, как обычно считается, Гавайское поднятие смещенное по отношению к Императорскому разлому на 1200 км. Еще южнее — поднятие Лайн, смещенное по отношению к Гавайскому на аналогичное расстояние. Затем — поднятие Туамоту и далее островная группа Питкэрн, примыкающая в районе тропиков к зоне расширения Восточно-Тихоокеанского талассоарсиса. Оба упомянутых смещения происходят в западном направлении.

Именно такой зигзагообразный структурный план разграничения секторов читается из батиметрических карт. Но следует дать его тектоническую интерпретацию. Из изображения на глобусе видно, что Императорский разлом, примыкающая к нему с юга субмеридиональная гряда острова Мидуэй и поднятие Лайн образуют единый линеймент северо-западного простираения, который косо пересекается более молодым Гавайским хребтом. В этом линейменте также имеются некоторые поперечные смещения. Разломной зоной Мендосино несколько

смещена на запад гряда Мидуэй, а приразломный хребет Неккер в том же направлении смещает по отношению к упомянутой гряде поднятие Лайн. Таким образом, реконструируется огромная древняя структурная линия, впоследствии подвергшаяся разрывам, а затем и пересечению мощным Гавайским вулканическим хребтом. Соответственно тектонический раздел между западом и востоком очерчивается как очень резкий.

В районе Южного тропика стиль тектоники дна существенно меняется. Описанные выше тектоновулканические сооружения в южную часть Тихого океана не распространяются. Подводные горы, которыми усеяно дно Западного сектора, на юге встречаются много реже. Общий тектонический план становится совершенно иным. Все это определяет южное ограничение Западного сектора, которое, однако, не связано с какой-то единой оформленной тектонической линией или зоной, а имеет дискретный характер.

К Западному сектору тяготеет сводово-вулканическое поднятие Маркизских островов, но пространственно и структурно оно обособлено и фактически лежит в Восточном секторе Пацифики. Тем не менее по всем признакам это поднятие сходно с поднятиями Туамоту, Общества и др. Основание его склонов лежит на глубинах более 4000 м. Общее простирание северо-западное. Протяженность поднятия 600, ширина 200 км. На нем имеются вулканические острова, вершины которых нередко превышают 1000 м над уровнем океана.

Базальты островов архипелага геохимически не одинаковы, что представляет большой интерес с точки зрения изучения латеральной гетерогенности мантии. Индикаторами служат отношения изотопов Nd и Sr. Вариации в этом смысле столь значительны<sup>1</sup>, что вывод о гетерогенности мантийных источников различного масштаба представляется вполне убедительным.

По отношению к грядам Туамоту поднятия Табуаи и Маркизское расположены симметрично. Это дает основание включить Маркизское поднятие в систему юго-восточного выклинивания Западного тектонического сектора.

**Восточный сектор.** По площади Восточный сектор равновелик Западному, но он совершенно не сходен с ним по характеру морфологии и тектоники. С востока сектор ограничен континентальными окраинами Северной Америки и спрединговой системой Хаун-де-Фука, а с юго-востока и юга — Восточно-Тихоокеанским талассоархисом. Простирается сектор, как и Западный, до района Южного тропика.

Основные глубины океана в пределах сектора 4—6 км, но соотношение различных по глубине площадей на пространстве дна разное. Наибольшие глубины, свыше 5 км, занимают западную часть сектора, в восточной преобладают отметки 4—5 км. Существует и поперечный батиметрический раздел. Им служит зона между разломами Кларин и Клиппертон, к северу от которой область с глубинами >5 км имеет очень большие размеры, а к югу — резко преобладают глубины 4—5 км.

На этом общем фоне погружения дна к центральным областям Пацифики выделяются резкие субширотные ступенчатые осцилляции изобат, контролируемые разломами-гигантами. Соответственно тектонический контроль рельефа дна в Восточном и Западном секторах талассогена неодинаков.

Однако, если искать аналогии, то следует отметить, что и здесь наблюдается крупноступенчатый характер рельефа. Так, субширотный блок, ограниченный разломами Мендосино и Меррей, погружен более значительно, чем сопредельные северный и южный. То же можно сказать и о блоке между разломами Молокаи и Кларин. Если говорить о крупном плане, то вся область, лежащая южнее разлома Клиппертон, приподнята относительно более северной, простирающейся до Алеутского желоба. Подобный рельеф отражает характер

<sup>1</sup> Значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  меняются в интервале 0,512710—0,512925 (данные P. Vidal et al., 1987).

и главный механизм погружения океанического дна, которое происходило ступенчато, притом с общим нарастанием амплитуд в северном направлении.

Восточный сектор лежит в области Пацифики, где возраст базальных горизонтов чехла палеогеновый и позднемеловой. Подводных гор здесь несравненно меньше, чем в Западном секторе. Это соответствует правилу, что, чем древнее ложе океана, тем количество гор больше [43]. Основные скопления гор находятся к северу от зоны Клариион—Клиппертон, т.е. в более глубокой области.

Средняя мощность коры в Восточном секторе ( $6,31 \pm 1,01$  км) несколько меньше, чем под абиссальными плитами запада. Меньше оказываются здесь и скорости на границе Мохо. Более того, как свидетельствует сейсмическая томография, между секторами наблюдаются различия в строении мантии, по крайней мере до 150 км. Наиболее вероятно (Д. Андерсон, А. Дзевонски), что последние связаны с температурами мантийного материала, которые в Восточном секторе выше.

Как уже отмечалось, сектор отличается совершенно особой разломной тектоникой: распространением разломов-гигантов восток-северо-восточного простирания. По ним происходят большие горизонтальные (сдвиговые) смещения, определяемые по магнитным аномалиям. В разломных зонах отмечается существенное уменьшение мощностей коры. В связи с особенностями строения дна Восточного сектора его тектоническая характеристика дается расчлененно для северного, среднего и южного районов.

Северный район простирается от Алеутского желоба до разломной зоны Мендосино, т.е. на 1500 км. Простирание по широте вдвое больше. Это очень крупная океаническая синформа с плавным погружением дна в сторону Императорского разлома, подчеркivanым концентриями изобат. Судя по геологическим картам, наиболее древние (верхнемеловые) осадочные породы слагают основание наиболее глубокой западной части синформы. В восточном направлении они выклиниваются, сменяясь последовательно палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Однако бурение здесь единичное и для ясности в отношении строения осадочного чехла совершенно недостаточное. Имеются лишь две скважины вблизи Алеутского желоба и одна у разлома Мендосино.

Скв. 183, заложена к югу от Аляскинского полуострова на глубине 4708 м, прошла 516 м и вскрыла внизу (505 м) измененные оливиновые базальты (силл?). Над ними слой всего 4 м среднеэоценовых известковистых ожелезненных глин и нанноизвестняков, а выше турбидиты среднего эоцена — олигоцена (254 м). Верхняя часть разреза представлена мелом ( $N_1^1$  —?), пелагическими глинами и диатомовыми илами ( $N_2^2$  —  $Q_1$ ). Скв. 178 бурилась в абиссали Аляскинского залива. Ее глубина 795 м, она также вошла в базальты. Разрез представлен в основном турбидитами миоцена—голоцена; в средней части встречены диатомовые илы. Скв. 371 пробурена на глубине более 4500 м в районе восточной части Мендосино, непосредственно к северу от него. Прошла она всего 31 м по цеолитовым глинам неогена и вошла в базальты.

Таким образом, чехол имеет неодинаковые мощности, увеличенные в северных районах и малые на юге. Сейсмические данные указывают, что на севере, на аккумулятивном шельфе континента, мощности достигают 2 км.

Подводные горы распространены главным образом в Аляскинском заливе и юго-восточнее его, близ спрединговой системы Хуан-де-Фука [252]. Они могут быть сгруппированы в несколько цепей, простирающихся вблизи Хуан-де-Фука на северо-запад, но в Аляскинском заливе разворачивающихся на запад-северо-запад. На юге массивы гор могут иметь даже широтную ориентировку. Линейное расположение гор позволяет предполагать их разломную природу. Западные цепи от восточных отделяются, вероятно, поперечным разломом, идущим по биссектрисе Аляскинского залива. В целом получается довольно сложная картина разрывной тектоники.

Горы представляют собой гайоты. Основание их лежит на глубинах 2,7—3,8 км, а глубины над вершинами обычно 700—750 м, иногда отклоняясь в ту или другую сторону. Общее число гор-гайотов около 100. Они формировались [253] главным образом в течение последних 14—18 млн лет, но имеются и более молодые.

Таким образом, весь этот обширный горный район лежит между срединговой системой Хуан-де-Фука и Аляскинским желобом, однако геодинамические условия возникновения наблюдаемой здесь сложной комбинации простираний цепочек гайотов остаются пока не ясными.

Линейная система подводных гор прослеживается также несколько севернее восточного отрезка разлома Мендосино. В других местах абиссальной синформы встречаются лишь горы-одиночки.

Среднюю и северо-западную части синформы осложняют две крупные разломные зоны, именуемые соответственно Сервейор и Чинук. Они простираются параллельно Мендосино и имеют в общем сходное внутреннее строение. Морфологически обе зоны выражены трогами и гребнями. Глубины в трогах зоны Сервейор достигают почти 6000 м; в трогах зоны Чинук они превышают эту цифру. Тектоническое положение обеих зон свидетельствует, что к типу трансформов они никакого отношения не имеют. В то же время они естественно вписываются в общую систему разломов-гигантов Восточного сектора Пацифики. Это дополнительно аргументирует идею об автономности этой системы, отсутствии связи с Восточно-Тихоокеанской рифтовой системой.

Средний район Восточного сектора расположен между разломными зонами Мендосино и Клиппертон. Здесь имеются два относительно приподнятых субширотных блока океанического дна и два опущенных, которые между собой чередуются. Контролирующей является изобата 5000 м. Северный блок, лежащий между разломными зонами Мендосино и Меррей, опущенный. Изобата 5000 м заходит здесь далеко на восток. В пределах блока существуют сравнительно небольшие впадины и возвышения, горы редки. Однако на западе, в наиболее глубоководной части, имеется большое скопление гор, к которому относятся вулканические горы Музыкантов. Число гор около 50. Общий контур их распространения простирается в север-северо-западном направлении на расстояние 1300 км. Существенно интересно, что этот контур далеко заходит в пределы соседнего блока Меррей-Молокаи, причем разлом Меррей его не пересекает, но подходит вплотную. Основание горных массивов оконтуривается по изобатам 5000—5500 м. Отметки вершин изменчивы (1000—4000 м), но в большинстве случаев они около 2500 м. Возраст гор северной группировки 85—95, южной 75—85 млн лет [152]. Авторы указанной работы заключают, что образование подводных гор Музыкантов началось вскоре после формирования коры и продолжалось в течение 20—25 млн лет.

Западный край провинции представлен прямолинейной цепью гор, вытянутой на север-северо-запад более чем на 1000 км. В северной и южной группировках господствуют широтные простирания. Эти последние коррелируют с простираниями разломов-гигантов, тогда как в первом случае имеется корреляция с Императорским разломом или хребтом-разломом Лайн. Из этого следует, что указанные структурные направления имеют продолжительную геологическую историю.

Провинция гор Музыкантов с севера ограничивается структурной линией, продолжающей разлом Пайонир, осложняющий тектонику описываемого блока в его северной части. Он менее значителен, чем другие разломы, и выражен менее рельефно. По отношению к разлому Мендосино он как бы разлом-спутник. Оба разлома — левосторонние сдвиги, но смещение по Пайонир небольшое.

Разлом Меррей — крупный правосторонний сдвиг. Наибольшие глубины (>6000 м), как и в случае Мендосино и Пайонир, отмечаются в его западной половине.

В пределах соответствующего блока коры пробурено несколько скважин. Сква. 39 находится в его средней части немного севернее разлома Меррей. Глубина скважины 17 м, глубина дна более 5000 м. Пройдя пачку неогеновых пелагических глин, она вскрыла базальты. В восточной части блока скв. 32, заложенная на глубинах более 4000 м, прошла 215 м и также вскрыла базальты, выше которых лежат палеогеновые, неогеновые и четвертичные глубоководные отложения. Непосредственно на север отсюда, между разломами Мендосино и Пайонир, близ их восточного окончания, пробуренная на таких же глубинах скв. 34 вскрыла аналогичный разрез, но мощностью 384 м. Итак, в центральных районах океана мощности чехла крайне незначительные, однако на восток они увеличиваются. Видно также, что базальты на очень большом расстоянии от берега, где фиксируется магнитная аномалия по крайней мере низов палеогена, могут подстилать неоген. Можно отметить, что подобные несоответствия в Восточном секторе Пацифики встречаются нередко.

Следующий к югу блок расположен между разломами Меррей и Молокаи. Он существенно отличен от предыдущего. Главная его часть — восточная — лежит на глубинах 4000—5000 м. Изобаты вырисовывают здесь гораздо большее количество осложняющих строение дна впадин и возвышений, однако небольших амплитуд. На этом фоне выделяются подводные горы, местами образующие скопления, в том числе и в виде линейных зон. Лишь четвертая часть блока, примыкающая к Гавайскому поднятию, лежит на глубинах 5000—5500 м. В зоне разграничения глубин выделяется несколько высоких гребней северо-западного простираения, подчеркивающих ступенчатый характер опускания.

В 100 км южнее средней части разлома Меррей скв. 172 прошла пелагические неогеновые и палеогеновые отложения и уже на 24 м ниже поверхности дна вскрыла базальты. Палеоген и неоген обнаружены бурением также к югу от гор Музыкантов, где скважина прошла лишь 60 м. Именно эти разрезы характеризуют строение осадочного чехла данного блока.

Вдоль разлома Молокаи латеральное смещение левостороннее. Следующий блок лежит между разломами Молокаи и Кларин. Морфологически он сходен с предыдущим, однако глубоководная часть в нем (>5000 м) занимает вдвое большую площадь. Разлом Кларин выступает как зона правостороннего смещения. В средней части блока пробурена скважина, вскрывшая неоген, палеоген (радиоляриевые илы) и лежащие в основании базальты. Сква. 41 заложена на глубине свыше 5000 м, а прошла всего лишь 34 м. Следовательно, для обширной центральной части Восточной Пацифики характерен очень маломощный осадочный чехол третичных и четвертичных отложений.

Совершенно иная геологическая картина выявляется в пределах соседнего с юга блока, заключенного между разломами Кларин и Клиппертон. Глубоководная область (>5000 м) здесь вновь значительно уменьшается в размерах, занимая западную треть блока. В ее пределах выделяется невысокая возвышенность Купер, простирающаяся на север-северо-запад и состоящая из трех отдельных массивов. Основная часть блока в целом имеет довольно выровненный рельеф с малым количеством гор. На крайнем востоке в зоне сочленения со структурами Восточно-Тихоокеанского поднятия лежит сильно расчлененный массив гор Математиков. Описываемый блок характеризуется максимальным скоплением железомарганцевых конкреций в Тихом океане, в связи с чем многие его районы детально изучены.

Рельефу и тектонике блока дается следующая характеристика: "Выровненные субгоризонтальные поверхности абиссальной равнины осложнены грядово-

волнистыми, реже наклонно-ступенчатыми формами рельефа с отдельными вулканическими постройками. Вертикальная расчлененность рельефа варьирует преимущественно в пределах 5—150 м. Региональные склоны и уступы выражены пологонаклонными относительно выположенными поверхностями, осложненными наклонно-ступенчатыми формами рельефа с... вертикальной расчлененностью в зонах уступов, достигающей 300 м" [34. С. 8]. Посредине блока параллельно разлому Клариион прострагается дополнительный продольный разлом.

Бурением в нескольких местах вскрыты толеитовые базальты (скв. 159—163). В ряде районов базальты выходят на поверхность. Тип вулканизма линейно-трещинный. Лавы имеют подушечное, а также волнисто-плитчатое строение.

На обширных площадях обнаружены базальты, залегающие поверх осадочного чехла, а иногда внутри его (силлы). Мощность лав, по-видимому, невелика. Это щелочные оливиновые базальты. Наиболее молодые излияния среди них могут быть современными. Таким образом, "петрографические и петрохимические отличия описанных групп магматических образований, особенности их пространственной распространенности и возраста, своеобразие типов вулканизма, приведшего к формированию каждой из групп, дают основание утверждать, что в северной тропической зоне Тихого океана мы имеем дело с двумя разновозрастными магматическими формациями: более древней однородной формацией толеитовых базальтов фундамента и однородной (?) формацией щелочных базальтов, формирование которой продолжается и в настоящее время" [98. С. 35]. Поскольку подобного рода разрезы на абиссальных плитах ранее не описывались, приведенные данные представляют исключительный интерес. Они дают основание для выделения совершенно особых и неизвестных прежде геодинамических обстановок в тихоокеанской литосфере, которые необъяснимы с теоретических позиций тектоники плит.

Необходимо упомянуть также о находках в некоторых местах поверхности абиссального блока габброидов и ультрабазитов, что также представляет интерес, поскольку указывает на возможность процесса тектонического скупивания литопластин. О таком скупивании в зоне разлома Клариион говорилось в предыдущем разделе.

В описываемом блоке первый слой имеет несколько большую мощность, чем в более северных. В западной части вскрыты не только неоген и палеоген, но и мел (кампан — нижний маастрихт). Скв. 163, пробурившая базальты (18 м), прошла по осадочному слою 276 м. Нижнюю половину этого разреза слагают карбонатные породы позднего мела. Восточнее обнаружены лишь палеогеновые и неогеновые глубоководные глины и радиоляриевые илы, мощность которых 100—240 м. Лишь на юге (скв. 78) она около 300 м. Увеличение мощности есть результат повышенной биологической продуктивности в данном районе пелагиали.

Что касается расположенных на востоке блока подводных гор Математиков, где отмечается контрастный рельеф с формами, вытянутыми меридионально, то на них обнаружены трахиты с повышенной щелочностью. Этот факт и высокое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7040—0,7053) можно истолковать как свидетельство гетерогенности мантийных источников, поскольку породы рядом расположенного Восточно-Тихоокеанского поднятия имеют иные петрохимические и геохимические характеристики [258]. Горы Математиков протяженностью 700 км отстоят на 300 км к западу от современной спрединговой оси ВТП. Было высказано предположение, что эта цепь является остатком древнего спредингового центра, но справедливость этой идеи нуждается в проверке.

Завершая тектоническую характеристику Восточного сектора, коснемся вкратце его южной части. Уже говорилось, что здесь дно океана лежит на меньшей глубине, чем в более северных районах. Эти глубины находятся между 4000 и

4500 м, изредка немного больше. В данном случае основное значение имеет ступень, контролируемая разломом Клиппертон.

Рассматриваемая область занимает обширную площадь. На востоке ее границей служит Маркизский разлом, а на западе она заходит за этот разлом (на юг), постепенно сливаясь с флангами Восточно-Тихоокеанского поднятия с одной стороны и поднятия Туамоту с другой. На крайнем юге она обрывается Южным разломом. В ее средней части простирается Галапагосский разлом, входящий в систему разломов-гигантов востока Пацифики. И в этой разломной зоне, и в Маркизской глубины более 5000 м появляются лишь на крайнем западе и в очень узких зонах. Вдоль всех трех разломных зон, судя по магнитным аномалиям, происходит латеральное левостороннее смещение. Маркизский и Южный разломы простираются дискордантно по отношению к разломам современной спрединговой системы и не доходят до нее на значительное расстояние. Они явно древнее этой системы.

От разлома Клиппертон на юг протяженность аналогичных разломов становится все менее значительной, так что Южный разлом имеет длину менее 1000 км. Система разломов-гигантов здесь редуцируется.

Разломная зона Клиппертон является не только резкой батиметрической, но и седиментационной границей. Она разделяет область широчайшего распространения современных пелагических глин, простирающуюся отсюда на север, и область столь же значительного развития известковистых илов и мергелей, простирающуюся на юг. Это вполне коррелируется с понятием океанической тектонической ступени Клиппертон как весьма важного тектонического раздела. Здесь нужно отметить подчеркивание "ступенчатой тектоники" в отношении восточной части Тихого океана в работе [17].

К северу от Галапагосского разлома пробурено три скважины, две из которых дошли до базальтов. Глубина бурения 481 м (скв. 77), 414 м (скв. 79) и 558 м (скв. 71). Во всех скважинах пройдены палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения, представленные глубоководными органогенными илами. Таким образом, здесь отмечаются наибольшие для Восточного сектора мощности первого слоя. Имеются скважины и к югу от Галапагосский разломной зоны, где мощности снова уменьшаются. Соответственно приэкваториальная область — наиболее благоприятный регион с точки зрения биопродуктивности. Горные сооружения для этой области не характерны.

Из приведенных данных видно, что Восточный сектор по стилю своего строения и тектонической истории совершенно отличен от Западного. Общее здесь в том, что в обоих случаях имел место механизм ступенчатого опускания дна. Однако этот механизм на востоке и западе Пацифики проявился в очень разной форме.

Важно отметить и еще два обстоятельства. Геология сектора свидетельствует, что здесь, вероятно, проявлено тектоническое скучивание океанических литопластин и что базальтовые тела могут находиться среди отложений первого слоя (и наоборот), а местами располагаться и вверху разреза абиссального блока.

**Южный сектор.** Между южным фрагментом Восточно-Тихоокеанского таласоарсиса и структурной линией, простирающейся от желоба Тонга до южного окончания желоба Макуори, лежит глубоководная область, называемая Южной котловиной или Юго-Западным Тихоокеанским бассейном. Ее внешняя граница очерчивается изобатой 5000 м. Соответственно в плане сектор имеет треугольную форму, простирающуюся с северо-востока на юго-запад на расстояние порядка 6000 км (от островных групп тропической зоны до района разграничения Тихого и Индийского океанов).

Рассматриваемая область Тихого океана принадлежит тому типу тектонических структур, который мы называем абиссальной плитой. Среди подобных



структурных форм данная плита занимает самую большую площадь. Она отвечает зоне мелового спокойного магнитного поля.

Пока еще не имеется данных о породах кристаллического основания плиты и очень немного их о строении осадочного чехла. Бурение проведено лишь в одном пункте, близ южного окончания желоба Тонга (скв. 204, глубина дна 5354 м), где в низах разреза установлена пачка туфов в основном базальтового и андезитового состава мелового (?) возраста. Над ней залегает пачка обломочных пород также, возможно, мелового возраста, а выше с несогласием залегают бурые глины с вулканическим пеплом позднего кайнозоя. Общая мощность разреза 160 м. Природа этих отложений, как представляется, приостровная, что означает последующее погружение структуры на значительную глубину.

Рельеф дна холмистый, но в отдельных местах имеются подводные горы. Значительных горных скоплений не отмечается. Региональная геоморфология сектора описана в работе [17], где в пределах абиссальной плиты охарактеризовано шесть обширных более или менее обособленных впадин. Строение земной коры изучено очень слабо, можно отметить лишь, что имеющиеся на этот счет скудные данные свидетельствуют о ее океаническом типе.

Поперечная подводная вулканическая цепь Луисвиль, продолжающая разломную зону Элтанн, делит плиту на северную и южную части. На альтиметрической карте [153] видно, что эти части существенно различны по характеру разломной тектоники. На севере уступы и гравиметрические ступени сравнительно редки, по длине невелики и располагаются несколько хаотично. На юге соответствующие линеаменты выделяются более четко, развиты шире и простираются в соответствии с простираниями поперечных разломов в пределах спредингового поднятия. Таким образом, абиссальная плита разделяется на две геодинамически неоднородные области. Но в целом разломная тектоника, столь мощно развитая в пределах юга спредингового поднятия, на абиссальной плите угасает.

Подводная вулканическая цепь Луисвиль представляет собой весьма протяженную (возможно, 3500 км) узкую (75 км) несколько криволинейную структуру, возвышающуюся на 3—4 км над средней глубиной океанского дна [278]. Эта асейсмичная цепь образована сочетанием коротких хребтов, изолированных пиков и плосковершинных гор (гайотов). Общее число гор-вулканов более 65. Основной магматизм в пределах хребта происходил в период 28—60 млн лет, но он проявлялся и позднее. На одной из подводных гор, впрочем лежащей уже в пределах фланга спредингового хребта, на глубине 540 м драгированы плейстоценовые лавы.

На западе описываемой абиссальной плиты лежит погруженное Новозеландское плато, разделенное широтным глубоководным трогом Баунти на блоки Четем (северный) и Кемпбелл (южный). Общие размеры плато (по изобате 5000 м) велики —  $2400 \times 1300$  км [85]. Блок Четем назван по имени островов того же названия, находящихся в его пределах. Острова сложены базальтовыми андезитами, туфами, известняками, граувакками мезозоя и палеогена. Блок Кемпбелл также имеет острова. Они могут быть сложены гранитами и метаморфитами от докембрия до мезозоя, а некоторые представляют собой неогеновые вулканы, сложенные базальтами и андезитами. Пробуренная в средней части блока скважина (глубина дна 1214 м) вскрыла палеоценовые отложения мощностью более 400 м, перекрытые плейстоценом (несколько десятков метров). Древнейшие из вскрытых верхнепалеоценовые отложения сложены писчим мелом [36]. Эоцен — писчий мел с конкрециями кремней. Олигоцен представлен наннопланктонными илами.

Мощность коры в пределах блока 26—30 км. По тектонической природе блок Кемпбелл представляет собой блок-мигрант (микроконтинент), находивший-

ся в палеогене в более южном, чем ныне, районе [36]. Его быстрое перемещение на север началось со второй половины палеогена. Блок Четем — фрагмент Новозеландской структуры, обособившейся от нее, видимо, в позднем кайнозое в связи с развитием меланезийских тектонических комплексов.

Из тектонической характеристики всех трех секторов Западно-Тихоокеанского талассогена хорошо видны их особенности, которые, вне всякого сомнения, отражают различия в геологической истории крупнейших областей океанического дна. Расшифровать главные черты этой геологической истории до сих пор чрезвычайно трудно. Некоторые корреляции представлены в главе девятой.

### **Восточно-Тихоокеанской талассоген**

Описываемая область лежит между Восточно-Тихоокеанским талассоарсисом и окраинами Южной и Центральной Америки. По тектоническому строению она разнообразна. Различаются три главных типа существующих здесь структур: абиссальные плиты, линейные поднятия, поперечные по отношению к простиранию континентальных окраин, и разломы. Внутреннее строение и сочетание этих структур могут быть весьма сложными. Плейттектонистами предпринято немало попыток выяснить происходившие здесь структурообразующие процессы, но суть тектонической эволюции области, как представляется, остается еще не раскрытой.

К абиссальным принадлежат плиты (с юга на север) Беллинсгаузена, Чилийская, Перуанская, Гватемальская. Группу поднятий составляют Чилийское, Сала и Гомес, Наска, Галапагосское, Карнеги, Кокосовое. Структурно совершенно специфическим является район, лежащий между поднятиями Карнеги и Кокосовым, включающий Галапагосский спрединговый центр и Панамскую впадину.

Абиссальная плита Беллинсгаузена имеет наиболее ясную тектоническую позицию по отношению к срединному спрединговому поднятию: она расположена симметрично Южной Тихоокеанской плите.

Обе плиты сопоставимы по размерам (протяженность порядка 5—6 тыс. км), геоморфологическим и геологическим признакам. На западе плита сливается с флангом срединного поднятия, а на юго-востоке последовательно выделяются широкая зона антарктического континентального подножия с большими мощностями осадков, узкая зона континентального склона и шельф [271]. Плита оконтуривается по изобате 4000 м; ее максимальные глубины значительно превышают 5000 м. Рельеф плиты выровненный, характерный для аккумулятивных равнин. В северных районах встречается холмисто-грядовый рельеф. Местами имеются отдельные подводные горы, но крупных скоплений их нет. Даже крупнейшие разломы, сегментирующие спрединговое поднятие, гаснут в ее пределах.

В средней части абиссальной плиты бурением (скв. 323, глубина океана 4993 м) вскрыт разрез осадочных отложений 701 м мощностью, древнейшие из которых представлены коричневыми пелагическими аргиллитами позднего маастрихта — дания (63 м). Над ними залегают толща 150 м неуставленного возраста, а выше — миоцен-голоценовая терригенная толща, представленная, как и более низкая, глинами, алевролитами и песками турбидитного происхождения [36]. Ниже маастрихтских отложений встречен силл базальтов (30 м).

Земная кора на северо-востоке плиты имеет океанический тип строения, но мощности второго и третьего слоев здесь очень небольшие (по 2 км).

Таким образом, плита Беллинсгаузена является крупной талассогенной асимметричной синформой, отделенной спрединговым поднятием от аналогичной синформы на юго-западе Пацифики. В эпоху позднего мела обе синформы составляли единую океаническую структуру. Начало их обособления, как показывают приведенные данные бурения и магнитные аномалии, относится примерно

к рубежу мела и палеогена. Другого тектонически симметричного, подобного Атлантике, региона в Тихом океане нет.

Плита Беллингаузена на севере ограничивается Чилийским поднятием, простирающимся от южных районов Чили ( $45^{\circ}$  ю.ш.) на северо-запад к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Поднятие это изучено недостаточно, но на основании имеющихся карт можно привести некоторые морфологические и геолого-геофизические характеристики. Оно не представляет единого массивного свода, а является сочетанием отдельных, часто расплывчатых, возвышенностей, лежащих на глубинах около 3500 м, но иногда меньше 3000 м. Центральная зона этого поднятия выделяется высокой концентрацией в ней мелкофокусных землетрясений и поэтому принимается в качестве спрединговой структуры.

Соответственно пересекающие поднятие узкие желоба с глубинами более 4000 м трактуются как поперечные разломы, смещающие отрезки спредингового гребня. Желоба в основном присущи юго-восточной половине поднятия. Идентификация линейных магнитных аномалий также позволила наметить ряд разломов, так что в совокупности получилась картина особой геодинамической системы с простираниями восток-северо-восток, дискордантными по отношению к генеральной системе ВТП. Наиболее древние магнитные аномалии, связанные с системой Чилийского поднятия, раннемиоценовые и даже несколько более древние. Приведенные построения просты, но не очевидны, так как не разрешают проблемы направления движения абиссальной плиты Беллингаузена. Однако в обилии разломных структур, поперечных к материковой окраине, сомневаться не приходится. Существует, безусловно, и крупная сейсмогенная зона, проходящая посередине Чилийского поднятия.

Севернее находится Чилийская абиссальная плита. Она простирается до резко выраженного широтного поднятия Сала и Гомес, а на востоке — поднятия Наска, в общем занимая не столь значительную площадь. Относительно плиты Беллингаузена и более северной Перуанской Чилийская плита может рассматриваться как приподнятая тектоническая ступень. Она лежит на глубинах в основном между 3500—4000 м, но в области, смежной с Чилийским желобом, глубины более 4000 м.

Поверхность плиты существенно расчленена. В западной части рельеф более сглаженный. Возвышенности здесь относительно невысокие с пологими склонами; отрицательные формы округлые, глубины, более 4 км в них редки. Но в области, смежной с глубоководным желобом, рельеф становится более контрастным и линейным. Так, в северо-восточном углу плиты выделяется крупная система гребней и желобов (трогов), вытянутых на сотни километров в северо-восточном направлении, перпендикулярно Перуанско-Чилийскому глубоководному желобу.

Там, где сочленяются восточная и западная области плиты, лежат острова Сан-Феликс и Сан-Амбросио, возможно входящие в крупный подводный горный пояс Сала и Гомес. Оба острова сложены вулканитами со щелочным уклоном (базаниты, нефелиносодержащие базальты, трахиты) поздне третичного и четвертичного возраста.

Южнее, примерно на широте г. Вальпараисо (Чили), лежит вытянутое с востока на запад поднятие Хаун-Фернандес, несущее несколько вулканических островов (Мас-Афуэра, Мас-а-Тьерра и др.). В сложении островов принимают участие оливиновые толеиты, щелочные базальты, базаниты, редко кварцевые толеиты и трахиты [106]. Наиболее молодым вулканом (<1 млн лет) является первый из названных островов, лежащий на западе поднятия. Лавы другого острова, очевидно, плиоценовые (К—Аг-метод). Поднятие, простирающееся на 500 км, имеет явно наложенный характер, поскольку пересекает почти поперек линейные магнитные аномалии 9—12 (середина олигоцена).

Строение коры океаническое, но данные на этот счет весьма ограниченные.

Средняя мощность чехла составляет сотни метров. В пределах восточной части описываемой плиты рисуются линейные магнитные аномалии с наиболее высоким порядковым номером для Восточно-Тихоокеанского талассогена (20, 21 — средний эоцен).

Ограничивающее плиту с севера подводное поднятие Сала и Гомес начинается в осевой части ВТП и простирается на восток на 2500 км до поднятия Наска. Оно состоит из большого числа подводных гор и возвышенностей, оконтуриваемых по изобате примерно 3000 м. Вершины подавляющей массы гор лежат на глубинах нескольких сотен метров. Здесь имеется лишь два острова: Пасхи и Сала и Гомес, строение которых охарактеризовано выше. Поднятие с юга сопряжено с широтной разломной зоной о-ва Пасхи, подчеркнутую желобами и трогами с глубинами более 4000 м.

Поднятие Наска, также отделяющее Чилийскую абиссальную плиту от Перуанской, имеет северо-восточное простираие. По изобате 4000 м его протяженность более 1100 км, ширина в основании около 180 км. Отдельные вершины на юго-западе имеют отметки глубин 320 и 820 м, но на северо-востоке они много глубже. По описанию [85] это асейсмичный монолитный горст в океанической коре. На плейттектонической карте Тихого океана по обеим сторонам поднятия показаны ограничивающие его параллельные прямолинейные разломы. "С вершинной поверхности хребта драгированы образцы кораллов, возраст которых не древнее миоцена, и обломки гранитоидов" [85. С. 88]. Тектоническую природу поднятия нельзя считать выясненной.

Далее на север лежит Перуанская абиссальная плита, причетальная тем, что в ее западной части рисуется обособленная отмершая спрединговая система. Плита занимает обширную площадь, ограниченную на севере Галапагосским регионом. Средние глубины океана здесь больше, чем на Чилийской плите, преимущественно они свыше 4000 м. Поэтому это относительно опущенная ступень. Уступ последней четко фиксируется несколько севернее Южного тропика, вдоль значительного широтного разлома Куэйрос. Рельеф дна здесь более выровненный, чем на Чилийской плите, хотя горы также имеются, но островов нет.

В западной части плиты по батиметрии выделяется целая система протяженных субширотных и субмеридиональных гребней и трогов, которая и трактуется как отмершая спрединговая система с выделением при этом осевой зоны и смещающих ее отдельные сегменты поперечных разломов. Протяженность этой системы 2000 км, и расположена она по отношению к Восточно-Тихоокеанской рифтовой системе под острым углом. Основная ее часть приурочена к Галапагосскому поднятию, отделяющему на западе впадину Бауэра.

На востоке плиты по рельефу и отчасти магнитным аномалиям выделяется ряд разломов северо-восточного простираия, параллельных поднятию Наска. Все они срезаются Перуанско-Чилийским глубоководным желобом. Отдельные из структур, возможно, отвечают былым спрединговым центрам. Магнитные аномалии прослежены здесь до 16 (верхи эоцена).

Мощность чехла осадков 70—110 м [85]. Бурением во впадине Бауэр (скв. 319) вскрыт разрез мощностью 110 м миоценовых карбонатных отложений и плиоцен-плейстоценовых — глинистых. Ниже залегают потоки базальтов, пробуренные на 59 м. На краевом Перуанском вале пробурены две скважины. В более северной (320) открыты базальты, перекрытые олигоцен-нижнемиоценовыми карбонатными отложениями, а вверх разреза пройдена глинистая толща верхнего миоцена — плейстоцена. Мощность первого слоя здесь 155 м. В более южной скважине (321) разрез сходный, но нижние горизонты относятся к позднему эоцену. "Интересно отметить высокую металлоносность осадочных отложений во всех трех скважинах, достигающую 15—30% содержания металлоносных компонентов всего объема отложений" [17. С. 166]. По уровню появления

абиссальных глинистых отложений в разрезе впадины Бауэра можно считать, что ее основное погружение началось 4—5 млн лет назад.

По поводу строения коры здесь данных больше, чем в отношении Чилийской плиты. Они обобщены в работе [17]. Кора имеет океанический тип строения; причем мощности ее варьируют в пределах 4—8,7 км и до 11,2 км на одном из участков краевого вала.

Галапагосская рифтовая система и поднятие Карнеги отделяют Перуанскую плиту от Гватемальской. О Гватемальской спрединговой системе говорилось выше, а поднятие Карнеги входит в обособленный регион востока Пацифики, который будет охарактеризован в последующем.

Гватемальская абиссальная плита лежит в треугольнике между Восточно-Тихоокеанским поднятием, Гватемальским желобом и поднятиями Кокос и Колон. В номенклатуре тектоники плит она принадлежит Кокосовой плите, распространяющейся от Галапагосской спрединговой системы на север.

Гватемальская плита в основном лежит на глубинах 3300—4000 м. Лишь к югу от приразломного хребта Техуантепек, находящегося в ее средней части, выделяется сравнительно небольшой прямоугольник с глубинами более 4000 м. Для плиты характерны линеаменты, простирающиеся на северо-восток, причем изогнутые в южном направлении и утыкающиеся в Центральноамериканский глубоководный желоб. В большинстве это разломы, простирающиеся сюда из зоны смежного Восточно-Тихоокеанского поднятия. Хребет Техуантепек представляет собой группу горстовых гряд, приуроченных к разломной зоне [85]. Он простирается на 550—600 км. Горы сосредоточены главным образом в северном углу плиты. В других районах они также присутствуют, но в меньшем количестве. Как характерная черта рельефа отмечается холмистое дно.

Бурение в юго-западном углу плиты (скв. 83, глубина дна 3646 м) вскрыло 230 м глубоководных карбонатных осадков в интервале средний миоцен — квартал и 11 м базальтов, лежащих в их основании. На краевом валу мощности осадочных отложений более 400 м (скв. 495).

Земная кора, изучавшаяся по профилю от побережья Гватемалы на юго-юго-запад (500 км), имеет мощность 5,5—6,5 км [17]. Тепловой поток низкий. Линии магнитных аномалий в южной половине плиты расположены незакономерно: их пучки имеют существенно разную ориентировку.

Сопоставляя между собой абиссальные плиты Восточного талассогена, можно различить две их разновидности. Одна относится к плите Беллингаузена, другая — ко всем остальным плитам. Различие начинается с тектонического положения. Плита Беллингаузена входит, и это уже отмечалось, в симметричную мегаструктуру Южной Пацифики, в средней части которой простирается срединное поднятие. Все остальные абиссальные плиты не имеют аналогов в пределах Западного талассогена. Плита Беллингаузена выделяется своей более простой морфологией и меньшей проявленностью тектонических и магматических процессов. В пределах других плит тектонический рельеф проявлен значительно резче, вулканические горы распространены много шире, мощнее выражена разломная тектоника. Южная область (плита Беллингаузена) и вся остальная часть Восточного талассогена различаются по геологической истории. Если на юге бурение выявило маастрихтские отложения, то севернее Чилийского поднятия на абиссальных плитах не обнаружено признаков, указывающих на присутствие пород древнее среднего эоцена. В этой области существуют крупные линейные зоны горстовых поднятий, а также палеоспрединговые системы. Развиты здесь и глубокие желоба-троги. На юге подобных структурных сочетаний не фиксируется. В целом северные районы Восточного талассогена обладают существенно большей тектонической расчлененностью, чем его южная часть.

Еще раз подчеркнем, что тектоника дна той акватории, которую мы здесь называем северными районами, особая по сравнению с другими районами Пацифики. Это безусловное указание на специфику тектонической истории северных районов, которая должна иметь генетическую связь с особыми геодинамическими условиями в этой части океана. Последние определяются сравнительно близким пространственным положением Восточно-Тихоокеанского поднятия и материка Южной Америки. Можно предположить, что вся эта область ныне находится на раннем этапе непосредственно преаккреционной стадии развития океанической коры, за которой должна последовать стадия материковой аккреции.

Высказанная идея позволяет по-новому подойти к пониманию совершенно специфического по строению региона, расположенного в океане к западу от Панамы и Колумбии. На батиметрической карте ГЕВКО этот регион очень отчетливо выделяется по изобате 3000 м. В виде острого угла он вдается в область фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия, почти достигая его осевой полосы. Западная часть региона представляет собой хорошо развитую автономную Галапагосскую спрединговую систему. Восточнее эта система продолжается, но здесь она находится внутри тектонически весьма расчлененной области. На юге этой области простирается поднятие Карнеги, на западном краю которого выступают Галапагосские острова. На северо-западе лежит Кокосовое поднятие. Внутри образованного ими контура лежит глубоководный Панамский бассейн. В целом это область раздела Центральноамериканского и Перуанско-Чилийского глубоководного желобов. Впрочем, на крайнем востоке области вырисовывается небольшой, видимо остаточный, Колумбийский желоб.

Оба поднятия представляют собой крупные подводные вулканотектонические сооружения, простирающиеся более чем на 1000 км при ширине 250 км, возникшие на океанической коре. Бурение выявило сходные по составу и мощностям разрезы: в основании скважин — базальтов, а выше 300—400 м сначала известковистых, а затем преимущественно радиоляриевых и диатомовых осадков. На поднятии Кокос разрез включает среднемиоцен-четвертичные, а на Карнеги — верхнемиоцен-четвертичные толщи. Базальты содержат разности типа MORB, а также щелочные (на отдельных вершинах). Земная кора в обоих случаях имеет мощность 15 км. Оба поднятия неравномерно нарушены разломами, и рельеф их часто существенно расчленен. Лежат они на глубинах более 1000 м, а главным образом в интервале 2—2,5 км.

В Галапагосском архипелаге насчитывается 15 островов. Все они вулканические; самый высокий вулкан (1707 м) находится на о-ве Исабела. Изливались главным образом толентовые и щелочные базальты, но местами состав вулкаников более разнообразный. В низах разрезов среди вулкаников залегают известняки с остатками фауны, датирующими возраст пород поздним миоценом. Вулканизм здесь продолжается и поныне. Это один из самых крупных вулканических архипелагов на океаническом ложе. Район этот высокосейсмичен.

Заключенная между этими поднятиями и Панамским перешейком Панамская впадина может истолковываться как краевое море на ранней стадии его развития. Ее днище имеет очень расчлененный контрастный рельеф и лежит на глубинах между 3000 и 4000 м. Лишь самый западный угол впадины имеет меньшие глубины. От пересекающего впадину в ее средней части меридионального Панамского разлома (длина 600 км) на запад на днище впадины проявлена сложной построенная система спрединговых структур, продолжающая Галапагосский рифт, а также мелких глубоководных рвов субширотного и меридионального простиранья и долготных разломов. Восточнее Панамского разлома тектоника дна меняется — здесь преобладают структуры плавных очертаний, хотя на востоке и выделяется протяженный грабен Якина. Внутри этой части

впадины выделяются два блока — Мальпело и Коиба, лежащие на небольших глубинах. Об их тектонической природе пока данных нет. Вероятно, однако, что блок Коиба сходен по геологическому строению с о-вом Коиба, лежащим на шельфе Панамы. Что касается блока Мальпело, то его связывают с отрывом от поднятия Карнеги [191]

Скв. 84, бурившаяся непосредственно западнее Панамской разломной зоны, вскрыла небольшой разрез верхнемиоцен-четвертичных радиолариевых и нанно-фоссиловых илов и вошла в базальты. Скв. 155 заложена на восточном склоне поднятия Коиба. Ее глубина 536 м. Она также вошла в базальты (на 16 м), которые перекрыты среднемиоценовыми известняками, а выше последних лежат глины. Целая серия очень мелких скважин, но дошедших до базальтов, пройдена в западной половине впадины к северу от поднятия Карнеги. С точки зрения изучения строения коры особого внимания заслуживает скв. 504 В, пробуренная также севернее поднятия Карнеги, но в средней части впадины. Глубина дна 3460 м, глубина скважины >2000 м. Осадочный слой имеет мощность 274,5 м [108], около 1700 м пройдено по кристаллическим породам. Это рекордная скважина. Под осадками залегают экструзивные базальты (575 м), ниже — переходная зона (около 200 м), а еще глубже — диабазовый дайковый комплекс. Данный разрез отвечает очень молодой океанической коре. Базальты перекрыты позднемиоценовой пачкой перемежающихся наннофоссилового мела, известняков и кремней (44 м), над которыми лежат позднемиоцен-четвертичные глубоководные карбонатные и кремнистые отложения.

На современной стадии своего развития Панамская впадина сейсмична и характеризуется высокими значениями теплового потока. Можно предположить, что геологическая эволюция впадины пойдет по пути заполнения ее осадками и в дальнейшем приращения к окраине материка по соответствующим геодинамическим законам.

#### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Рассмотрение тектоники Тихого океана свидетельствует о его существенной структурной неоднородности. Единственным районом с более или менее симметричным строением — спредингвым поднятием посередине и абиссальными плитами по бокам — является южный. Здесь имеется тектоническое сходство с Атлантикой. Вся остальная, несравненно бóльшая по площади часть Тихого океана лишена структурной симметрии и очень разнородна. Основные тектонические неоднородности здесь следующие: Восточно-Тихоокеанское поднятие с его рифтовой системой, область восточных абиссальных плит и разделяющих их линейных поперечных позитивных структур; огромная абиссальная область, расчлененная разломами-гигантами; наконец, западная область сложного сочетания абиссальных плит и разнородных по типу поднятий. Названные неоднородности отражают различие в геологической, в частности в тектонической, истории океанического ложа.

Не имеется никаких признаков существования в прошлом на месте Тихого океана какой-либо иной коры, кроме океанической. Нет также указаний на то, что в мезозое или кайнозое ложе океана по площади было меньше современного (вероятнее, наоборот). Поэтому можно сделать вывод, что тектонические неоднородности формировались вследствие эволюции океанических геосфер. Это заключение имеет принципиальное значение, поскольку открывает возможности для изучения тектонической этапности структурообразования в океане. Какова же эта этапность?

О ранних этапах, отвечающих среднеюрскому—меловому времени, можно судить по геологическим чертам Западной Пацифики. Эти черты таковы, что позволяют усматривать на этом отрезке времени прогрессивное возрастание

сложности и контрастности структурного плана океана. Для восстановления геологической истории древнее среднеюрского времени данных пока нет, хотя мы полагаем, что в дальнейшем они будут получены. Разрезы средней и поздней юры и соответствующие магнитные аномалии указывают на формирование в предшествующее осадконакоплению время в результате рассеянного спрединга в условиях неглубокого океана, а местами даже субазральных, базальтовых полей, слагающих малоконтрастные тектонические формы. Процессы, происходившие в это время в других частях океана, пока неизвестны, однако сам факт существования в них океанических условий бесспорен, о чем свидетельствует, как будет показано ниже, геологическое строение восточных континентальных окраин.

В конце юрского периода в океанической коре уже появились отдельные крупные поднятия с утолщенной корой, такие, как Шатского или Магеллана. Причиной их образования явилось тектоническое скупивание литосферного материала (литопластин) вследствие горизонтального сжатия, происходившего, как можно предполагать, в участках, расположенных между зонами спрединга.

Раннемеловое время (баррем) отмечено формированием ряда значительных зон проницаемости и сопровождающим этот процесс образованием вулканических гор. Примерами служат зоны Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик. В это время продолжался и процесс тектонического скупивания океанических литопластин, приведший, в частности, к возникновению поднятия Манихики. Обширные участки океанического дна испытывали прогрессирующее опускание (например, впадина Науру); начали появляться локальные вулканические горы, превратившиеся впоследствии в гайоты.

Проанализирована эрозионная деятельность в раннемеловое время (И.А. Басов). Она оказалась в общем незначительной. Поэтому тектонические движения, от которых она зависит (поскольку ими определяются направления и режим течений), не были в это время слишком масштабными. Эрозионный максимум появился позднее, в конце сеномана — туроне.

В апт-альбское время тектоническое расчленение и структурная контрастность океанического ложа увеличились. Возникли поднятия Онтонг-Джава и Хесса, а также многие вулканические горы (ныне это гайоты) Западной Пацифики. Вертикальные амплитуды структур стали измеряться первыми километрами.

Выделяется также этап второй половины позднего мела. Наиболее ярко он проявился в современной Центральной Пацифике, где возникли поднятия Туамоту и, вероятно, Маркизское, а также такое крупное тектоновулканическое поднятие, как Лайн. Надо, однако, отметить, что и более ранний интервал времени — 75—95 млн лет — не был эпохой "покоя". Именно в это время образовались крупные тектоновулканические структуры, несущие горы Музыкантов.

Из всего сказанного можно заключить, что во второй половине юры и в меловом периоде ложе Тихого океана подвергалось постоянному воздействию тектонических процессов, временами усиливавшихся и приводивших к прогрессивному погружению дна и усложнению его структурного плана. Здесь проявлялись как горизонтальные перемещения литопластин, так и вертикальные раскалывания коры и смещения ее больших участков. В целом это важная стадия в тектонической эволюции Тихого океана.

События весьма важного значения произошли в конце мела — начале палеогена. Именно в это время заложились современная Восточно-Тихоокеанская моноспрединговая система, сменившая развивавшиеся до нее структуры рассеянного спрединга. Это явление можно связать с мощным динамическим воздействием на верхние геосферы, имевшим, вероятно, космическую природу и вызвавшим образование всей Мировой рифтовой системы. Наряду с этим имеющиеся данные по ряду разломов-гигантов свидетельствуют, что и эти феноме-



нальные структуры начали образовываться близко к рубежу 65 млн лет или на этом рубеже.

В тот же период времени определилась тектоническая граница Западного и Восточного секторов Тихого океана, проходящая от Императорского разлома через поднятие Лайн на архипелаг Туамоту и играющая принципиальную роль в тектонике океана. Эта структурная линия осложнена несколькими поперечными нарушениями — сдвигами, наиболее значительный из которых представляет приразломный гребень Неккер.

В Западном секторе Пацифики с тем же временным рубежом связано образование наложенного Императорского поднятия и, вероятно, разломов Нова и Нова-Кантон, а немного позднее (ранний эоцен) — большой южной группы тектоновулканических поднятий, в том числе Маршалловых островов, Гилберта, Тубуан и др.

На протяжении всей меловой эпохи и палеогена происходило прогрессирующее опускание океанического дна. Гайоты, в том числе и кайнозойские, имеются во всех областях океана, и они однозначно указывают на погружение океанического ложа. Известны, однако, отдельные случаи, когда участки дна, обычно несущие горы, после погружения на какое-то время вновь оказываются близповерхностными или даже субазральными (плато Огасавара, гайот Эниветок). Морфологический анализ позволяет наметить некоторую закономерность в опускании дна. По крайней мере в кайнозое оно происходило ступенчато. Крупные абиссальные ступени обособляются во всех частях океанического ложа, разделяясь протяженными, но сравнительно узкими подводными вулканическими сооружениями разломной природы. Вдоль последних происходило вертикальное смещение дна на 1—1,5 км. Анализ тектонической истории Каролинской ступени показал, что время ее образования относится к олигоцену. На значительное предмиоценовое опускание указывает ряд признаков, в том числе данные по ранней геологической истории района Гавайского поднятия. Вероятно, были и другие эпохи ступенчатого опускания абиссальных плит, каковых на западе и в центральной части насчитывается 5, на востоке 5 или 6, на юго-востоке 4.

Современный облик Гавайского поднятия начал формироваться в миоцене. Это позднейшая крупная тектоновулканическая структура в Тихом океане. Ее наложенный характер очевиден. С миоценом же связано образование значительных вулканических цепей на дне Аляскинского залива (14—18 млн лет) и рифтовой системы Хуан-де-Фука.

Что касается тектоники областей, лежащих к востоку от ВТП, где имеется большое разнообразие тектонических структур, в том числе действующие и и отмершие спрединговые системы, горсты и желоба, то все они образовались в позднем кайнозое, главным образом в неогене, переработав какой-то более древний комплекс океанических структур. При этом многие из этих структур имеют торцовое сочленение с Перуанско-Чилийским глубоководным желобом, что указывает на специфическую геодинамическую обстановку в этом регионе. Как для этой, так и для западной части Пацифики, выявлено неравномерное опускание дна, не согласующееся с представлением постепенного его погружения по мере удаления от средингового центра.

Специальное изучение кайнозойских эрозионных процессов в Северо-Западном секторе Тихого океана показало их очень широкое и многократное проявление (И.А. Басов). Это подчеркивает более высокую тектоническую активность океанического дна в кайнозойское время, нежели в мезозое. Более того, большинство установленных эрозионных максимумов, а всего их восемь, отмечается практически во всех океанах.

Таким образом, на протяжении мелового периода и кайнозоя ложе Тихого океана постоянно претерпевало существенные тектонические преобразования

(рис. 8). В этом процессе имеется одна особенно значительная эпоха, отвечающая концу мела — началу палеогена. С ней связано появление тех тектонических черт океанического ложа, которые составляют главные особенности его современного структурного плана.

Далее следует остановиться на таком интереснейшем явлении, как тектоническая расслоенность океанической литосферы. Впервые для океанической тектоники эта идея была высказана авторами в 1981 г. [66] применительно к поднятиям Шатского и Хесса. К настоящему времени она подкреплена рядом серьезных доказательств, полученных в Атлантическом океане [65, 69 и др.]. Обнаруживаются признаки расслоенности коры также в Индийском океане. Что касается Тихого океана, то, с одной стороны, растет число сторонников объяснения подобным образом происхождения тектонических поднятий с утолщенной корой (вопреки представлениям об их континентальной природе), а с другой — появляются новые явления, позволяющие констатировать в структуре коры присутствие пологих надвигов (разлом Кларион, гребень Муссау). Объяснение тектонического отслаивания и перемещения литопластин заключается в воздействии сил сжатия на глубинные слои, неоднородные по вещественному составу или строению или термодинамическим условиям их существования. Если говорить о последних двух характеристиках, то соответствующие неоднородности, как латеральные, так и вертикальные, очевидны. В отношении же вещественного состава следует сказать, что по ряду признаков, в том числе по данным некоторых буровых скважин, в разрезах глубинных слоев должны были присутствовать осадочные пачки, ныне почти нацело метаморфизованные, которые в силу их специфических реологических свойств служили поверхностями срыва. Естественно влияние на тектоническое течение глубинных масс также серпентинизированных пород. Благоприятные для всего этого геодинамические обстановки в конечном счете возникают вследствие общих причин, вызывающих тектогенез на Земле. Мы их здесь не рассматриваем.

Помимо подобного рода движений, в тихоокеанской литосфере существуют и иные. Само собой разумеется, что, коль скоро проявляется спрединг, происходят и боковые более или менее крупные горизонтальные перемещения масс горных пород. Здесь нужно отметить, однако, что спрединг пространственно локализован. Он распространяется отнюдь не на весь океан, а лишь на некоторые его районы, за пределами которых затухает. Именно на это принципиальное обстоятельство указывает рассмотрение геологической истории современных спрединговых систем Хуан-де-Фука и Галапагосской, а также отмерших спрединговых центров, находящихся в пределах Перуанской абиссальной плиты. Данный вывод полностью соответствует тектонической картине дна Атлантики. Его следует распространить и на Восточно-Тихоокеанскую систему. Это обстоятельство делает весьма дискуссионным краеугольное представление плейттектонической теории о субдукции.

В настоящее время имеются измерения скоростей горизонтального перемещения отдельных точек земной поверхности, выполненные с помощью космической лазерной техники и интерферометрии на длинной базе. В отношении Тихого океана есть следующая констатация, основанная на лазерных измерениях: Гавайские острова отдаляются от Северной Америки на 1 см/год, в то время как те же Гавайи и Австралия сближаются со скоростью 4,6 см/год [122].

Отметим некоторые магнитометрические и геологические свидетельства горизонтальных перемещений масс океанической коры. Так, сравнение формы и взаиморасположения магнитных аномалий в системах Японской, Гавайской и Феникс позволяет считать, что их формирование происходило близко к палеоэкватору<sup>1</sup>. Предполагается их бывшее расположение на 40° южнее современного

<sup>1</sup> Палеомагнитный экватор был рассчитан для положения Северного полюса — 50° с.ш. и 30° в.д.

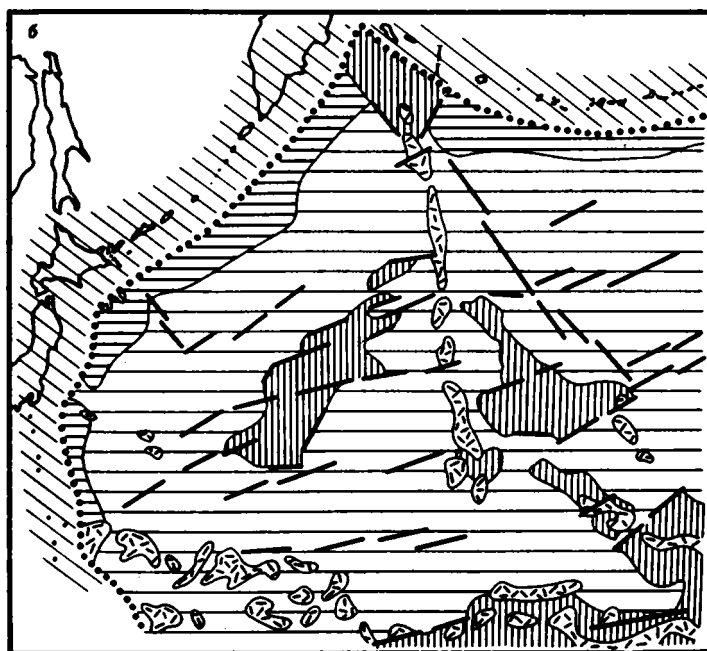
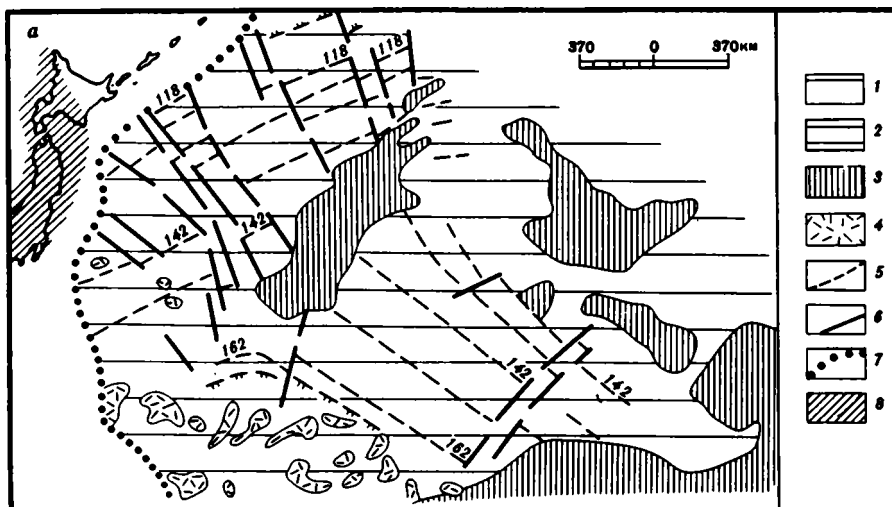


Рис. 8. Структурный план северо-западной части Тихого океана в альб-сеноманское (а) и позднекайнозойское (б) время

1—4 — океанические структуры (в современном расположении): 1 — абиссальные плиты, 2 — красные валы, 3 — океанические поднятия, 4 — зоны внутриплитного вулканизма; 5 — система позднемезозойских магнитных аномалий с возрастными датировками, млн лет; 6 — разломные зоны; 7 — современные ограничения Тихоокеанской плиты; 8 — структуры позднемезозойской и позднекайнозойской континентальной окраины (в современном положении относительно океанической плиты)

и последующее перемещение к северу с поворотом по часовой стрелке. Эта модель подтверждается палеомагнитными измерениями базальтов из буровых скважин в центральной и северо-западной частях океана. Данные по палеоценовым породам горы Суйко указывают на ее формирование вблизи 27° с.ш., и соответственно изменение широты для нее может составлять 15—20°. Выводы по палеоэкологии маастрихтских бентосных фораминифер также подтверждают ограничение масс на север. Однако для объяснения подобного движения нельзя ограничиваться построениями тектоники литосферных плит, которые чрезмерно односторонни и жестки. Реальные тектонические движения, структурные соотношения и типы структур в настоящее время нуждаются в более геологичном объяснении, в ином тектоническом осмыслении, хотя и мобилистском. Некоторые ограничения в отношении тектоники плит уже изложены в ряде публикаций геологов-мобилистов [45, 283, 197 и др.].

Характеристикой современной тектонической активности, помимо скоростей движения, служит также сейсмичность океанического дна. Она значительно выше, чем показания сейсмических станций, на суше. Полученные в океане данные показали, что большая часть толчков, зафиксированных сетью донных станций в районе о-ва Уэйк в период с октября 1982 г. по январь 1986 г., произошла на западе Пацифики. При этом в Микронезии выявлена огромная линейная сейсмическая зона (4,5 тыс. км), возможно цунамигенная. Сейсмичность, сопряженная с Восточно-Тихоокеанской рифтовой системой и поперечными разломами, хорошо известна.

Типы крупных структур в Тихом океане отличаются спецификой базальтового магматизма [76, 81, 41]. Наряду с этим в ряде публикаций выделяются ареальные базальтовые провинции, притом от очень крупных до малых. Они обособляются по петрохимическим, геохимическим и изотопным признакам [81, 41 и др.]. В работе [72] показано существование также ультрабазитовых провинций. Подобные провинции во многих случаях отражают неоднородности в составе мантии, ее гетерогенность. Среди них особенный интерес с точки зрения геодинамики и тектогенеза имеют латеральные неоднородности. Их анализ показывает большое разнообразие глубинных режимов, сложность геодинамических полей, разную масштабность, степень и уровень проявления генерирующих их механизмов. Определяющими при этом, на наш взгляд, являются мантийные конвективные процессы [67].

## ГЛАВА ВТОРАЯ КОРДИЛЬЕРСКИЙ СЕКТОР

В Кордильерский сектор входят Кордильеры Северной Америки и прибрежная полоса континента, отделяющая их от глубин Тихого океана.

Кордильерский горный пояс принадлежит к числу крупнейших в мире, протягиваясь от Аляски до юга Мексики на 8000 км. Его максимальная ширина 1600 км в южной половине США, обычно же она примерно вдвое меньше.

Трактовка тектоники Кордильерского пояса в силу его окраинно-материкового положения имеет очень важное значение как для расшифровки закономерностей формирования земной коры третьего по величине континента, так и для понимания общетектонических, а равно и специфических геодинамических проблем. Несомненную особенность этого района составляет отсутствие в Тихом океане к западу от Канады и США глубоководного желоба.

Хорошо известно, какое значение придавалось Северо-Американским Кордильерам в развитии учения об эв- и миогеосинклиналих (труды Ч. Шухерта, Г. Штилле,

А. Ирдли, М. Кэя, выделившего эвгеосинклинальный пояс Фрейзер для западной половины Кордильер и мнogeосинклинальный пояс Миллард, охватывающий их восточную половину, и других авторов), а в последние 2,5 десятилетия — в развитии "офиолитовой тектоники" (множество публикаций).

Здесь же в 70-х годах зародились идеи о террейнах, формирующих материковую окраину, первоначально выдвигавшиеся даже в качестве альтернативы тектонике литосферных плит. Отметим, что ныне они весьма популярны у американских геологов. Наконец, именно с тектоникой Кордильер связано появление таких понятий, как невадида и ларамиды.

Ф. Кинг [31], подчеркивая разнородность строения Кордильер в поперечном профиле, нашел целесообразным выделить наряду с собственно Кордильерским складчатым поясом, занимающим подавляющую часть горных сооружений, прибрежный Тихоокеанский складчатый пояс, к которому отнес крайний юг Аляски и крайний запад Калифорнии.

Согласно имеющимся ныне данным, Кордильерский горный пояс может быть разделен на четыре крупных сегмента, существенно специфичных по геологическим особенностям (с севера на юг): Аляскинский, Канадский (Британской Колумбии), Невадийский, включая в него и Скалистые горы США, и Мексиканский. Они очень индивидуальны, и соответственно по ним и дается описание пояса. Описание начнем с Невадийского отрезка, занимающего центральное положение в Кордильерском поясе.

#### НЕВАДИЙСКИЙ ОТРЕЗОК

Описываемый отрезок Кордильерского пояса простирается на западе США от их северной границы до южной. Регион объединяет Скалистые горы, плато Колорадо, провинцию Бассейнов и Хребтов, горы Сьерра-Невада, Береговые хребты. На севере региона с восточной стороны Береговых хребтов, отделяясь от него молодой молассовой впадиной, протягивается вулкническая цепь Каскадных гор, к которой приурочен вулкан Сент-Хеленс, где в 1980 г. произошло мощнейшее извержение. К этой цепи примыкает обширное вулканическое плато, образованное молдами базальтами, андезитами и кислыми эффузивами и скрывающее сочленение Невадийского и Канадского отрезков. Но его намечает система поперечных разломов, простирающаяся севернее гигантского батолита Айдахо. На юге регион ограничен системой Поперечных хребтов Калифорнии.

В той или иной мере мы коснемся всех упомянутых областей, но с точки зрения проблемы формирования Северо-Американского континента и тектонического взаимоотношения континента и океана особое значение имеют Сьерра-Невада и Береговая зона, включая горы Кламат. Сразу же отметим, что в обоих случаях тектоника из-за интенсивных складчатых и надвиговых деформаций очень сложна.

В северной части Сьерра-Невады [238] в палеозое обособляются два основных структурно-вещественных комплекса: додевонский и девонско-пермский, разделенные периодом мощных тектонических движений и деформаций. Каждый из них включает несколько аллохтонов.

Додевонский Шу-Флай комплекс имеет ордовикско-силурийский возраст, и образующие его чешуи состоят преимущественно из глубоководных кремнисто-кластических пород и малого количества кремней, карбонатов, туффитов и меланжа (рис. 9). Комплекс был деформирован и перекрыт меланжем до образования несогласно залегающих верхнедевонских образований.

Последние начинаются базальной грубообломочной толщей Гризли, которая сменяется сверху мощными образованиями островодужного комплекса, состоящего из двух главных формаций: Сьерра-Баттис и Тэйлор [166]. В сложении базальной толщи (Гризли), датируемой поздним девоном, принимают участие

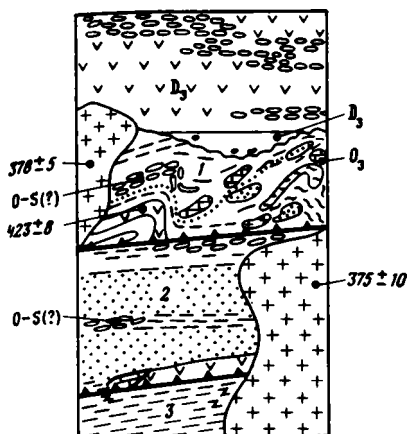


Рис. 9. Схема соотношения ордовикско-силурийских (Шу-Флай комплекс) и верхнедевонских (формации Гризли и Сьерра-Баттис) отложений на севере Сьерра-Невады [238]

1—3 — отдельные чешуи (чешуя I включает меланж). В олистолитах: песчаники, известняки, ультраосновные породы, вулканические породы, кремни. Цифры обозначают возраст (U—Pb метод) гранитидов и вулканитов, млн лет

Формация	Мощность, м	Состав отложений
Тэйлор (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> )		андезитовые туфы и туфобрекчи
Сьерра-Баттис (D <sub>3</sub> )	360	кислые туфы и туфобрекчи, переслаивающиеся с кремнями
	50	андезитовая интрузия
	130	кислая интрузия
	290	интрузивные андезиты, гиаляклястобые брекчи и пиллау-лавы
	130	кислые и андезитовые лапиллиевые туфы и туфобрекчи с прослойки туфов
	220	андезитовые гиаляклястобые брекчи и пиллау-лавы
	300	массивно-слоистые кислые брекчи и туфобрекчи
		кремни
	270	кислые и андезитовые лапиллиевые туфы и туфобрекчи, переслаивающиеся с кремнями и туфами
	Гризли (D <sub>3</sub> )	

Рис. 10. Геологический разрез островодужной серии Сьерра-Баттис в северной части Сьерра-Невады [166]

конгломераты, брекчи и песчаники, переслаивающиеся с кремнями и пелитовыми разностями, отлагавшимися в относительно глубоководных условиях. Это трансгрессивная серия. В самых верхах разреза встречаются мелководные отложения, в частности массивные доломиты и известняки; есть и кремни.

Поверх базальной толщи согласно залегает верхнедевонская вулканогенно-кремнисто-обломочная формация Сьерра-Баттис (рис. 10), типичная для островных дуг. Ее мощность порядка 1500 м. Выше также согласно лежат вулканические брекчи и туфы андезитового состава формации Тэйлор, относящиеся к позднему девону — раннему миссисипию(?). Ее мощность местами достигает 2,3 км. Однако отмечается изменчивость мощностей как Баттис, так и Тэйлор формаций. Выше островодужного вулканогенного комплекса несогласно залегает толща светлых кремней раннего миссисипия, указывающая на резкую смену тектонической обстановки.

К востоку от океанических и островодужных структур в раннем и среднем палеозое простирались зоны континентального подножия, склона и шельфа. В мелководных областях отлагались преимущественно карбонатные осадки, а в более глубоководных — кластические. Континентальные шельфы были здесь и в позднем и даже в среднем протерозое [82]. В кембри и раннем ордовике они вообще окружали Северную Америку (пассивные окраины) [107]. На западе материка континентальная кора простиралась до центральной части Сьерра-Невады и западной — Айдахо, где обрывалась благодаря рифтингу [165]. Тот же автор отмечает, что устойчивая окраинная седиментация на западе США закончилась в раннем карбоне вследствие антлерской орогении, когда породы континентального подножия и склона были смещены на восток и тектонически перекрыли по крупному надвигу шельфовые формации. С этой же орогенией связано покровообразование в пределах окраинно-океанических и островодужных структур.

Более поздние каменноугольные (пенсильванские) и раннепермские формации вскрыты на востоке Центральной Калифорнии. Здесь выделяются шельфовая карбонатная формация и турбидитная, простирающаяся, как предполагается, параллельно краю континента с юго-востока на северо-запад. Поздняя пермь и особенно ранний триас были временем проявления новой орогении (Сонома), когда вся структура дополнительно осложнилась значительными надвигами с движением литопластин на восток. В Западной Неваде в эпоху этого тектогенеза ( $T_1$ ) мелководные верхнепалеозойские отложения, несогласно лежащие поверх комплекса Антлер, тектонически были перекрыты вулканогенными и осадочными породами океанического дна, надвинутыми с запада [165].

Более поздняя тектоническая эволюция региона прослеживается по разрезам запада Сьерра-Невады и гор Кламат. У Ф. Кинга сказано: "Триас и юра содержат большое количество андезитобазальтовых подводных излияний лав и пирокластического материала" [31. С. 183]. В современном понимании это характерный комплекс островных дуг. У. Гамильтон находит, что ситуация в это время очень напоминала современную филиппинскую. По его описанию, островодужные комплексы представлены слабометаморфизованными спилитизированными сериями базальтовых, андезитовых и дацитовых вулканитов, прорванных "примитивными" интрузивами. Местами видны метаморфические породы субстрата дуги. На западе Сьерра-Невады, в горах Кламат, Голубых и ряде других мест известен аккреционный краевой меланж юрского возраста.

Невадская орогения, проявившаяся на западе Кордильер в поздней юре, обусловила дальнейшее и существенное приращение материка. В других местах она может быть несколько древнее или моложе. В одной из публикаций для района гор Кламат и севера Сьерра-Невады рисуется картина слияния между собой микроплит Кламат и Сонома ( $T_3—J_1$ ) и приращения этой новой микроплиты к континентальной окраине Америки ( $J_2—J_3$ ), представлявшей в то время окраину активного типа [188].

Прежде считалось, что невадская орогения создала тектонический облик всей Сьерра-Невады. Но это не так [269]. В ее центральной части определяющие структуру невадийские деформации существуют лишь в полосе менее 20 км шириной, простирающейся между позднемезозойско-кайнозойским прогибом Грейт-Вэлли на западе и разломной зоной Мелон на востоке. Далее на восток главными становятся доневадийские деформации, имеющие свои особые простирания. Невадийские деформации там, где они выражены, резко секут более древний структурный план. В то же время в северной части Сьерра-Невады невадская орогения проявлена очень широко и мощно. Таким образом, степень проявления невадской орогении в Сьерра-Неваде неодинакова.

С центральными невадидами связано формирование гигантских гранитоидных массивов Сьерра-Невада и Айдахо. В них присутствуют гранодиориты,

тоналиты, адамеллиты и граниты. Чем далее на восток, тем породы становятся более кислыми. В том же направлении породы омолаживаются. Возрастные определения дают триасовые, юрские и меловые датировки, но преимущественно позднемезозойские. Массивы имеют сложное строение и состоят из многих интрузивных тел. Массивы входят в громадный Кордильерский гранитоидный пояс, напоминающий Андийский, но отличный от него, о чем будет речь ниже.

Западнее гор Сьерра-Невады в Калифорнии на расстоянии около 700 км простирается глубокий прогиб Грейт-Вэлли, выполненный верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями. В его песчано-глинистых толщах заключены большие запасы нефти и газа. Подобного рода прогибы широко распространены по периферии Тихого океана [45]. Для эпохи поздняя юра — ранний мел прогиб Грейт-Вэлли трактуется как преддуговой [208]. В конце кайнозоя он стал межгорным. На юрско-меловом отрезке времени в нем накопилось 7,5 км глубоководных отложений. Затем прогиб заполнялся мелководными осадками, а в позднем кайнозое вообще неморскими. Западный борт прогиба лежит на коре океанического типа.

К западу от прогиба Грейт-Вэлли протягивается зона Береговых хребтов, геологически резко отличающаяся от цепи Сьерра-Невады (рис. 11). Наиболее характерным структурно-вещественным комплексом здесь является францисканский. Он очень широко распространен, даже более широко, чем комплексы Грейт-Вэлли, и представлен "граувакками" и "метаграувакками" очень разного характера, разделенными зонами меланжа, содержащими в большом количестве обломки и блоки офиолитов. Францисканский комплекс разбит множеством продольных разломов главным образом надвигового типа, сформировавших покрывные и чешуйчатые структуры с восточным перемещением литопластин. Комплекс характеризуется не только удивительно пестрым составом, но и содержанием весьма разновозрастных фаунистических остатков: от позднеюрских до эоценовых. В целом это аккреционный комплекс, но о механизме его образования из-за экзотичности строения мнения расходятся ("субдукционный комплекс"? "террейн"?). В Северной Калифорнии францисканский комплекс перекрыт третичным складчатым поясом, а в южной его обрывает разлом Сан-Андреас.

Последний представляет чрезвычайно яркое явление разломной тектоники. Как известно, это правосторонний сдвиг с очень большим горизонтальным смещением (многие сотни километров за позднекайнозойское время). Обычно его формирование связывается с образованием и развитием гигантского тихоокеанского разлома Мендосино, но это еще является проблемой.

К разлому Сан-Андреас с запада примыкает узкий прибрежный блок древних кристаллических пород (высокометаморфизованные осадочные породы, прорванные меловыми гранодиоритами). Он известен под названием блока Салиния и рассматривается в качестве экзотического террейна [165]. Другая полоса кристаллических пород прослеживается вдоль Поперечных хребтов [30].

В пределах Береговых хребтов Южной Калифорнии в позднем кайнозое образовалось несколько наложенных глубоких впадин — нефтегазоносных бассейнов. Наиболее значительные из них (Вентура, Лос-Анджелес) "испытывали быстрое погружение в поздне третичное время, а затем были заполнены плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями огромной мощности (до 10 или более км. — Ю. П.), которые отлагались во все более мелководных условиях, а позже были деформированы раннеплейстоценовой пасаденской орогенцией" [30. С 285]. Современная складчато-надвиговая структура Береговых хребтов сформировалась в среднем миоцене.

Расположенные севернее Грейт-Вэлли горы Кламат, где в виде пластин залегают палеозойские и мезозойские офиолиты и островодужные комплексы (Восточные Кламатские горы), геологически стоят особняком по отношению к Сьерра-Неваде и, по признанию многочисленных авторов, представляют собой



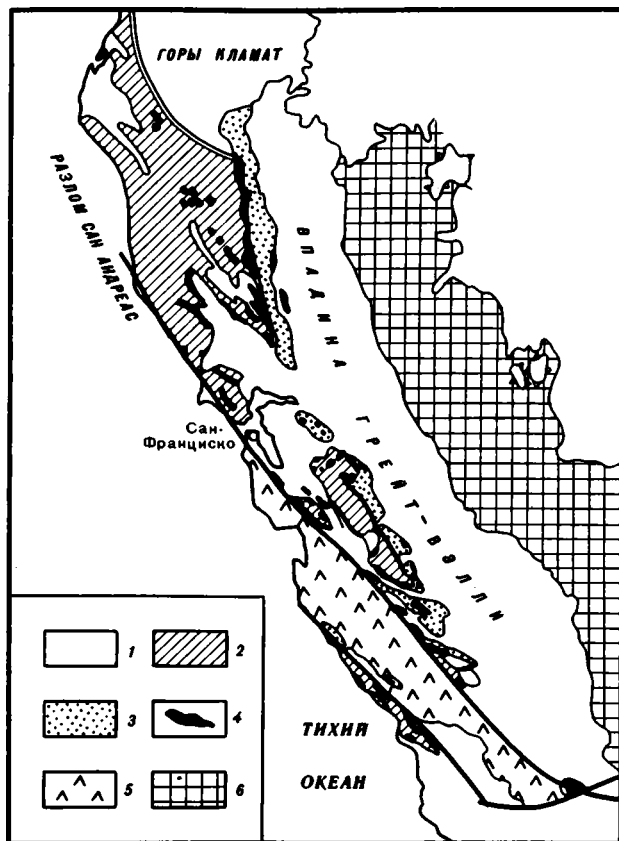


Рис. 11. Геологическая схема Западной Калифорнии [208]

1 — постфранцисканские породы; 2 — францисканский комплекс; 3 — разрезы Грейт-Вэлли; 4 — офиолиты Берегового хребта; 5 — домезозойские породы и мезозойские гранитоиды; 6 — гранитоиды Сьерра-Невады

классический террейн, причленившийся к материковой окраине в юре. На востоке гор Кламат различаются комплексы задугового бассейна и островной дуги палеозойского возраста. Главные особенности региона состоят в петрогеохимических отличиях палеозойского магматизма от свойственного северной части Сьерра-Невады и в несовпадении палеозойских тектонических фаз [188]. Показательно, что породы востока Кламата существенно "более океанические".

На западе Кламатских гор развиты юрские офиолиты [239, 56]. Более западные из них по своему типу представляют океаническую кору и верхнюю мантию. Они сформировались в результате спрединга около 157 млн лет назад, а затем были быстро перекрыты флишем, отложившимся в пелагической и гемипелагической обстановках. Эти офиолиты интерпретируются как реликты коры междуугового бассейна. Офиолиты, расположенные восточнее упомянутых, понимаются как образования примитивной дуги или края междуугового рифта.

В целом для описанной части Кордильер выделяется несколько типов террейнов: океанической коры, океанических дуг, континентальных структур. Их возраст — от палеозоя до раннего мезозоя. Во многих случаях границы между фрагментами выражены сутурами, в которых присутствуют голубые сланцы, офиолитовые чешуи, меланж. Двигались террейны с юга на север; на-

чало этого процесса относится к пермо-триасовому времени, когда начался распад Гондваны. Так возникло понятие "Кордильерская мозаика".

Полоса аккреционных комплексов фанерозоя простирается до Центральной Невады и западной части штата Айдахо, сменяясь на восток мощными окраинно-континентальными комплексами, а также рифтогенными образованиями позднего докембрия. Есть данные об обрыве континентального фундамента рифейскими структурами вследствие рифтинга, но местоположение отколотых фрагментов этого фундамента неизвестно. Большая часть окраинно-континентальных комплексов региона скрыта под кайнозойскими структурами тектонической провинции Бассейнов и Хребтов. Разнообразные грабены этой обширной провинции рассматриваются как свидетельство мощного проявления здесь режима растяжения земной коры.

Строение окраинно-континентальных комплексов охарактеризовал Ф. Кинг [30]. В течение палеозоя "миогеосинклиналь Кордильер... была ареной длительного, лишь изредка прерывавшегося осадконакопления, протекавшего преимущественно в мелководных условиях" (С. 221). Мощность отложений увеличивается на запад, где она достигает многих километров (западнее Лас-Вегас — 7500 м). Породы от среднего кембрия до перми представлены известняками и доломитами. Нижний кембрий сложен кварцитами и песчаниками, а более древние породы — мелко- и тонкозернистыми терригенными породами с маломощными прослоями известняков. На восток в сторону древней платформы разрез становится все менее полным. Так, большая часть ордовика, силура, девона и пенсильвания в Большом Каньоне (плато Колорадо) отсутствует, а мощность палеозойского разреза не превышает 1200 м.

С востока на запад увеличивается и степень деформации. Движение масс по надвигам происходит в восточном направлении. Насколько можно сейчас судить, деформации были многоактными: вероятно, позднепалеозойскими, невадийскими и ларамийскими. Но здесь много неясного. "Выше палеозойского миогеосинклинального комплекса, — пишет Ф. Кинг, — летопись геологических событий в восточной части Большого бассейна становится более фрагментарной. Местами палеозой сменяется морскими отложениями триаса, а в более восточных районах — юрой... Кое-где... останцы континентальных и пресноводных песчаников, глинистых сланцев и конгломератов лежат на эродированной поверхности деформированных более древних пород. Для некоторых из этих несогласно залегающих образований... доказан меловой возраст; другие относятся, вероятно, к палеоцену и эоцену" [30. С. 288].

Восточная окраина Кордильер в пределах описываемого отрезка представлена Скалистыми горами, их предгорными впадинами, такими, как бассейны Паудер-Ривер и Денвер, и сложной системой глубоких позднемеловых—раннекайнозойских впадин и поднятий, находящейся в тылу краевых Скалистых гор. К впадинам относятся бассейны Бигхорн, Уинд-Ривер, Грин-Ривер, Уинта, Сан-Хуан и ряд других. Поднятия часто имеют одноименные названия.

Формирование всех основных структур восточной окраины Кордильер связывают с ларамийской орогенцией. Разрезы соответствующих комплексов впадин, представленные почти всегда исключительно речными и озерными отложениями, местами угленосными, начинаются с маастрихта и завершаются среднеэоценовыми. Это и есть интервал ларамийской орогенции.

Мощность отложений во впадинах варьирует от 1000 до 6000 м (впадина Уинд-Ривер). Основанием этой зоны служит склон Северо-Американской древней платформы. Вся ларамийская зона должна рассматриваться как зона активизации платформенной окраины. Она примыкает к главному поясу Кордильер, который по крупному надвигу надвинут на эту зону. В то же время краевые Скалистые горы надвинуты на предгорье. Однако эти надвиги послеларамийские. У нас нет данных, чтобы рассматривать ларамиды в качестве резоз-

нансных структурных образований по отношению к тектоническим процессам в главном поясе Кордильер. Следовательно, причину надо искать в каких-то особых глубинных процессах. Как известно, движения этого времени проявились по периферии Тихоокеанского кольца очень широко, и чтобы данное явление понять, его нужно рассматривать в целом (см. главу девятую).

Остается коснуться времени образования современного облика описываемого отрезка Кордильер. Ф. Кинг по этому поводу пишет, что "западная часть Кордильер (в отличие от Скалистых гор, в которых региональное поднятие в основном завершилось к среднетретичному времени) оставалась низкой вплоть до более поздних этапов третичного времени. Затем в плиоценовое и плейстоценовое время она подверглась региональному поднятию и в ее пределах получили развитие крупные блоковые сбросы" [30. С. 259].

### КАНАДСКИЙ ОТРЕЗОК

К северу от Невадийского отрезка пояс Кордильер вдвое сужается — до 800 км, доходя в таком виде до гор Маккензи, где снова расширяется, достигая 1000—1100 км. За горами Маккензи начинается Аляскинский сектор. Строение Канадского отрезка существенно отличается от Невадийского. По всей площади пояса здесь распространены линейные структуры, простирающиеся в северо-западном направлении на большие расстояния. В согласии с ними протягивается и зона гигантского Прибрежного батолита.

С востока Канадский отрезок Кордильер ограничен глубоким краевым прогибом, структуры которого далеко уходят под сложнейшую чешучатонадвиговую структуру Скалистых гор, перекрывающую прогиб на многие десятки километров. На восток от краевого прогиба лежит зона перикратонного опускания древней Северо-Американской платформы. Перикратонный и краевой прогибы представляют собой главную нефтегазоносную провинцию Канады.

Мощности отложений нарастают с востока на запад, достигая очень больших значений в зоне надвигов Скалистых гор. Палеозойские толщи преимущественно карбонатные мощностью около 10 км. Это образования неглубокого моря, существовавшего в пределах сильно и длительно прогибавшейся шельфовой области, и примыкающей части континентального склона. Но на юго-востоке отрезка, простираясь сюда из северных районов США, выходят также отложения среднего и верхнего протерозоя (рис. 12). Самые древние из них — кластические породы супергруппы Белт-Парселл мощностью 12 км [140], перекрытые позднепротерозойскими также кластическими толщами супергруппы Уиндермир мощностью 2—6 км. Формирование последней началось 730—770 млн лет назад и продолжалось до конца рифея — раннего палеозоя, когда вследствие рифтинга произошел раскол континента.

Рифтинг продолжался 10—20 млн лет, а затем (525±25 млн лет назад) условия пассивной континентальной окраины стабилизировались. Этому постуиндермирскому периоду рифтинга соответствует формирование верхнепротерозойской — нижнекембрийской группы Хэмил [139], песчано-глинистой по составу, которая из-за особенностей тектонического рельефа местами несогласно перекрывает более древние породы. Ее мощность в разных районах разная — от 1200 до 3000 м. Обстановка растяжения создала благоприятные условия для накоплений среди пород группы Хэмил основных лав, мощность которых, однако, невелика — около 200 м, а обычно меньше.

Вполне вероятно, что не только группа Хэмил, но и среднепротерозойская супергруппа Белт формировалась в условиях рифтинга, а точнее, сходных с ними (авлакогенный режим). Ее разрез — мощные толщи обломочных пород с подчиненным количеством карбонатных, и очень большую мощность проще всего объяснить именно такими тектоническими условиями образования. Вероятно,

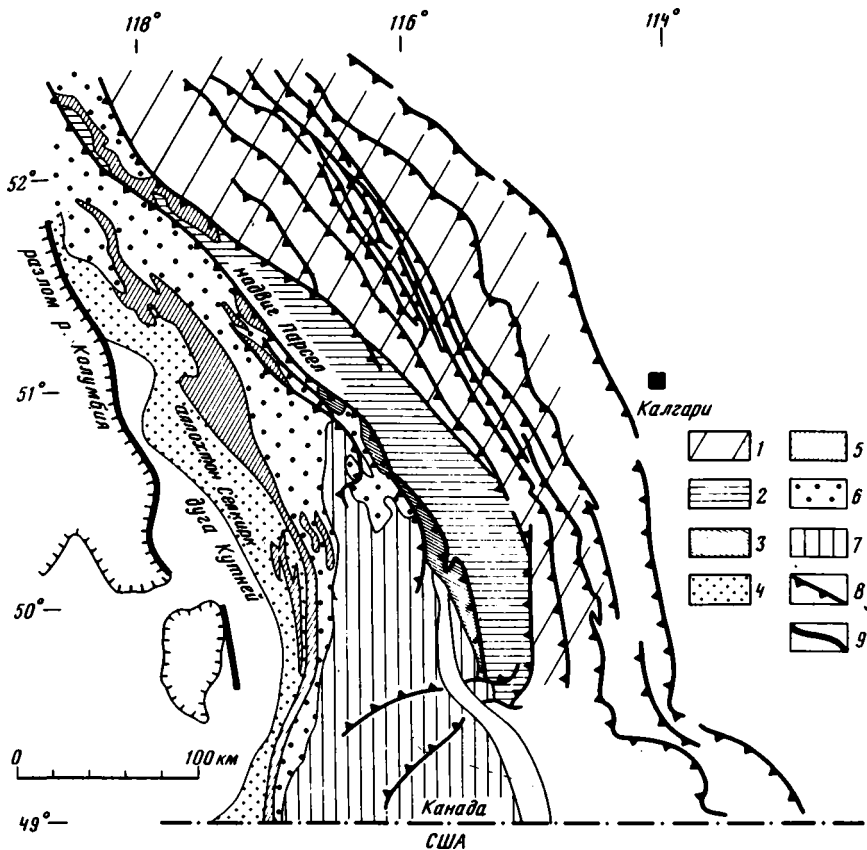


Рис. 12. Геологическая схема южной части Канадских Кордильер [139]

1—7 — отложения: 1 —  $E_2-O_2$  карбонатной банки, 2 —  $E_2-O_2$  сланцевого бассейна, 3 —  $E_1-S$  блока Хьюдзес, 4 —  $PR_1$  свода Кутней, 5 — группы Хэмил, 6 —  $PR_2$  супергруппы Уиндермир, 7 —  $PR_2$  супергруппы Парселл; 8 — надвиги; 9 — другие разломы. Структура сформировалась в мезозое и кайнозое

они существовали длительно, но супергруппа Уиндермир формировалась уже в условиях более или менее равномерного опускания "пассивной" окраины континента.

Современные соотношения тектонических комплексов в Кордильерах Канады севернее ее границы с США выяснены в работе [140]. Самое характерное в них — крупные аллохтоны в тыловой зоне и крупные надвиги и чешуйчатые структуры во фронтальной части Скалистых гор. Поскольку надвиги перекрывают меловые и отчасти даже раннекайнозойские отложения краевого прогиба Альберты, время надвиговых деформаций надо связывать с ларамийской орогенцией в широком смысле этого понятия (частично включая эоцен). Тыловые покровы в основном более ранние, мезозойские.

Характернейшей структурой Канадских Кордильер является ров Скалистых гор, идущий вдоль них через всю Канаду и отсекающий большую часть этих гор от остальной части Кордильер. Местами он имеет структуру типа рампа. Возник он в начале кайнозоя, но активен и в настоящее время. На территории Юкон его продолжением считается разлом Тинтина, где отмечается правосторонний сдвиг со смещением свыше 400 км. Здесь он срезает массивы гранитоидов, но генетически с ровом Скалистых гор как таковым магматические

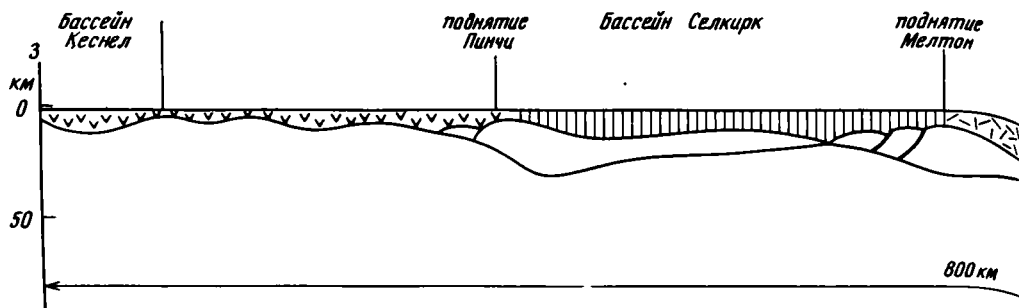


Рис. 13. Раннеюрская окраина запада Северной Америки в районе южной части Канадских Кордильер [257]

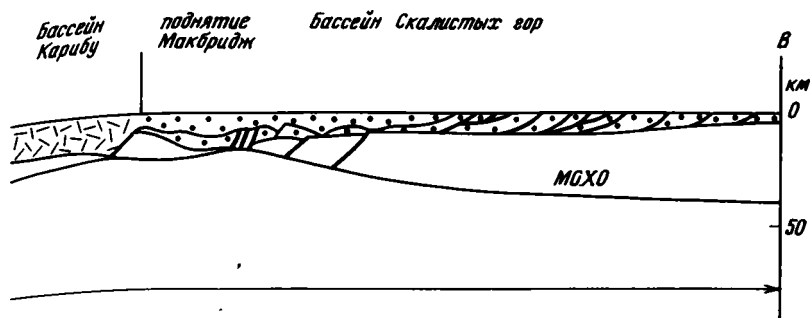
Показаны бассейны, различающиеся формационными комплексами

проявления не связаны. Карта минеральных ресурсов Канады показывает, что и в этом отношении он практически стерилен. Лишь на крайнем юге к нему приурочены отдельные рудные месторождения, но общая геологическая ситуация здесь становится иной. Возможно, что структура отражает раннюю стадию процесса откола от материка его весьма крупного западного куска. Конечно, этот процесс может и не развиться — рамповая структура свидетельствует о его противоречивом течении. Ниже можно будет видеть, что окраинно-материковый откол обоснованно предполагать также в Чилийских Андах.

Но главная часть Кордильерского пояса в Канаде лежит западнее рва Скалистых гор. Она состоит из ряда крупных линейных тектонических единиц, образующих в совокупности мощную аккреционную зону. Многие авторы называют эти единицы террейнами. Две трети Кордильер, пишет Д. Монгер, состоит из литосферных фрагментов или террейнов, в большинстве являющихся отторженцами энсиматических вулканических дуг и образованиями океанических бассейнов, которые придрейфовали к их современному местоположению главным образом в позднемезозойское время [204]. По его мнению, большинство террейнов характеризуется особыми палеонтологическими и палеомагнитными признаками, отличающими их от других террейнов, а также пород, сформировавшихся на краю континента. Смещение террейнов в направлении с юга на север допускается в пределах 1000 км; перемещения по широте менее ясны, но тоже очень большие.

На пространстве между Береговым батолитом и зоной рва Скалистых гор выделяется несколько тектонических единиц. Наиболее западное положение занимает крупная единица Стикиния [130]. Она простирается с юга на север на 1500 км при относительно небольшой ширине. Эта единица сложена каменноугольными (миссисипий) и пермскими вулканокластитами, основными, вплоть до кислых, вулканитами и карбонатными породами, локально деформированными и интродуцированными в среднем—позднем триасе, которые перекрыты поздне-триасовыми—среднеюрскими вулканогенными отложениями. В некоторых работах единица Стикиния трактуется как "миниконтинент". Восточнее этого миниконтинента лежат тектонические покровы Каш-Крик, Квеснел, Селкирк, Карису, восточнее которого располагаются Скалистые горы [257 и др.].

Первый из указанных покровов сложен миссисипско-верхнетриасовыми сильно нарушенными радиоляриевыми кремнями, аргиллитами, базальтами, альпинотипными ультрабазитами, мелководными известняками и местами голубыми сланцами. По своей природе это образование бассейна с симатической корой. Покров Квеснел (рис. 13) состоит из островодужных осадочных и вулканических серий ( $D_3$ —Р и Т— $J_1$ ). В нем выделяются две тектонические пластины,



перекрывающие одна другую по большому пологому надвигу, простирающемуся на 300 км. Пластины сложены идентичными по возрасту, но существенно отличающимися по составу триасово-юрскими породами. Верхняя пластина состоит из пиллоу-базальтов, вулканокластов, граувакк и небольшого количества темно-серых алевритов, пелитов и известняков. Нижняя пластина, наоборот, сложена в основном темно-серыми пелитами (филлиты), алевролитами и известняками и в малой степени базальтами и граувакками. Под ней выделяется тектоническая зона, образованная амфиболитами, серпентинитами и ультрабазитами мощностью обычно менее 100 м.

Покров Селкирк образован протерозойскими(?)—пермскими осадочными толщами, базальтами кембрия и основными и средними вулканитами девона—миссисипия. Покров Карибу сложен шельфовыми протерозойскими—пермскими кластическими и карбонатными толщами, включающими пачку девонских базальтов. Таким образом, последние три единицы принадлежат былой окраинно-материковой зоне. Все покровы перемещены с запада на восток и сформировались в связи с давлением, вызванным сближением континента и массы Стикиния. Палинспастические реконструкции позволили рассчитать сокращение структуры в послераннеюрское время. Оно превышает 500 км. Главная поверхность срыва — кровля фундамента [257].

Береговой батолит, простирающийся на расстояние 1800 км при ширине 80—200 км, отделяет от охарактеризованной Прибрежную тектоническую зону, представленную террейнами Врангелия и Александер. Батолит образован разными по составу и времени становления гранитоидами. Ф. Кинг [131] приводит датировки 250—70 млн лет, но наиболее обширные внедрения, как он пишет, происходили в мелу.

Тектоническая единица Врангелия образована позднепалеозойскими вулканическими комплексами, состоящими из лавовых потоков, брекчий и вулканокластов, перекрытых известняками, обломочными породами и кремнями, а также верхнетриасовыми пиллоу и субаральными базальтовыми лавами, сменяющимися вверх триасовыми и юрскими известняками, кремнистыми известняками, обломочными и вулканическими породами [204]. В целом это островодужный комплекс.

В террейн Врангелия включается и о-в Ванкувер. Соотношения континента и океана в этом районе видны на рис. 14 [124]. Тектоническая единица Александер расположена в основном севернее предыдущей, но они спаяны. В ней развиты докембрийские(?) и палеозойские вулканические и обломочные породы, а также известняки и мезозойские вулканиты, кластиты. В палеозойской части разреза фаунистически обоснованы все отделы ордовика,

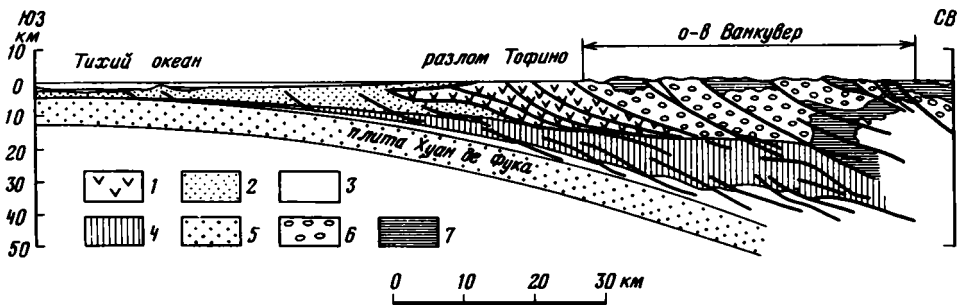


Рис. 14. Соотношение структур континента и океана в районе о-ва Ванкувер [124]

1 — зоценовые базальты; 2 — турбидиты; 3 — чешуи зоны поддвига; 4 — гемипелагические отложения; 5 — океаническая кора, террейн Врангеллия; 6 — палеозойские и мезозойские осадочные и вулканические породы; 7 — юрские плутонические породы

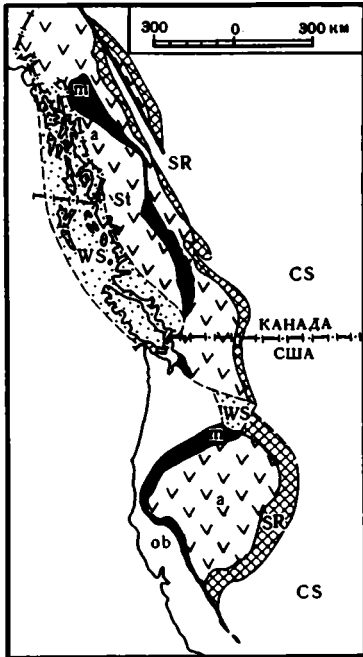


Рис. 15. Предмеловые тектоностратиграфические элементы Кордильер Северной Америки [281]

CS — палеозойский кратон и континентальный шельф; SR — палеозойский континентальный склон и континентальное подножие; а — палеозойские и раннемезозойские островодужные комплексы; п — раннемезозойский меланжевый пояс; WS — супертеррейн Врангеллия; St — террейн Стиккия; об — внешний пояс, приключенный в меловое время и позже

силура, девона, а также миссисипия и пенсильвания. Подчеркивается большое отличие этих образований от палеозойских пород восточной части Кордильер и принимается их тектоническое присоединение вследствие горизонтального перемещения к Северо-Американскому континенту.

В настоящее время эта точка зрения является общепринятой, но есть расхождение во мнениях о времени объединения террейнов Врангеллия и Александер. Наиболее верно считать, что это было еще в среднем карбоне или даже раньше, поскольку пенсильванский кварцмонзонит-гранит-сиенитовый комплекс сечет оба террейна [154]. Что же касается времени присоединения всей этой западной зоны к восточной, то, по общему мнению, оно в основном относится к концу юры и меловому периоду. Неясно, однако, каким образом согласуются с этим выводом данные о возрасте гранитоидов Берегового батолита, указанные выше.

Геологически обосновано, что в течение позднего мела и в третичное время Канадские Кордильеры подвергались сильному сжатию с формированием не только покровно-складчатых структур, но и крупных сдвигов (сотни километров) с правосторонним смещением. В заключение отметим, что, несмотря на большую убедительность,

тельность представлений о коллаже террейнов, проблема не кажется решенной. Основную трудность составляет четкая меридиональная зональность геологических комплексов, простирающихся на большие расстояния при небольшой ширине. Существенно подчеркнуть, что эти комплексы, начиная с рифея, формировались в условиях континентальной окраины, хотя во времени черты ее строения менялись.

Подтверждением сказанному служит одна из недавно выполненных палеогеологических реконструкций [281]. Раннеюрская западная окраина Северной Америки состояла из серии продольных поясов, протягивавшихся от северных районов Британской Колумбии до центральной части Калифорнии и Невады (рис. 15) (с востока на запад): платформенных шельфовых отложений от эокембрия до раннего мезозоя; палеозойских отложений континентального склона и подножия; окраинный вулканический пояс, представляющий дуговые структуры и краевые моря палеозоя и раннего мезозоя; раннемезозойский меланжевый, включающий блоки известняков с тетисной микрофауной, и, наконец, пояс островодужных образований, именуемый Врангелия, который, возможно, имеет экзотическое происхождение (рис. 15). Современные структурные соотношения террейнов обусловлены тектоническими процессами (раскалывание, подвижки) позднейско-раннемелового времени. Таким образом, по приведенной реконструкции все террейны (возможно, за исключением Врангелия и Александер) формировались в приокеанической зоне Северной Америки.

#### АЛЯСКИНСКИЙ ОТРЕЗОК

Тектонические зоны Северной Канады частично заходят в пределы Аляскинского отрезка, но тем не менее Аляска обладает особым тектоническим обликом. Размеры отрезка велики: 1300×1300 км. Строение Аляскинского отрезка отражено на геологической карте Аляски и тектонической карте Северной Америки. Наиболее крупные структурные зоны следующие (с севера на юг): краевой прогиб Колвилл, поднятие Брукса, впадина Юкон-Коюкук, блок п-ова Сьюард, Средне-аляскинская и Южно-Аляскинская зоны (рис. 16). На востоке средней части Аляски выделяется блок Юкон-Танана, сложенный метаморфитами и простирающийся сюда из Канады.

Многие авторы в работах конца 70-х годов и позднее рассматривают Аляску как полигон для развития учения о террейнах [172]. Под этим термином обычно понимаются ограниченные разломами геологические единицы региональной протяженности с особой геологической историей. На Аляске подобных террейнов насчитывается до 60, а вообще в Кордильерах — более 200. Многие из них, согласно этой концепции, подверглись перемещению на разные, в том числе очень большие, расстояния, что привело к формированию структуры типа коллажа.

Краевой прогиб Колвилл отделяет поднятие Брукса от платформенных структур крайнего севера материка и шельфа, где расположены многочисленные нефтяные и газовые месторождения, в том числе супергигантское нефтегазовое месторождение Прадхо-Бей. Прогиб выполнен морскими, а в более северных районах и континентальными разнообразными по составу терригенными отложениями, достигающими в наиболее глубокой части многокилометровой мощности (9 км). В предгорьях хребта Брукса появляются деформированные юрские, триасовые и палеозойские отложения.

Поднятие Брукса, простирающееся субширотно через всю Аляску, в основном сложено средне- и верхнепалеозойскими породами, складчатыми и разбитыми надвигами. Но присутствует также и нижний палеозой. Вдоль южного фаса поднятия протягивается сплошная, хотя и узкая полоса нижнепалеозойских и докембрийских образований.

Палеозой представлен карбонатными породами, кварцитами, конгломератами,



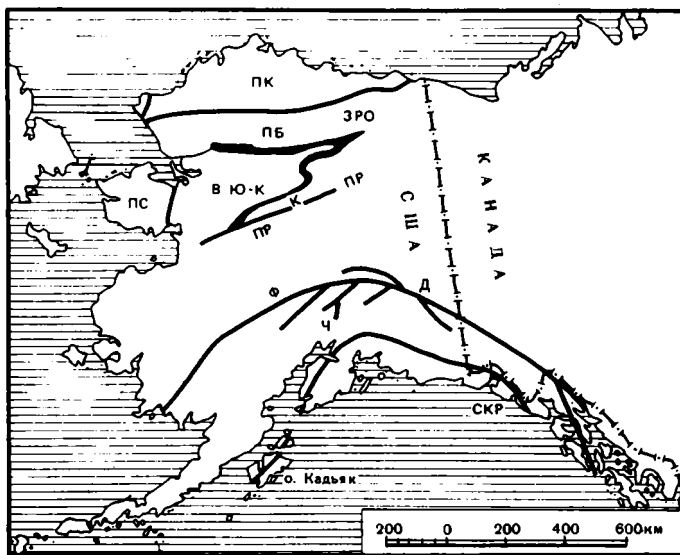


Рис. 16. Структурная схема Аляски

ПК — прогиб Колвилл; ПБ — поднятие Брукса; ВЮ—К — впадина Юкон-Коюкук; ПС — п-ов Сьюард; ПР — складчатый пояс Рампарт; разломы: К — Калтаг, Ф — Фаруелл, Д — Денали, Ч — Чулитна, СЗР — система краевых разломов; ЗРО — зона развития офиолитов

сланцами и реже кремнями. Их общая мощность велика — несколько километров. На юге породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Палеозойско-докембрийские толщи похожи по составу, но метаморфизованы местами сильнее — в амфиболитовой фации. В западной части поднятия Брукса распространены офиолиты — совершенно экзотические образования для данной структуры. Они рассматриваются как аллохтонные пластины, смещенные на большое расстояние в направлении с юга на север. В составе офиолитов указываются базальты, диабазы и прослой кремней (нижняя единица), а также ультрамафиты и расслоенные габбро (верхняя единица). Имеются возрастные датировки (К—Аг-метод):  $151 \pm 15$ ;  $164 \pm 7,2$  и  $384 \pm 55$  млн лет.

Геологическая природа палеозойских толщ поднятия Брукса может быть истолкована как зона глубокого перикратонного опускания, обладавшая расчлененным рельефом и дифференцированно погружавшаяся. Некоторые авторы полагают даже, что в районе северо-запада хребта Брукса в карбоне, перми и триасе в течение 150 млн лет существовали преимущественно пелагические и гемипелагические условия осадконакопления. Мощность этих отложений здесь всего 500 м.

По ряду признаков считается, что палеозойские толщи хребта Брукса были подвержены складкообразованию в эпоху герцинского тектогенеза, примерно в то же время, что и Иннуитский складчатый пояс в Канаде. Мощные надвиговые деформации впервые произошли в конце юры — начале мела и продолжались до конца мелового периода и даже позже, до эоцена. На севере поднятие Брукса надвинуто на прогиб Колвилл, на юге — наклон плоскостей надвигов обратный.

С южной стороны на поднятие Брукса наложена впадина Юкон-Коюкук. В плане она представляет собой треугольник, раскрывающийся в направлении п-ова Сьюард, со сторонами 500—600 км. Она выполнена мощными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями мелового, начиная с альба, и местами кайнозойского возраста. Считается, что в основании впадины находится симатическая кора. Самую важную роль для такого вывода играет тот факт, что по северной и южной перифериям впадины протягиваются пояса палео-

зойских и мезозойских офиолитов. Структурные соотношения обрамления и впадины иллюстрируются на примере района, расположенного на юге средней части хребта Брукса.

Здесь выделяются три аллохтонные зоны, надвинутые одна на другую в направлении с юга на север [160]. Южная представлена преимущественно базальтами (в том числе пиллоу) с прослоями радиоляриевых кремней, датируемых средним и поздним миссисипием. Выделяется горизонт кремнистых известняков с пенсильванской фауной. Есть указания, что по простиранию (судя по радиоляриям) возраст отложений может меняться от позднего девона до триаса и даже ранней юры. Значительная зона разломов, характеризующаяся выходами тектонизированных офиолитовых и осадочных пород и падающая в южном направлении, отделяет офиолитовую серию от аллохтонного метаосадочного комплекса. Последний надвинут на обособленную метаморфическую сланцевую зону кембрийско-среднедевонского возраста. Северная граница этой зоны представлена также погружающейся на юг системой надвигов. Альбские осадки во впадине представлены молассами, включающими обломки всех трех упомянутых аллохтонных зон. Поэтому время надвигания (обдукции) оценивается как баррем? — альб.

В. Паттон и его коллеги специально изучали офиолиты окаймления впадины Юкон-Коюкук. В южной полосе в районе р. Канути они наблюдали две пластины, нижняя из которых состоит из пиллоу-базальтов, диабазов и габбро с небольшим количеством кремней, аргиллитов, вулканокластов и известняков, верхняя — из серпентинизированных дунитов и перидотитов, тектонически перекрывающих нижележащие габбро. Толщина нижней пластины 2, верхней — 1,5 км. Обе пластины деформированы, но имеют общий наклон 10—60° на северо-запад, уходя под меловые отложения впадины. Возраст пород нижней пластины, по палеонтологическим данным, — поздний палеозой (послесреднедевонский). К—Аг-датировки комплекса ультрабазитов — расслоенных габбро —  $138 \pm 8$  до  $161 \pm 4,9$  млн лет (четыре определения).

С юга впадина Юкон-Коюкук ограничена тектоническим поясом Рампарт, который отделен от нее мощным разломом Калтаг юго-западного простирания. Разлом протягивается на 800 км и имеет сдвиговую составляющую (правый сдвиг) 130—150 км. В поясе Рампарт офиолиты имеют широкое распространение. Они соседствуют здесь с палеозойскими и докембрийскими породами (поднятие Руби), представленными пелитовыми и известковистыми сланцами, кварцитами и карбонатными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой, а местами в амфиболитовой фации. Породы прорваны меловыми гранитоидами.

Характерно, что, как и в хребте Брукса, комплекс ультрабазитов — расслоенных габбро — перекрывает по надвигам базальт-диабаз-кремнистый комплекс. Это останцы офиолитовых покровов, сохранившиеся в синформах. Возраст пород для габбро из базальт-диабаз-кремнистого комплекса  $210 \pm 6$ , а для диоритов —  $159 \pm 6$  млн лет (К—Аг-метод). Два определения из ультрабазит-габбрового комплекса —  $172 \pm 8$  и  $155 \pm 4,6$  млн лет.

Приведенные данные обосновывают построения об океанической коре в основании впадины Юкон-Коюкук, сформировавшейся в результате деструкции континентальной массы в позднем палеозое (палеонтологические данные) и обдукционной в пределы бордерлендов в альбе, хотя сжатие структуры началось еще в средней юре.

С запада впадина Юкон-Коюкук утыкается в поднятый блок массива Сьюард, который некоторыми авторами связывается воедино с Чукотским массивом. В строении блока участвуют позднекембрийские(?), а также девонские слюдяные и слюдяно-известковистые сланцы, метавулканиды (местами с глаукофаном), мраморы и гнейсы. На самом западе полуострова, вероятно отсеченные разломом, развиты слабометаморфизованные обломочные породы и известняки докембрийского, кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского возраста

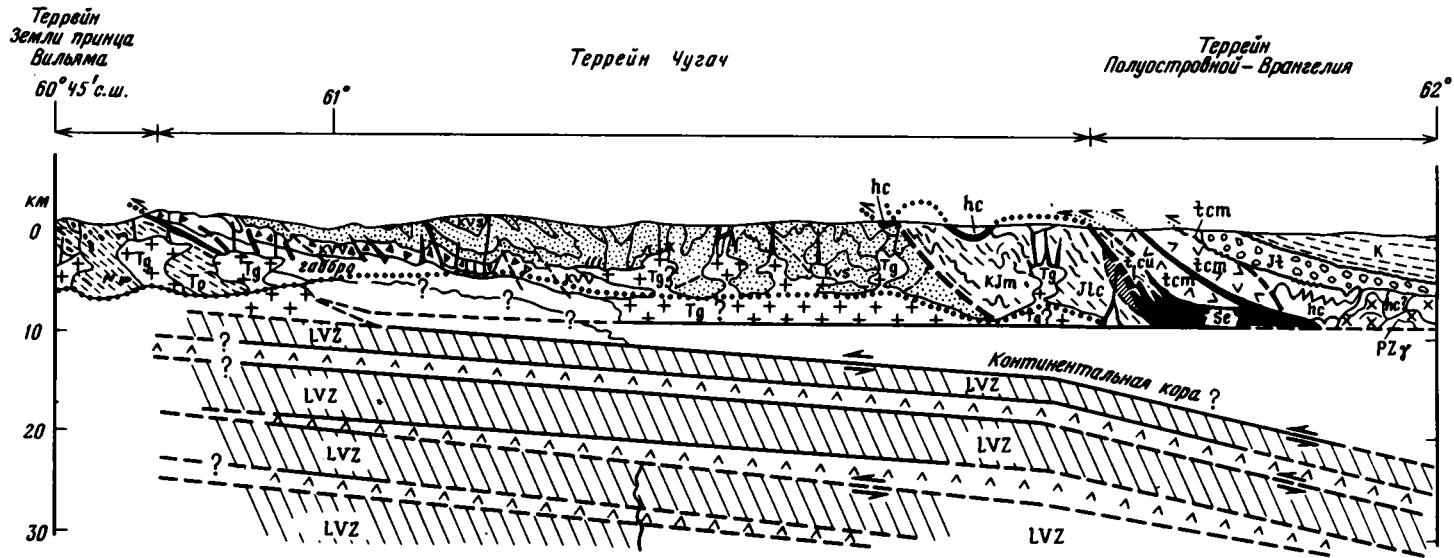


Рис. 17. Геологический и глубинный разрезы Южной Аляски [217]  
 се — серпентиниты (J или более древние); tcm — плутоны основных пород (PZ? или MZ?); tsu — ультраосновные породы (PZ? или MZ?); PZγ — гранитный плутон (PZ?); hc — метаморфический комплекс (J<sub>3</sub> и древнее); Kjm — метаморфизованные отложения (J—K); J<sub>1</sub> — глубообломочные образования (J<sub>1</sub>?); K — обломочные породы (K); Лс — зеленые и голубые сланцы (J<sub>1</sub> или древнее); Kjm — (K<sub>1</sub>—J<sub>3</sub>); K<sub>vv</sub> — вулканиты (K<sub>2</sub>); K<sub>vs</sub> — флиш (K<sub>2</sub>); Tg — плутоны гранитоидов или дайки (TR<sub>1</sub>); To — Ф<sub>1</sub> — Ф<sub>2</sub>; UmG — серпентинизированные ультрамафиты или габбро; LVZ — зоны пониженных скоростей. Галочками показаны ультраосновные и основные породы.

мощностью, превышающей 3000 м [179]. Породы здесь простираются поперек по отношению к аляскинским структурам (хребет Брукса и др.), явно свидетельствуя о притыкании их по разлому. Природа последнего, однако, не ясна.

Южная Аляска особенно интересна с точки зрения тихоокеанской аккреционной тектоники. В этом регионе вырисовывается совершенно иная тектоническая картина, чем в Северной Аляске. Основная часть региона отвечает Аляскинскому хребту.

С севера на юг здесь выделяются тектоноформационные зоны: Чулитна, Суситна, Аляскинского полуострова и Чугач [179]. Первая из них с севера ограничена зоной Никсон-Форк, сложенной метаморфическими породами докембрия, а также деформированными отложениями палеозоя и мезозоя, т.е. сериями, характерными для Срединной Аляски. Зона Чулитна — это складчатые и разбитые надвигами офиолиты верхнего девона; кремни миссисипия; пермские вулканогенные конгломераты, известняки, кремни и аргиллиты; нижнетриасовые известняки; верхнетриасовые красноцветы; пиллоу-базальты, известняки, песчаники и сланцы; юрские аргиллиты, песчаники и кремни.

Зона Суситна представлена толщей пиллоу-базальтов с прослоями вулканокластики, содержащими норийские фаунистические остатки.

Полуостровная зона имеет большую протяженность. В ее сложении участвуют пермские известняки; норийские известняки, аргиллиты, базальты и туфы; нижнеюрские андезитовые потоки и вулканокластические породы; среднеюрские — меловые кластические отложения, содержащие небольшое количество известняков.

Наконец, зона Чугач, вытянутая на еще большее расстояние, чем предыдущая, простирающаяся в южную часть Аляскинского хребта и занимающая большую часть о-ва Кадьяк. Породы в ней интенсивно дислоцированы и разбиты разломами. С юга на север выделяются меловой зеленосланцевый флиш; верхнеюрско-нижнемеловой комплекс слабометаморфизованных океанических базальтов, аргиллитов и кремней и далее на север — нижнеюрские или более древние голубые и зеленые сланцы [217]. Полуостровная зона и отчасти зона Врангелия надвинуты на зону Чугач (местами в зоне надвига развиты серпентиниты и серпентинизированные ультраосновные породы), тогда как она сама надвинута на прибрежные структуры Южной Аляски, сложенные кайнозойем. Указывается, что северный надвиг имеет амплитуду 40 км и что террейн Чугач, так же как и Полуостровной и Врангелия, — бескорневые литопластины, имеющие толщину меньше 10 км. Под ними до глубины 25 км выделяется тектонически расслоенная структура, где зоны низких сейсмических скоростей разделены тонкими горизонтами, как можно предполагать, основных и ультраосновных пород (рис. 17).

Обращает внимание, что все тектонические зоны Южной Аляски представляют дуги, выпуклые на север, образуя тем самым по отношению к Тихому океану единую концентрически построенную систему. Дуговой характер имеют и разломные системы, наиболее крупная из которых — Денали. По этой системе, простирающейся свыше 2000 км, произошел правосторонний сдвиг со смещением 300—400 км за последние 55 млн лет [256]. В Аляскинском хребте выделяются три плутонических пояса, возраст которых омолаживается с юга на север (К—Аг-метод, млн лет): о-ва Кадьяк (195—185), Аляскинского полуострова (175—145) и северный пояс Талкитна (75—50). В подавляющей массе это тоналиты, диориты, плутоны известково-щелочного ряда. Северная граница распространения плутонов примерно совпадает с разломом Денали.

Описанный комплекс структур Южной Аляски отделен от океана вытянутым вдоль побережья довольно узким, но глубоким прогибом, выполненным кайнозойскими отложениями. Подобного типа прогибы по периферии Тихого океана распространены очень широко, особенно на западе.

Из приведенного материала следует, что Южная Аляска представляет собой аккреционную структуру, сформировавшуюся в мезозое и начале кайнозоя на

окраине океана, где существовали системы краевых морей и островных дуг. Отдельные выходы офиолитовых и известково-щелочных палеозойских комплексов в разломных зонах указывают на то, что сходные условия были и в домезозойское время, но реконструировать их трудно<sup>1</sup>. Процесс образования аккреционной окраины протекал сложно, на что указывает, например, распространение наиболее древних плутонических комплексов на ближней периферии океана, а наиболее молодых — на дальней. Совокупность геологических черт не свидетельствует о завершении в Южной Аляске процесса формирования зрелой континентальной коры. Более того, в кайнозой здесь идут процессы значительной деструкции ранее созданных тектонических покровно-складчатых ансамблей. Свидетельства этому — впадина залива Кука, дискордантная позиция и само образование кайнозойского прогиба Якатага (крайний юг Аляски), другие аналогичные явления, наконец, формирование Алеутского желоба.

Очень четко выявляется единство структур Южной Аляски, которая контрастно противопоставляется Срединной и Северной Аляске. Однако новая тектоническая концепция (террейны, коллаж) этого очевидного структурного различия не замечает, в чем ее несомненная слабость. Обособление многих десятков иногда очень мелких, практически никак не связанных между собой террейнов геологически также малоперспективно. В то же время следует согласиться с выводом апологетов концепции террейнов в том, что "стандартные упрощенные плейтктонические модели совершенно неадекватны, чтобы объяснить аномальную гетерогенность Кордильер" [179. С. 381]. Однако полностью отрицать механизм аккреции путем коллажа террейнов было бы ошибкой, поскольку подобные явления в Кордильерском поясе местами хорошо аргументированы. Что же касается Северной Аляски, то ее тектоническое развитие происходило совершенно особым образом в связи с сосредоточением в этом районе древних платформ (Северо-Американской, Гиперборейской и Сибирской), обусловившим, по крайней мере в фанерозое, специфические геодинамические условия.

### МЕКСИКАНСКИЙ ОТРЕЗОК

Этот наиболее протяженный в Кордильерском поясе отрезок простирается от зоны поперечных хребтов на юге США до системы разломов Полочик—Мотагуа, идущей также в поперечном направлении и отсекающей структуры Центральной Америки. Она лежит на простирании желоба Кайман и является его продолжением. Мексиканский отрезок Кордильерского пояса простирается более чем на 3500 км. С запада Мексиканский отрезок ограничен тихоокеанскими структурами, а с востока эпипалеозойской плитой Голфа и Юкатана.

Современная структура Кордильер Мексики формировалась главным образом в эпоху ларамийского тектогенеза и позднее, чем она резко отличается от структуры других отрезков Кордильерского пояса, где этот временной диапазон намного шире. Большая тектоническая особенность Мексики состоит в том, что на ее территории происходит сочленение Кордильер и палеозойд востока и юга Северной Америки (рис. 18).

Основные физико-географические и тектонические единицы Мексики показаны на рис. 19. Изучение структурной эволюции региона затруднено, так как около 60% его территории покрыто кайнозойскими вулканитами и молодыми осадочными отложениями.

<sup>1</sup> Некоторые авторы [132] в средней части Южной Аляски (горы Талкитна) выделяют довольно крупный пояс (160×30 км), сложенный преимущественно метаморфизованными лавами и туфами базальтового и андезитового состава. Среди них присутствуют и осадочные породы с остатками брахиопод, датированными раннюю пермь. Мощность комплекса, который справедливо интерпретируется как островодужный, превышает 5000 м. Предполагается, что эта вулканическая дуга, существовавшая в позднем карбоне? — ранней перми, присоединилась к краю Северной Америки в меловое время.

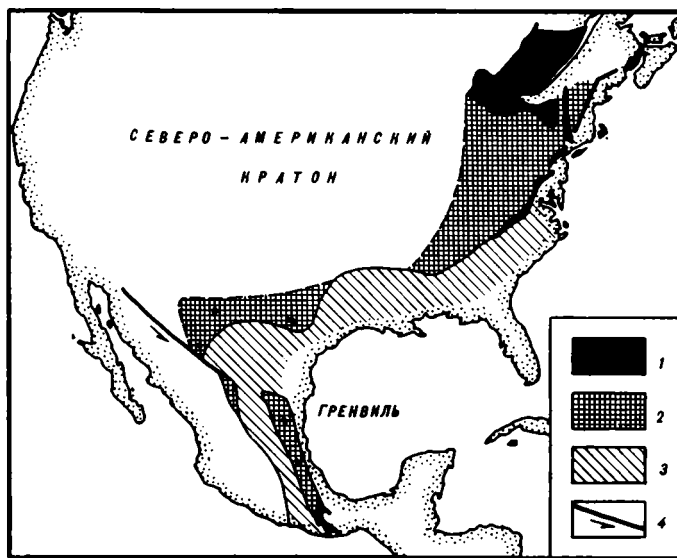


Рис. 18. Соотношение Кордильерского и Аппалачско-Каледонского поясов [237]

1 — выходы гренвильских пород; 2 — их возможное подземное продолжение; 3 — палеозоиды; 4 — мегасдвиг Мохаве-Сонора

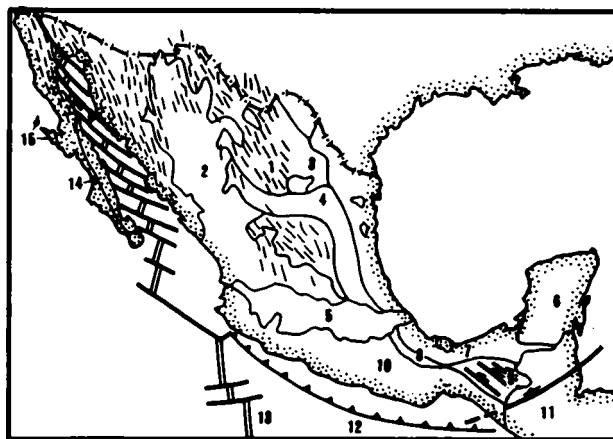


Рис. 19. Основные тектонические и физиографические единицы Мексики [206]

1 — провинция Бассейнов и Хребтов; 2 — Западная Сьерра-Мадре; 3 — блок Коахуила; 4 — Восточная Сьерра-Мадре; 5 — Трансмексиканский позднекайнозойский вулканический пояс; 6 — эпипалеозойская плита Юкатан; 7 — прибрежная равнина Голфа; 8 — Сьерра-де-Хуарес; 9 — Сьерра-де-Чиapas; 10 — Южная Сьерра-Мадре; 11 — система разломов Полочик-Мотагуа; 12 — глубоководный желоб; 13 — гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия и его продолжение в Калифорнийском заливе; 14 — Калифорнийский кайнозойский вулканогенный пояс; 15 — офиолиты п-ова Вискайно и островов Цедрос и Сан-Бенито

Древние кристаллические комплексы в Мексике выходят в ряде районов, но на небольших площадях [237]. Одна из них расположена в Восточной Мексике, где древние породы слагают ядро антиклинальной структуры Восточной Сьерра-Мадре. Они состоят из ортогнейсов основного и среднего состава, ассоциирующих с парагнейсами, амфиболитами и мраморами. Местами развиты метакварциты. Возраст пород 0,9 млрд лет (Sm—Nd-метод). Другой, больший по площади район находится в Южной Сьерра-Мадре, где древние породы слагают массив Оахака. Породы включают кварц-полевошпатовые ортогнейсы, чарнокиты и парагнейсы с некоторым количеством анортозитов. Возраст пород 0,94 и 0,96 млрд лет. Остальные выходы установлены в северных районах Мексики. Они мелкие, возраст пород около 1 млрд лет. Таким образом, все значения отвечают гренвильскому "тектонотермальному" этапу.

Хотя палеозойский разрез массива Оахака имеет особенности, в частности специфична его кембрийская трилобитовая фауна, которая отличается от североамериканской и сходна с аргентинской, есть большие основания (возраст, тектоническая позиция) рассматривать все упомянутые выходы как фрагменты пояса Гренвиль. Здесь не упомянуты древние кристаллические породы Соноры (крайний север Мексики), принадлежность которых Северо-Американскому кратону не вызывает сомнений.

Домезозойская геологическая история Мексики расшифрована недостаточно. Попытку свести имеющиеся данные сделал Дж. Стюарт [255]. Он предложил реконструкции территории не только Мексики, но и юга США.

На схеме, охватывающей верхи протерозоя — ранний миссисипий, на юге США выделен платформенный чехол, окаймленный с запада кордильерскими перикратонными комплексами, а с юго-востока — надвинутыми глубокоководными кремнистыми и терригенными сериями пояса Уачита. Граница пояса имеет общее юго-западное простирание, поперечное по отношению к мезозойским и кайнозойским структурам Мексики. Сходного типа породы прослеживаются и в северной части Мексики, где они надвинуты на перикратонные комплексы. Надвиг простирается в широтном направлении и, очевидно, является продолжением Уачитского надвига.

Формирование южной окраины Северо-Американской платформы связывается с процессами позднекембрийского и кембрийского рифтинга, как это имело место и в пределах Невадидского отрезка Кордильерского пояса. В результате рифтинга куски древнего кратона откалывались и отодвигались, а между ними и кратоном образовывались уачитские бассейны с океанической корой.

Южная окраина платформы до раннего миссисипия включительно имела тип пассивной окраины. Для позднемиссисипского—среднетриасового времени рисуется несколько более детальная картина. Непосредственно восточнее Уачитского надвига выделяется сравнительно узкая зона развития мощного флиша (10 км), среди которого имеется небольшое количество кремней. На эту зону с юго-востока надвинуты метаморфические породы позднего палеозоя, включая комплексы внутренних зон пояса Уачита. Обе зоны прослежены до границы США и Мексики и в какой-то степени заходят в пределы Мексики. Четкой зональности здесь, однако, не выявляется, хотя верхнепалеозойские метаморфические породы на востоке страны распространены широко. На юго-западе вблизи нынешнего Мексиканского залива появились массивы гранитоидов (Р—Т), а на севере, в обширной области, примыкающей к границе США, сформировались толщи турбидитов. Местами во внутренних районах страны выявлены ареалы распространения флиша, содержащего кремни.

Позднепалеозойские породы в Северо-Восточной Мексике, среди которых есть вулканиты, серпентиниты и экзотические блоки континентальной коры, рассматриваются как образования вулканической дуги, причленившейся к Северной Америке в эпоху уачитской орогении (поздний палеозой). Таким образом, в позднем палеозое южная окраина Северной Америки была окраиной активного типа.

Деформации в Северо-Западной Мексике происходили в интервале средняя пермь — поздний триас. Сочленение Кордильерского и Уачитского поясов не ясно. Есть данные, что оно маркируется в районе Мохаве — Сонора левосторонним мегасдвигом мезозойского или кайнозойского времени со смещением пород по нему, возможно, на 700—800 км. Но есть точка зрения, что Уачитский пояс поворачивает на юг, уходя в Южную Америку.

О послепалеозойской структурной эволюции восточных районов Кордильер Мексики можно судить по соотношениям, наблюдаемым в северо-восточной провинции, включая Восточную Сьерра-Мадре. В работе [216] для мезозоя приведено девять палеогеографических карт, вырисовывающих следующую картину. Время поздний триас — средняя юра характеризуется формированием горстов и грабенов. В последних образовались красноцветы, заключающие флористические остатки. Однако в более западных районах разрезы отличаются присутствием вулканокластов и конгломератов. Генетически основная масса этих пород представляет собой аллювиальные вееры. Возникли грабены в позднем триасе в начальную эпоху разделения Северной Америки, Африки и Южной Америки. Таким образом, поздний триас — важный рубеж в структурной эволюции региона.

В конце юры началась морская трансгрессия, продолжавшаяся до позднего мела. В позднем оксфорде — раннем кимеридже наряду с терригенными отлагались мелководные карбонатные осадки и эвапориты. В позднем кимеридже — титоне трансгрессия разрослась, эвапоритов не стало, появились глинистые сланцы, известняки и песчано-глинистые осадки.

В берриасе—валанжине накопились мощные толщи известняков с прослоями глинистых сланцев, на крайнем востоке глубоководных, которые большее распространение получили в позднем неокоме, заняв также южные провинции района. Однако на севере, за полосой окаймляющих эти известняки барьерных рифов, на обширном пространстве вновь отлагались эвапориты.

В течение раннего альба — позднего сеномана имевшиеся ранее участки суши полностью погрузились, терригенное осадконакопление прекратилось и почти на всей территории отлагались известняки, достигшие значительной мощности. В некоторых местах образовывались рифы, отделившие на крайнем севере район развития эвапоритов. Известняки формировались как в мелководных, так и в относительно глубоководных условиях, на что указывают содержащиеся в них конкреции и прослой кремней.

Туронское море также заливало весь северо-восток Мексики, но отличалось гораздо более широким распространением глинистого осадконакопления. Мелководные известняки и сланцы характерны для коньяка—сантона. Лишь на крайнем востоке сформировался мощный разрез тонкослоистых известняков и сланцев с горизонтами бентонитов. Кампан—маастрихт представлен глинистыми сланцами, флювиальными отложениями и углями. Это было время регрессии.

Ларамийская орогена деформировала все мезозойские толщи, и море мигрировало на восток, где формировались мощные разрезы песчаников и сланцев. Образовавшиеся складки достаточно простые, но в некоторых местах они осложняются небольшими надвигами и диапирами. Однако в Восточной Сьерра-Мадре складки сжатые, изоклинальные и надвиги (поверхности их наклонены на запад) здесь значительные (рис. 20).

Приведенные палеогеографические данные однозначно указывают на проявление в пределах северо-востока Мексики полного тектоноседиментационного цикла развития, характерного для субплатформенных деструктивных областей.

Совершенно иная тектоническая ситуация имела место на западе Калифорнийского полуострова (п-ов Вискайно), в узкой полосе, примыкающей к берегу Тихого океана. Здесь в центральной части полуострова и на островах Цедрос и Сан-Бенито обнажены офиолиты. Они образуют две тектонические пластины, разделенные меланжем [245] (рис. 21). Нижняя пластина состоит из пород нижней



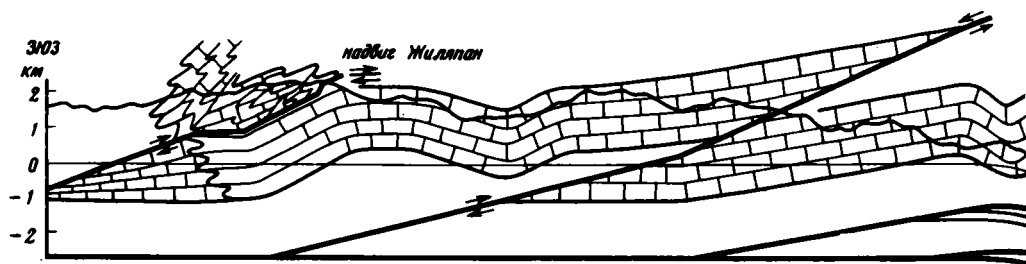


Рис. 20. Ларамийские деформации меловых отложений в Восточной Сьерра-Мадре [260]

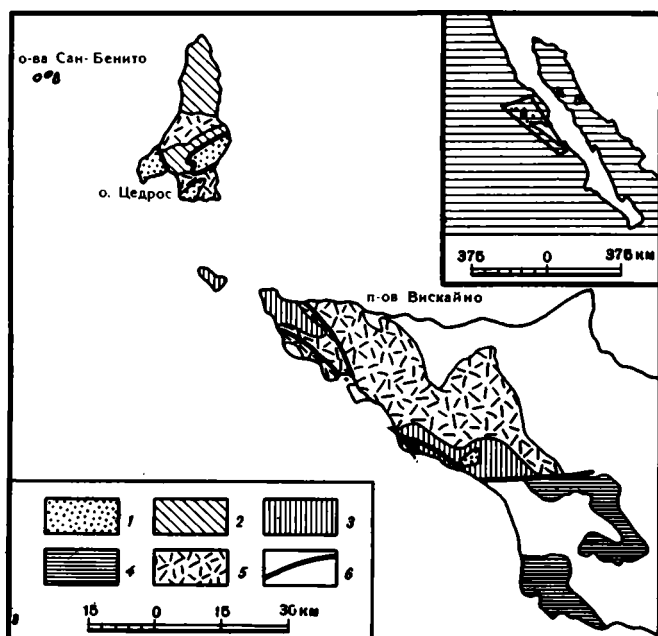
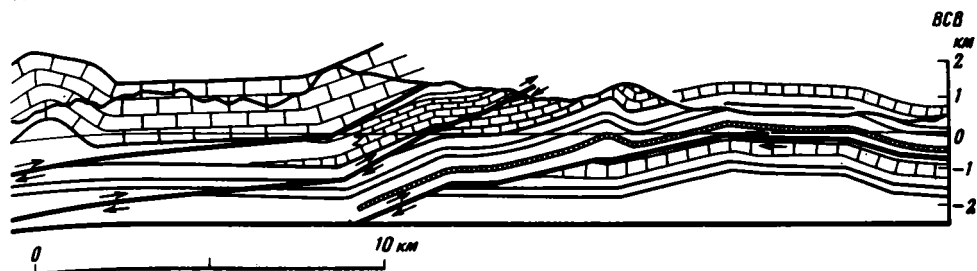


Рис. 21. Распространение мезозойских офиолитов на западе Калифорнийского полуострова [245]

1 — нижняя пластина (распространена также на островах Сан-Бенито); 2—4 — верхняя пластина: 2 — террейн о-ва Цедрос, 3 — террейн Северного Вискайно, 4 — террейн Южного Вискайно; 5 — турбидиты среднего мела, несогласно перекрывающие террейны верхней пластины; 6 — разрывные нарушения. Верхняя и нижняя пластины разделены меланжем с серпентинитовым матриксом

юры — валанжина (датировки по радиоляриям), среди которых основная часть принадлежит пиллоу-базальтам, но имеются также красные ленточные кремни, тонкослоистые турбидиты, иногда известняки, встречаются железистые конкреции. Присутствие турбидитов, а местами и конгломератов, образованных за счет пород островодужного комплекса и кратоногенных, а также наличие среди пород мало-мощных потоков пиллоу-базальтов (5 м) дают возможность считать, что разрезы представляют как океаническую кору, так и комплексы, сформировавшиеся в условиях глубоководного желоба. Породы метаморфизованы и превращены в голубые сланцы; возраст метаморфизма  $109 \pm 0,8$  млн лет ( $^{40}\text{Ar}—^{39}\text{Ar}$ -метод).

Верхняя пластина представлена верхнетриасовыми офиолитами, которые несогласно перекрыты верхнеюрскими и меловыми магматическими и осадочными толщами. На о-ве Цедрос офиолиты рассматриваются в качестве фундамента



островной дуги (165—175 млн лет). Поверх офиолитов несогласно залегают среднемиеловые турбидиты. Все эти породы верхней пластины почти неметаморфизованы.

Меланж состоит из голубых сланцев, эклогитов, амфиболитов, а также в различной степени серпентинизированных основных и ультраосновных пород. Его матрикс серпентинитовый.

Более молодые отложения мела и палеогена в непосредственно приокеанической зоне полуострова отсутствуют, но имеются морские миоценовые и плиоценовые мелководные отложения. Четвертичное время характеризовалось здесь развитием террас.

Офиолиты — свидетельство проявления аккреционной тектоники в поздне-триасовое—среднемиеловое время. Их часто сопоставляют с францисканским комплексом, что вполне корректно. Сопоставляются и гранитоиды Калифорнийского полуострова и юга США, хотя они несколько моложе (105 млн лет) последних.

Вместе с тем палеомагнитные данные указывают, что Калифорнийский полуостров и частично Сонора и Синалоа в конце олигоцена — начале миоцена (45 млн лет и несколько позднее) были тектонически смещены в северном направлении с последующим приращением к Северной Америке [161]. Окраина материка была целостной до эпохи 6 млн лет назад, когда вследствие рифтинга образовался Калифорнийский залив.

Отмеченные геологические связи Калифорнийского полуострова и более северных районов не позволяют резко противопоставлять друг другу эти "террейны". Связи выражаются также и в том, что по юго-западному краю Калифорнийского полуострова простирается глубокий и протяженный позднемиеловой—кайнозойский прогиб, выполненный обломочными породами, достигающими большой мощности, который как бы продолжает систему сходных структур, существующих в более северных районах приокеанической полосы США.

Характерную особенность Мексиканского отрезка Кордильер составляет распространение линейных вулканических поясов. Наиболее крупный из них — Западная Сьерра-Мадре. Пояс имеет "кордильерское" простирание, будучи вытянут на 1300 км. Наибольшее развитие в нем имеют олигоценовые игнимбриты, которые подстилаются вулканоплутоническим комплексом третичного, а отчасти, возможно, и позднемиелового возраста. Все это породы известково-щелочного ряда. На северо-западной периферии Тихого океана подобного рода пояса обозначают зоны разграничения зрелой континентальной коры и коры, еще не достигшей такого состояния. Западная Сьерра-Мадре означает то же самое. Здесь отмечают повышенные значения теплового потока, а мощности коры становятся меньше, сокращаясь на восточной стороне Калифорнийского залива сначала до 20, а затем 15—10 км [275] (рис. 22). Однако в средней части Калифорнийского полуострова мощность коры снова увеличивается до 40 км, что вполне согласуется с представлением о присутствии микроконтинентов в пределах пере-

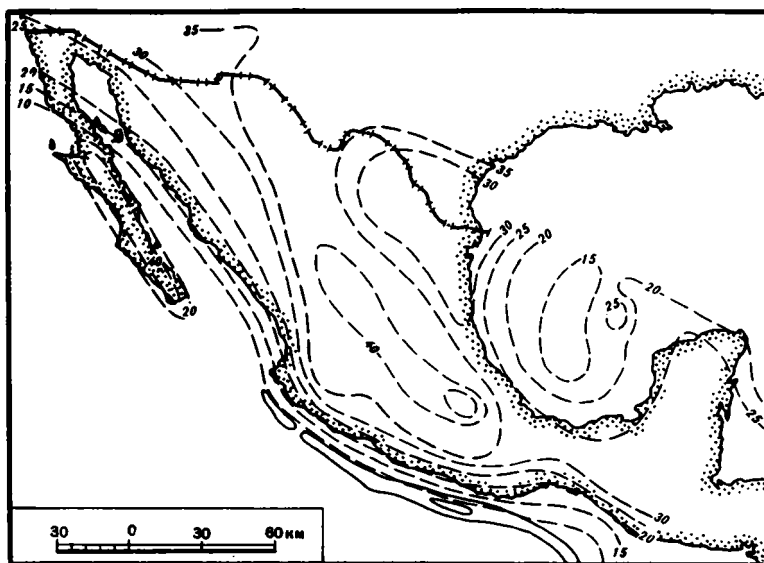


Рис. 22. Мощность земной коры в Мексике [275]  
Изопахиты, км

ходных зон между океанами и континентами. Кстати, геологические разрезы приосевой зоны полуострова (палеозой, ранний мезозой) подтверждают существование континентального фрагмента.

Другой кайнозойский вулканогенный пояс простирается в южной половине Калифорнийского полуострова. Он значительно меньше пояса Западной Сьерра-Мадре.

Южную часть Западной Сьерра-Мадре обрывает Трансмексиканский вулканический пояс, простирающийся поперек кордильерских структур на многие сотни километров. К нему приурочены крупнейшие вулканы Мексики, поднимающиеся выше 5000 м. Породы пояса представлены вулканокластическими образованиями андезито-базальтового состава, в низах разреза в подчиненном количестве имеются риолиты. По петрохимическим особенностям вулканы принадлежат известково-щелочному ряду. Возраст пород: самые верхи олигоцена (30 млн лет) — квартал. Иногда выделяют два цикла вулканизма: олигоцен-миоценовый и плиоцен-четвертичный. Пояс обладает блоковой и сводово-блоковой структурой, линейными и изометричными формами. Тектоническое значение пояса состоит в том, что он разделяет весьма разные по геологической истории части территории Мексики (см. рис. 19) [120]. Севернее пояса расположена область Бассейнов и Хребтов, генетически связанная с обстановкой растяжения земной коры, а к югу, наоборот, наблюдается обстановка сжатия, напоминающая андийскую. Очевидно, что в основании пояса лежит тектонически ослабленная разломная зона, возникшая в кайнозое или, как думают некоторые авторы, даже в мезозое. Во всяком случае, эта зона ограничивает распространение на север Центральноамериканского желоба.

На периферии Тихого океана, как на западе, так и на востоке, известны крупные мезозойские и кайнозойские тектонические или тектономагматические поперечные зоны. Трансмексиканский вулканический пояс — одна из подобных зон.

Общий анализ тектоники и магматизма Мексики дает основание рассматривать большую часть этой территории в качестве составной единицы Кордильерского пояса, его южного отрезка. Соответствующие признаки упоминались выше. Но в то же время этот отрезок специфичен. И связано это в первую очередь с сочле-

нением в Мексике структур Тихоокеанского обрамления, а также Тихого океана, с одной стороны, и палеозойского подвижного пояса, простирающегося сюда от Аппалачей, с другой.

Тектоника Восточной Мексики свидетельствует о становлении здесь континентальной коры в конце палеозоя, т.е. в эпоху герцинского тектогенеза. Но с конца триаса уже начался новый тектонический цикл, состоящий в дифференцированном, контрастном развитии структур, возникших в пределах обширной континентальной окраины. Однако вулканических зон при этом не образовалось. Этот новый цикл завершился мощным ларамийским орогенезом с одновременным становлением на краю материка мощного вулканического пояса Западной Сьерра-Мадре. Область, лежащая к юго-западу от этого пояса, и поныне продолжает находиться в условиях нестабильного тектонического режима. Она является ареной аккреционно-деструктивной тектоники. Характерно, что мезозойские офиолиты занимают крайнее западное положение в этой области. Есть все основания считать, что лежащий восточнее зоны офиолитов Калифорнийский прогиб, заполненный мощными обломочными толщами и вулканитами, является древним глубоководным желобом. Таким образом, Калифорнийский полуостров в кайнозое представлял континентальную окраину типа андийской.

### ПРИМАТЕРИКОВЫЕ ОКРАИНЫ

Соотношение Северной Америки и Тихого океана очень специфично по сравнению с картиной, имеющей место в других секторах Циркум-Тихоокеанского пояса. Только на Аляскинском отрезке и на юге Мексики материковые окраины окаймлены глубоководными желобами, в то время как вдоль всей остальной части Кордильерского сектора фактически имеет место торцовое сочленение Кордильер и структур океанического дна либо косое срезание последних.

Значительное количество геологических и геофизических исследований, раскрывающих структурные черты Алеутского глубоководного желоба и прилегающей к нему подводной материковой окраины, проведено к югу от Аляски. На северном склоне желоба, примерно в 20 км от оси, выделана зона поддвига [196]. Над этой зоной развита серия чешуй с падением надвигов на юг, разбитая взбросами на отдельные блоки. Деформации пород значительные. Ниже зоны поддвига осадки недеформированы. На океаническом склоне желоба развиты нормальные сбросы, возникшие вследствие горизонтального растяжения.

Значительный поддвиг, но, очевидно, более ранний предполагается на о-ве Кадьяк, где под турбидитную толщу раннего маастрихта уходит также турбидитная толща, но раннеэоценового возраста [117]. Если это так, то здесь раскрывается интересный механизм аккреции континентальной окраины.

Маастрихтский комплекс, представленный мощными относительно глубоководными песчано-сланцевыми отложениями, занимает большую северную часть острова. Эти отложения прорывают постааккреционные кварцевые диориты (до тоналитов) с возрастом 59 млн лет (Rb—Sr-метод). Установлено, что отложение, деформация и аккреция комплекса происходили начиная с раннего маастрихта (73 млн лет) в течение 14—15 млн лет. Полоса маастрихта прослежена за пределы острова как на восток, так и на запад на 1500 км. Она параллельна борту Алеутского желоба.

Раннеэоценовый комплекс также мощный, аналогично состоит из песчаников и сланцев. Он протягивается в крайней южной части Кадьяка. Его рвут постааккреционные интрузивы с возрастом 50 млн лет (K—Ar, Rb—Sr-методы). С угловым несогласием комплекс перекрыт олигоценовыми отложениями. Поскольку формирование комплекса началось в раннем эоцене (57 млн лет назад), то его становление, деформация и аккреция заняли 4—7 млн лет (до внедрения плутонов). Подсчитано, что в эти два этапа образовалось больше 70% обширной кадьякской континентальной окраины за последние 75—100 млн лет.

Наряду с поддвигом, что является для данного случая определяющей чертой аккреции (при этом более древние породы, выходящие на севере, более метаморфизованы, включая голубые сланцы), местами устанавливается обдукция эоценовых пород на верхнемеловые с движением на север. В целом в поздне-меловое—палеогеновое время происходило приращение континента за счет тектонического скупивания турбидитных толщ.

Ближе к склону желоба (островной шельф) развиты миоценовые отложения, а на самом склоне глубоководным бурением вскрыты плейстоценовые осадки более 400 м мощностью (скв. 181). На дне желоба разрез наращивается осадками голоцена (125 м, скв. 180). Бурение дало основание заключить, что желоб в этой части очень молодой и что осадки в нем накапливались с большой скоростью.

Алеутский желоб, сопровождающий Алеутскую островную дугу, в тылу которой лежит краевое Берингово море, является крайней северной частью сложной системы подобных структур, столь характерной для запада Тихого океана. Тем самым устанавливается непосредственная тектоническая связь между Южной Аляской и структурами Северо-Востока СССР по крайней мере с палеоцена, когда начали образовываться Алеутская дуга и, вероятно, глубоководный желоб.

Что касается Берингова моря, то его мелководная область занята продолжениями материковых структур, а южная часть — глубоководными котловинами (Аляскинской и Командорской) и палеодугами (Бауэрса и Ширшова). Море занимает межматериковое положение, что и определяет его геодинамические особенности. Изменение взаиморасположения материковых масс вследствие их движения вызывало перераспределение геодинамических полей и формирование структур типа глубоких впадин, с одной стороны, и вулканических дуг — с другой. Структуры сжатия отражаются в надвигах, а структуры растяжения — в рифтинге (Командорская котловина и др.). С этих позиций Берингово море еще нуждается в дополнительном изучении.

Тот факт, что структуры Кордильер и океанического дна находятся в торцовом сочленении либо расположены под косым углом, уже свидетельствует о тектоническом несогласии между этими структурами. В настоящее время ясно, что здесь имеют место крупные пологие надвиги континентальных литопластин на океаническую кору, а кроме того, широко развиты крупные сдвиги кордильерского простираения. И те, и другие в основном очень молодые, хотя среди сдвигов существуют и такие, которые закладывались еще в палеогене. Фиксируются также значительные разломы — сбросы, особенно вблизи континентального склона.

О торцовом сочленении свидетельствует в первую очередь притыкание к структурам Кордильер субширотных разломов-гигантов, простирающихся в северо-восточной части Тихого океана. Уже очень длительное время обсуждается вопрос, прослеживаются ли эти разломы на материке. Есть основание считать, что некоторые из них могут не столько прослеживаться, сколько просвечиваться в структурах перекрывающей их утоненной континентальной окраины, хотя бывают случаи, когда на простирании океанических разломов лежат поперечные разломы на материке. Но как бы то ни было, торцовые взаимоотношения океанических и кордильерских структур — безусловный факт.

Надвиги литопластин Кордильер на океаническую кору отмечаются в ряде мест (см. рис. 14). По структурным соображениям несомненно их широкое распространение вдоль всей окраины Канады и США. Шельф на тихоокеанской окраине Северной Америки, как правило, узкий. Лишь в некоторых местах структуры суши простираются под водой на расстояние около 100—200 км. Одно из таких мест — зона, примыкающая к Южной Калифорнии, где уже давно известно распространение глубоких кайнозойских впадин и разделяющих их поднятий, продолжающих структуру прилегающей части континента. На суше впадины нефтегазоносны (Вентура, Санта-Мария, Лос-Анжелес и др.) Однако средняя ширина материковой отмели от Калифорнии до Канады составляет всего лишь около

10 миль. У берегов Канады и Аляски шельф снова становится шире. Материковый склон на картах обычно выражен резким сгущением изобат. За ним лишь иногда выявляются линейные прогибы, но не очень протяженные и глубокие, что их отличает от атлантических структур типа материкового подножия.

Совершенно особой является структура Калифорнийского залива. Она имеет двойственную характеристику: с одной стороны, это часть позднекайнозойской тектонической зоны приокеанической окраины, ее важный деструктивный элемент, а с другой — продолжение осевой спрединговой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Глубина залива до 3292 м, протяженность 1240 км, ширина до 220 км. Западный борт впадины крутой, скалистый, здесь практически нет шельфа. Структура сформировалась в результате рифтинга с утонением коры до 10 км и менее. Рифтовая система, ступенчато расчлененная многочисленными косыми разломами, проходит по центральной части залива. В заливе было проведено глубоководное бурение и изучались сульфидные скопления, образованные гидротермами. Наиболее древние отложения, вскрытые скважинами, имеют раннеплиоценовый возраст (3,5—4 млн лет). Местами среди осадков встречаются пиллоубазальты и силлы долеритов. В рифтовой зоне осадки не древнее позднечетвертичного возраста. Мощность пройденных бурением толщ в одном случае 630 м, а в других в 1,5—2 раза меньше.

Что касается Центральноамериканского желоба, частично входящего в мексиканскую окраину, то о нем будет речь в следующей главе.

#### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Северо-Американские Кордильеры, простирающиеся на огромное расстояние, как можно было видеть по особенностям структуры и тектонической эволюции, расчленяются на четыре крупных отрезка: Аляскинский, Канадский, Невадийский и Мексиканский. Хотя каждый из этих отрезков индивидуален, но некоторые тектонические черты оказываются для них общими. Это может относиться как к двум соседним отрезкам, так и к Кордильерам в целом. Однако самое важное, что Кордильерский складчатый пояс как таковой реально существует и, следовательно, можно проследить процессы и этапы его становления.

Весьма большой интерес, особенно с точки зрения подхода к проблеме времени существования на Земле Тихого океана, представляют данные о докембрийской и палеозойской истории запада Северо-Американского континента. Что касается докембрия, то в пределах Невадийского и Канадского отрезков имеются геологические свидетельства рифейского раскалывания кристаллического фундамента западной части Северо-Американского континента с раздвигом древних блоков и образованием межблоковых прогибов с большой амплитудой прогибания, заполнявшихся мощными, преимущественно осадочными, толщами. Термин "рифтинг" является наиболее подходящим для обозначения этого процесса.

Часть фрагментов кристаллических структур сохранилась, другая рассеялась. Зафиксированные простирания пород фундамента обычно дискордантно секутся более молодыми. Но рифейские простирания в общем согласуются с циркумтихоокеанскими. В частности, это непосредственно видно на юге Мексики, где такое простирание имеют как позднедокембрийские, так и раннепалеозойские структуры.

В Канаде и на севере США на рубеже около 750 млн лет назад определился режим крупного перикратонного опускания, который в общем соответствовал режиму пассивной океанической окраины. Однако на рубеже докембрия и раннего палеозоя рифтинг возобновился, хотя и на короткое время (группа Хэмил), после чего в восточной половине современного Кордильерского горного пояса надолго установились условия пассивной континентальной окраины, где вследствие длительного прогибания накопились мощные в значительной степени известняковые и доломитовые серии.

Такова кажущаяся предпочтительной трактовка тектонической эволюции запада Северной Америки в рифее, но есть и другая, согласно которой супергруппа Уиндермир имеет рифтовое происхождение [140]. В этом случае оказывается, что на окраине материка процесс рифтинга продолжался около 1 млрд лет (1600—550 млн лет). Если иметь в виду динамику тектонических процессов на Земле в неогее, то такое построение не представляется вероятным.

Мощности по преимуществу карбонатных палеозойских толщ поодаль от древнего платформенного ядра достигают 10-километровых величин, притом в особенностях их изменения с запада на восток, а также в соответствующей литологической изменчивости в ряде мест устанавливается закономерная последовательность тектонических обстановок: шельф, материковый склон, материковое подножие. Океаном могла быть только палео-Пацифика.

Устойчивая окраинно-континентальная седиментация закончилась в раннем карбоне, когда разыгралась мощная антлерская орогения, начавшаяся еще в позднем девоне. Одним из важнейших событий этого этапа развития считается крупное горизонтальное перемещение западных кордильерских аллохтонов на восток по надвигу Робертс-Маунтин. Можно заключить, что в среднепалеозойскую орогеническую эпоху окраина Северо-Американской платформы подверглась мощному давлению с запада. Подобная геодинамическая ситуация неоднократно возникала и позднее, следствием чего в конечном счете и явилось образование Кордильерского пояса. Мы еще будем к этому возвращаться.

В особой геодинамической обстановке находилась область Северной Аляски. Очень вероятно, что в рифее и фанерозое в Арктике существовали участки крупного, но дифференцированного прогибания, расположенные по периферии древних платформенных блоков, сконцентрированных в этой части Земли. Вероятно, эти участки имели видоизмененный сиалический тип коры, местами разрушавшийся в ходе прогибания до образования симатического субстрата. Область Северной Аляски, в частности хребет Брукса, вписывается в такую своеобразную тектоническую обстановку. Платформенных блоков, хотя и совершенно различных по размерам, здесь достаточно много. Самые главные из них — Северо-Американская, Сибирская и Гиперборейская платформы.

На юге США и в Мексике геодинамическая обстановка в рифее и палеозое была также специфичной, что определялось сочленением здесь Кордильерского и Уачитского подвижных поясов. Процессы позднедокембрийского и кембрийского рифтинга были в этом районе особенно напряженными, что привело к образованию сложнодифференцированной структуры коры. Южная окраина Северо-Американской платформы, меняясь во времени, носила пассивный характер. Такой ее тип сохранялся до среднего карбона.

Очень сложную структуру и эволюцию имеет западная часть Кордильер. В целом это мощная аккреционная зона. Приблизительное положение западной границы распространения континентальной коры определяется рвом Скалистых гор в Канаде и центральными районами гор Сьерра-Невады. За этой границей простираются аллохтонные комплексы, представленные сначала островодужными сериями, а на некотором удалении — океаническими. Такие соотношения имеют место на юге Канады и северо-западе США.

В Сьерра-Неваде установлен интересный разрез, где поверх ордовикско-силурийских океанических образований, перекрытых меланжем, с угловым несогласием залегают верхнедевонские—нижнекаменноугольные островодужные комплексы. Обращает на себя внимание факт тектонической деформации в океанической коре, а также образование тектонически расслоенной структуры в доконтинентальную стадию развития земной коры. Островодужные комплексы включают вулканогенно-кремнисто-обломочные серии, андезитовые лавы, агломераты и туфы. Базальной толщей — редкий пример в геологии островных дуг — служат относительно

глубоководные грубообломочные пелитовые и кремнистые породы. Близость океанического бассейна здесь несомненна.

Новая орогеническая эпоха в Западной Сьерра-Неваде, называемая Сонома и устанавливаемая по надвиговым и чешуйчатым структурам, пришлось на позднюю пермь — ранний триас. Доказано, что литопластины океанической коры перекрыли верхний палеозой, несогласно лежащий на антлерском структурном комплексе. Очень ясно тектоническое скучивание палеозойских океанических и островодужных комплексов, а также комплексов пассивной окраины фиксируется на юге Канадского отрезка Кордильер. Наблюдаемый здесь аккреционный ансамбль охватывает образования среднего палеозоя — перми или раннего мезозоя, а в случае окраинно-материковых зон — позднего докембрия — перми.

Южноалаяскинские структуры включают мало признаков, по которым можно судить о палеозойской истории региона. Однако имеющиеся в отдельных разломных структурах выходы офиолитовых и известково-щелочных палеозойских пород позволяют считать, что здесь должны были существовать условия активной континентальной окраины: краевые моря и островные дуги.

Территория Восточной Мексики обрела тектонически расслоенную континентальную кору в орогеническую эпоху конца палеозоя, когда на структуры пассивной континентальной окраины были надвинуты литопластины океанической коры пояса Уачита и когда аккретировали комплексы вулканической дуги, существовавшей в позднем палеозое в северо-восточной части этого региона.

Если брать Кордильеры в целом, то при всех различиях четырех составляющих их крупных отрезков выявляется общая черта, заключающаяся в развитии в палеозое вдоль их тихоокеанской стороны островных, преимущественно вулканических, дуг и палеоокеанических бассейнов. Этот геологический вывод имеет принципиальное значение для оценки продолжительности существования Тихого океана.

Остановимся далее на проблеме террейнов, перемещенных со своих первоначальных мест на большие расстояния и примкнувших к материковой окраине. Таковые существуют и могут достигать больших размеров. К ним, по-видимому, принадлежат такие террейны, как Александер, Врангелия, Кламат, вероятно, Калифорнийский полуостров. Они характеризуются разрезами, резко отличными от окружающих геологических формирований шовным типом сочленения с ними. Различаются они и между собой. Имеются доказательства двухэтапного причленения к материковой окраине террейнов Александер и Врангелия: сначала, в среднем карбоне, они соединились друг с другом, а затем, в позднем мезозое, эта масса причленилась к материковой окраине.

Террейн Кламат обладает широким развитием палеозойских, в том числе кембрийских, офиолитов, занимающих его восточную часть. Это лишний аргумент в пользу присутствия на востоке Тихого океана раннепалеозойских структур с симатической корой. Канадские геологи убеждены, что таким же террейном-мигрантом является и блок Стикиния.

В целом получается, что в аккреционном процессе на западе Кордильер, начавшемся в палеозое, участвовали как периокеанические образования, так и различного рода экзотические массы. Однако представление о преобладающей роли последних резко преувеличено.

В результате чрезмерного увлечения идеей о коллаже террейнов оказываются затушеванными многие важные историко-геологические события, особенно происходившие в мезозое. Но невадская орогенция, охватывавшая, по классическим представлениям, позднюю юру и ранний мел, фиксируется в Кордильерах очень четко. Именно в эту орогеническую эпоху произошло образование аккреционного ансамбля на юге Канады, где в триасе и юре (в западной части) продолжалось позднепалеозойское развитие океанических и островодужных комплексов.



Ситуация, похожая на современную филиппинскую (У. Гамильтон), в триасе и юре существовала в пределах Сьерра-Невады. Имеющиеся данные свидетельствуют, что невадская орогения проявилась неравномерно. Наиболее мощной она была в северной части Сьерра-Невады, тогда как южнее проявление ее оказалось намного слабее. Поскольку такое явление имеет место в классическом районе развития невадид, оно представляет общетектонический интерес.

Ярким проявлением мезозойского тектонического цикла на Аляске явилось оформление внутренней впадины Юкон-Коюкук с симатическим субстратом. Произошло это в конце раннего мела. Вынесенные на поверхность литопластины сложены офиолитами, имеющими возраст от девона до юры. Таким образом, раскрытие данного палеоокеанического бассейна относится к среднему палеозою. Напрашивается явная аналогия с развитием Колымо-Индибирской палеоокеанической впадины. Выше уже говорилось о деструктивных процессах как причине подобных явлений в Арктической области.

На Южной Аляске для мезозоя устанавливается режим островных дуг и краевых морей, продолжившийся в кайнозое. Невадская орогения в современных работах для этого региона не указывается.

Наиболее отчетливо мезозойский цикл тектонического развития проявлен в Восточной Мексике. Его начальной фазой явилась поздне триасово-среднеюрская эпоха, когда раздробление субстрата, совпадающего по времени с распадом Северной Америки и южных континентов, привело к образованию грабен-горстовой структуры. Однако с поздней юры здесь началось общее прогибание земной коры, сопровождавшееся накоплением морских и в меньшей мере эвапоритовых толщ. Регрессия наступила в кампане—маастрихте. Ларамийским орогенезом все эти комплексы были деформированы, местами (Восточная Сьерра-Мадре) весьма интенсивно.

На крайнем западе Мексики в мезозое (п-ов Вискайо и прилежащие острова) в позднем триасе — среднем мелу существовали океанические бассейны, островные дуги и глубоководные желоба. Даже если соответствующие комплексы были сюда механически придвинуты вдоль континентальной окраины (с юга), их присутствие с точки зрения аккреционной тектоники весьма симптоматично.

Для Кордильер, как и для Тихоокеанского кольца вообще, характерно распространение глубоких линейных поздне меловых—кайнозойских прогибов, расположенных в тыловой части офиолитовых и вообще палеоглубоководных зон. К ним относятся прогибы запада Калифорнийского полуострова, Грейт-Вэлли, Якатага на Аляске и некоторые другие. Высказывалась точка зрения, что это засыпанные осадками глубоководные желоба [45].

Ларамийский орогенез — ярчайший феномен обширной восточной полосы Кордильер. Он вызвал многочисленные надвиги с образованием очень сложных чешуйчатых структур, сформировавших Скалистые горы. Давление на массы происходило с запада на восток.

Кайнозой был временем периодически проявляющихся орогенических движений, образования в основном молассоидов, относительно слабого проявления аккреционной тектоники и интенсивного проявления деструктивного тектогенеза.

Конец позднего кайнозоя отмечен крупным надвигом континентальной массы на океаническое ложе. Если предшествующие орогении — антлерская, сонома, невадская и ларамийская — характеризовались движением масс с запада на восток, то движение континента в обратном направлении свидетельствует о резком изменении геодинамической обстановки в данном регионе. Причины этого не ясны.

В становлении зрелой континентальной коры в зоне Кордильер важная роль принадлежит внедрению гранитоидов, массивы которых в Кордильерском поясе достигают огромных размеров. Главная полоса их распространения лежит в западной части пояса, но батолит Айдахо выдвинут на восток. Можно считать, что западные гранитоидные массивы сопряжены с окраиной мезозойской аккре-

ционной зоны. Возрастные датировки имеют значительный диапазон. В центральной Сьерра-Неваде возраст плутонов (тоналиты, кварцевые диориты и др.) 146 и 151 млн лет (U—Pb-метод) [221]. Но здесь же имеются и раннемеловые даты. В огромном батолитовом поясе Южной Калифорнии и Западной Мексики вдоль полосы, прилегающей к Тихому океану, возраст плутонов 145—95 млн лет, а в восточной части пояса — 80 млн лет (Pb, U—Pb, Rb—Sr-методы) [155]. Большой разброс датировок имеется в Береговом батолите Канады. Этот факт настолько осложняет картину становления Берегового батолита, что нельзя сказать с определенностью, когда внедрилась основная его масса. Предположительно это было в юре и мелу. Так по крайней мере писали Д. Роддик и В. Хатчисон в 1974 г. [235].

В то же время ряд авторов, анализируя распространение разновозрастных гранитоидов, отмечают омоложение их возраста в восточном направлении. Это сходно с тем, что, как будет показано ниже, имеет место в Андах, хотя тектоническая эволюция последних имеет мало общего с Кордильерами. Управляющий этим глубинный процесс является трудной проблемой. Как и в случае крупных орогений, в частности ларамийской, можно предположить, что вследствие возникновения мощного давления со стороны тихоокеанских литосферных масс происходило субгоризонтальное тектоническое расслоение смежной литосферы с прогрессивным продвижением литопластин на восток, благодаря чему создавались все новые геодинамические условия, благоприятные для гранитоидного магматизма.

В настоящее время узкий гранитоидный пояс Кордильер простирается на многие тысячи километров. Подходя эмпирически, нельзя не признать целостности этого феномена. В то же время, как и сами Кордильеры, пояс гранитоидов неоднороден по простиранию и требует его углубленного дифференцированного рассмотрения. Во всяком случае, в его пределах несомненно присутствие гранитоидов: а) связанных с эволюцией притихоокеанских островных дуг; б) принадлежащих вулканоплутоническим поясам окраины материка; в) контролируемых тектоническими линейными элементами, имеющимися на континенте; г) приуроченных к шовным структурам на стыках аккреционных комплексов и др. Подобный анализ несомненно должен привести к более определенным палеогеодинамическим реконструкциям.

Столь же важна и проблема офиолитов. Сравнительный анализ офиолитовых комплексов Калифорнии, Аляски и Северо-Востока СССР выполнен в работе А.А. Пейве [56]. Существенно отметить, что раннепалеозойские офиолиты имеются по обе стороны океана (Клават, Пенжинский кряж). То же относится и к мезозойским офиолитам (Калифорния, Эконайская и Майницкая зоны Корякии). Можно добавить, что палеозойские офиолиты обрамления впадины Юкон-Коюкук на Аляске могут соответствовать офиолитам обрамления Колымо-Индибирской впадины. Все эти сопоставления необходимо принимать во внимание при анализе тектонической эволюции Северной Пацифики.

Офиолиты в сочетании с островодужными сериями — один из важнейших индикаторов аккреционного типа континентальных окраин. Им сопутствуют обычно образования краевых морей и глубоководных желобов. Весь этот структурный набор периодически существовал на дальней периферии Северо-Американского материка, по крайней мере начиная с палеозоя. В то же время параллельно вдоль ближней периферии кратона прослеживаются зоны перикратонных опусканий, включающие отложения шельфа, материкового склона и даже материкового подножия. В целом получается картина возможного времени сочетания в пространстве типов пассивной и активной окраин в их полном развитии. Подобная ситуация в настоящее время наблюдается на юго-западе Пацифики. Если приведенное построение справедливо, то выясняется существенная структурная особенность геологического прошлого.

Во всем этом можно было бы иметь большую уверенность, если бы не существовало такого явления, как коллаж террейнов, который сильно осложняет

палеотектонические реконструкции. Однако, по имеющимся данным, все же нельзя этим мигрантам приписывать определяющую роль в структурообразовании Кордильер, и поэтому указанная выше особенность эволюции континентальной окраины в основе, очевидно, верна<sup>1</sup>. В этом случае прогиб материкового подножия одновременно являлся и задуговым бассейном.

Многое предстоит еще сделать, чтобы уяснить палеогеодинамические условия запада Северной Америки. Если местоположение и конфигурацию современных островодужных комплексов можно связать с влиянием вращения Земли, то для кордильерской активной окраины это сделать трудно, даже при допущении иной в прошлом пространственной ориентировки кратона. Приходится считать, что Кордильерский островодужный пояс носил все же иной структурный характер по сравнению с Западно-Тихоокеанским.

Модель тектонической расслоенности литосферы может прояснить многие стороны механизма аккреционной тектоники Кордильер. Ясным указанием на такой механизм служит упоминавшийся выше пологий и значительный по амплитуде надвиг современной окраины материка на океаническое ложе. Должна идти речь также и о поддвигах океанических литопластин. В частности, ксенолиты из пород, слагающих миоценовую вулканическую трубку, находящуюся в центральной части батолита Сьерра-Невады, свидетельствуют о присутствии в его основании океанической коры [141]. Это происходит на расстоянии свыше 200 км от современного берега Тихого океана. Большие возможности для построений в духе учения о тектонической расслоенности литосферы открывают геофизические трансекты, выполненные на западе США и Канады вкрест простираения Кордильер.

### ГЛАВА ТРЕТЬЯ АНДИЙСКИЙ СЕКТОР

Тектоническое обрамление Тихого океана в его юго-восточном секторе представляют Анды, а также полоса океанической окраины, простирающаяся до Перуанско-Чилийского желоба. Давно подмечено, что здесь наблюдается наибольший размах рельефа поверхности Земли — 14—15 км.

Анды простираются от северных районов Колумбии до Огненной Земли на огромное расстояние — 9000 км. К западу от Карибских хребтов, занимающих север Венесуэлы, лежит крупный и особый по своему строению блок земной коры, отделенный от них субширотным разломом-сдвигом Ока. С юго-запада этот блок также ограничен разломом-сдвигом Санта-Марта. Последний простирается субмеридионально, так что оба разлома образуют почти прямой угол. От этого углового блока и уходят на юг Анды. Островная дуга Скотия представляет естественное структурное ограничение на юге.

С востока вдоль Анд, на стыке с Южно-Американской платформой, простирается линейная система глубоких краевых прогибов, выполненных мощнейшими кайнозойскими отложениями, местами хорошо разбуренными в связи с поисками нефти. Они и представляют восточное тектоническое ограничение Юго-Восточного сектора Тихоокеанского пояса, по крайней мере большей его части.

Андийский горный пояс по простираению распадается на относительно узкие и весьма протяженные хребты — кордильеры, разделенные горными плато, лаво-

<sup>1</sup> Кстати, в работе [201] говорится о существовании в девоне—перми (интервал 200 млн лет) единой вулканической островной дуги, простиравшейся вдоль западной полосы Кордильер США, впоследствии распавшейся на ряд разобщенных террейнов: Северной Невады, восточной части Кламата, Билк-Крик, Гриндстон и Чиллибек.

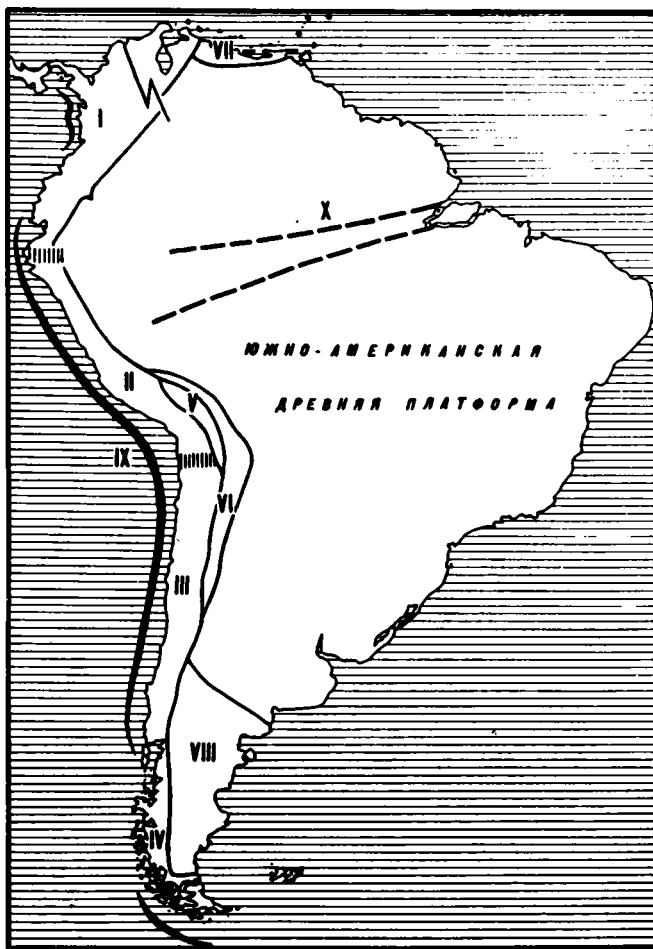


Рис. 23. Юго-восточный сектор тихоокеанской окраины

Анды, отрезки: I — Колумбийско-Эквадорский, II — Перуанский, III — Чилийско-Аргентинский, IV — Патагонский; V — плато Альтиплано; VI — Боливийские Анды; VII — Карибская покровно-складчатая система; VIII — Патагонская эпипалеозойская платформа; IX — Перу-Чилийский желоб; X — Амазонская система глубинных разломов

выми полями и межгорными депрессиями, обычно очень глубокими. Чаще всего в поперечном профиле через Анды обособляются три кордильеры, но на некоторых отрезках выделяются две. Вытянутую вдоль восточной полосы Анд и протягивающуюся на тысячи километров зону современных вулканов часто называют Высокими Андами. Высшая точка Анд — вершина Аконкагуа (6960 м), расположенная в Аргентине близ границы с Чили.

Анды представляют исключительный интерес для тектонического изучения. Очень многими исследователями юго-восточный сектор обрамления Тихого океана интерпретируется как особый тип континентальной окраины, называемый андийским. Его главным свойством является то, что на границе океан—континент отсутствует структурный комплекс островных дуг, хотя и существуют продольный внутриконтинентальный пояс мощного вулканизма (Высокие Анды) и глубоководный желоб. Приконтинентальный склон желоба служит одновременно материковым склоном.

Геологическая изученность Анд существенно неравномерна. Кроме того, в связи с постоянным появлением новых фактов и под влиянием мобилистских идей, ставших чрезвычайно популярными, региональные трактовки здесь нередко пересматриваются. Но несмотря на все это, основные черты геологии выступают довольно ясно.

Тектоника Анд, орографически целостных, по простиранию существенно меняется. По особенностям строения в них выделяются Колумбийско-Эквадорский, Перуанский, Чилийско-Аргентинский и Патагонский отрезки (рис. 23).

### КОЛУМБИЙСКО-ЭКВАДОРСКИЙ ОТРЕЗОК

В Колумбии различаются три кордильеры: Восточная, Центральная и Западная (рис. 24).

Восточная Кордильера возвышается над краевым прогибом, к востоку от которого простирается Южно-Американская древняя платформа. С запада Восточную Кордильеру ограничивает глубокая межгорная впадина Магдалена, выполненная мощными отложениями кайнозоя (до 9000 м).

Как уже отмечалось, на севере Анды срезаются субмеридиональным разломом Санта-Марта, отделяющим особый блок земной коры, углом вдающийся в пространство между Колумбийско-Эквадорским отрезком Анд и системой Карибских хребтов севера Венесуэлы. В пределах этого угла [174, 112] широко развиты палеозойские образования, выходы которых простираются в общем соответствии с направлением сторон угла. Они прорваны массивами гранитоидов раннепалеозойского, а в вершине угла не древнее позднеюрского возраста. Большей частью это метаморфизованные осадочные породы, которые местами включают докембрийские метаморфиты. Палеонтологически обосновываются отложения нижнего палеозоя (кембрий, ордовик), имеющие, судя по описаниям, шельфовую природу. В конце ордовика эти отложения были деформированы в складки субмеридионального простирания, что подтверждается данными о возрасте магматических пород и времени метаморфизма:  $413 \pm 30$  и  $485 \pm 25$  млн лет (K—Ag и Pb—Sr-методы) [174]. Силурийские отложения отсутствуют, но есть указание на существование верхнедевонских или нижнекаменноугольных пород, также складчатых и метаморфизованных.

В пределах Восточной Кордильеры, занятой почти сплошь меловыми отложениями, палеозойские породы почти не выходят на поверхность, почему и важны вышеприведенные сведения. Позднепалеозойская орогения подчеркивается распространением в Восточной Кордильере красноцветов и вулканитов, формировавшихся в интервале триас — ранний мел.

Меловые отложения, представленные здесь морскими терригенными толщами, формировавшимися за счет размыва Гвианского щита, с одной стороны, и поднятия в пределах Центральной Кордильеры — с другой, достигают многокилометровой мощности (трог Богота). Выделяются апт-альбские и верхнемеловые, в том числе туронские и коньякские, отложения. На поздний мел приходится максимум распространения моря. В позднем маастрихте и палеоцене существовали уже параличские фации и происходило угленакопление. Меловые породы неоднократно подвергались складчатости и разрывообразованию. Особенно значительным был Андийский орогенез, приходящийся на миоцен. С этого времени и началось образование Восточной Кордильеры, причем поднятие ее, возможно, продолжается и в настоящее время.

Восточная Кордильера надвинута на располагающийся перед ее фронтом краевой прогиб (бассейн Льянос). С юга к Восточной Кордильере по крупному разлому с правосторонним смещением примыкает значительный по размерам массив Гарсон, сложенный гранулитами докембрия. Разлом полностью срезает Восточную Кордильеру, а на юге частично и Центральную Кордильеру. Сдвиговое смещение

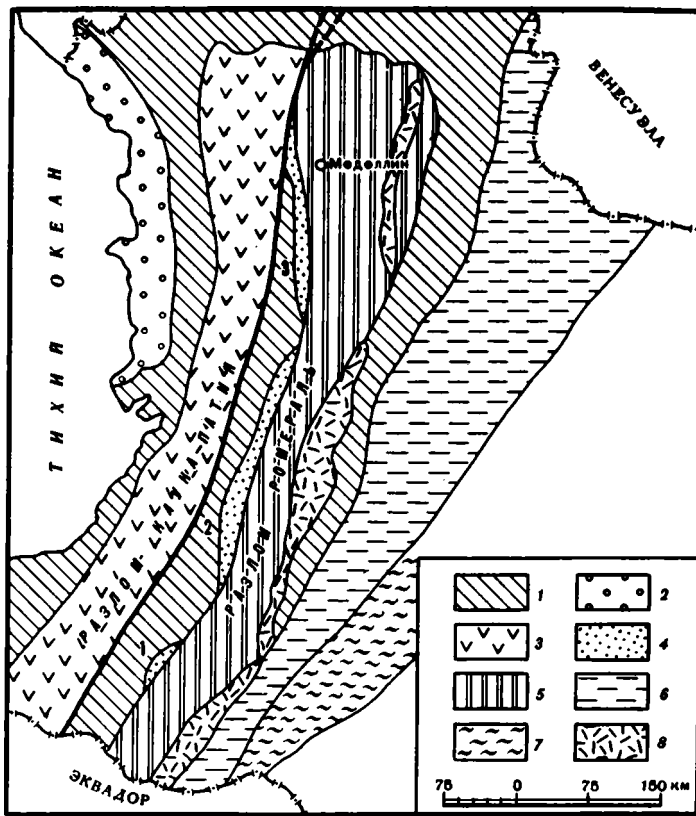


Рис. 24. Геологическая схема Колумбии [101]

1 — кайнозойские отложения; 2 — океанические породы Берегового хребта; 3 — верхнемеловые вулканы и осадочные отложения Западной Кордильеры; 4 — океанические разрезы зоны Амайме; 5 — палеозойский сланцевый пояс Центральной Кордильеры; 6 — многогеосинклинальные отложения и вулканы Восточной Кордильеры; 7 — докембрийский кратон; 8 — юрские батолиты Центральной Кордильеры. 1—3 — офиолитовые комплексы Лос-Асулес, Гинесбра, Каука соответственно

по нему имеет, вероятно, очень большую амплитуду. Массив Гарсон — фрагмент фундамента Южно-Американской платформы, что и подтверждает возраст слагающих его пород: одна группа значений  $1300 \pm 100$  и  $1205 \pm 60$  млн лет, другая —  $945 \pm 36$  и  $940 \pm 32$  млн лет [100].

Все приведенные сведения показывают, что в основании Восточной Кордильеры с докембрия существовала материковая кора. Это была мобильная периферическая часть древней платформенной структуры с формированием мощных толщ, свойственных материковой окраине.

Центральная Кордильера по сравнению с Восточной имеет существенно иное строение. Ее ограничениями служат впадина Магдалены на востоке и крупный разлом Ромераль на западе, за которым простирается впадина Каука. Центральную Кордильеру отличает прежде всего широкое распространение сланцевых серий (в том числе графитовых сланцев) палеозойского возраста, прорванных крупными телами гранитоидов. Последние вытянуты в общем соответствии с простиранием Кордильеры. Среди гранитоидов выделены две генерации: одна (основная) 110—160 и другая 50—100 млн лет. На юге и в центральной части Кордильеры распространены значительные поля плиоцен-четвертичных вулканитов. Очень важно отметить, что вдоль западного фаса Кордильеры, особенно вдоль разлома

Ромераль, распространены офиолиты [101]. С ними ассоциируются метаморфиты, образовавшиеся в условиях высоких давлений и невысоких температур. Соответствующий пояс прослеживается на 600 км, ширина его 20—40 км.

Офиолиты включают разнообразные породы. Характерен массив Гинерба. Он состоит из перидотитов, слоистых и кумулятивных габбро, диабазовых даек, метабазальтов и плагиогранитов. Существенно, что контакт между ультраосновными породами и норитами постепенный, причем нориты часто содержат дайки диабазов и плагиогранитов. Ультрабазиты и габброиды перекрываются структурно согласно метабазальтами. Упомянутые породы интерпретируются как основание серии толейтовых базальтов с обширными горизонтами пиллоу-лав, которые по химизму близки срединно-океаническому типу.

Возраст габбро одного из офиолитовых массивов  $126 \pm 12$  млн лет. Возраст гранитоидного массива, прорывающего формацию,  $113 \pm 10$  (K—Ag-метод) и (min)  $99 \pm 4$  млн лет. (Rb—Sr-метод). Однако отмечается, что отложения с фауной баррема перекрывают офиолиты. Обычно на картах возраст офиолитов показывается мезозойским, без уточнения. Породы интенсивно тектонизированы. Характерна напряженная складчатость с разрывами и срывами по надвигам.

Западная Кордильера — основная зона развития офиолитов в Колумбии. С востока Кордильера ограничена кайнозойской впадиной Каука, а с запада к ней примыкает крупный (700 км) также кайнозойский прогиб Аtrato — Сан-Хуан.

На схеме в работе, специально посвященный геологической истории меловых офиолитовых комплексов Колумбии [112], территория Западной Кордильеры показана как зона сплошного развития мезозойских офиолитов. Лишь в нескольких местах ее прорывают совсем молодые (8—13 млн лет) гранитоиды. Плутонические породы более древнего возраста (34—49 млн лет) протягиваются по западному фасу Кордильеры в ее северной части. Многочисленные поперечные профили иллюстрируют сложнейшие деформации распространенных здесь разнообразных пород. В пределах всей этой тектонической зоны установлены два крупных покрова: верхний (Рио-Калима), занимающий большую площадь, и нижний, подразделяющийся на две самостоятельные единицы (рис. 25). Все породы по возрасту укладываются в интервал баррем—маастрихт. Для верхнего покрова намечается следующая последовательность пород: перидотиты, базальты, долериты, кремни, пиллоу-базальты, массивные базальтовые потоки, агломераты, кремнистые известняки, крупнозернистые песчаные турбидиты. Последние имеют мощность около 3000 м, а офиолиты — порядка 2 км (без ультрабазитов).

В одной из единиц (окно Лобогуэрреро) нижнего покрова выделяются базальты, долериты, граувакки, пиллоу-базальты и тонкослоистые турбидиты, в другой (Рио-Дагуа и Дабейба-Урамита) — базальты, долериты, кремни, известняки, сланцы и тонкие турбидиты. Видимая мощность офиолитов 1—2 км, приблизительно столько же и турбидитной части разрезов. Становление покровов произошло в позднем сенеоне — раннем палеоцене. Но некоторые надвиги, осложнившие структуру, сформировались в постэоценовое время.

На крайнем западе Колумбии от границы с Панамой отходит вулканический пояс Серрания-де-Гаудо, простирающийся вдоль побережья Колумбии на 300 км. Он интерпретируется как третичная вулканическая дуга.

Западная Кордильера и разлом Ромераль прослеживаются на юг, в Эквадор до залива Гуаякиль [149]. Южнее ситуация несколько меняется: здесь расположена область разграничения Колумбийско-Эквадорского и Перуанского отрезков Андийского горного пояса.

Развитые по соседству с разломом Ромераль позднемеловые интенсивно деформированные образования, перекрывающие мафический фундамент и представленные переслаиванием основных лав и туфов, рассматриваются как образования вулканической дуги. С запада от этой дуги распространены морские осадочные вулканокластические отложения сопредельного с дугой бассейна.

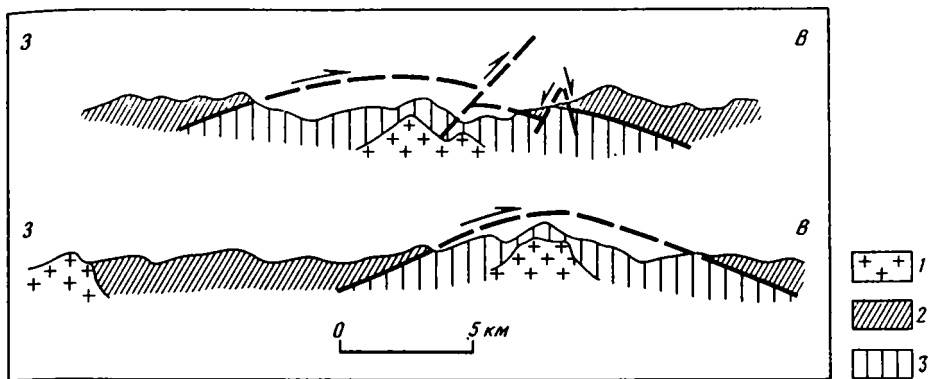


Рис. 25. Упрощенные поперечные профили через Западную Кордильеру Колумбии [112]  
 1 — плутонические породы; 2 — верхний покров (Калима); 3 — нижний покров (Рио-Дагуа)

Для характеристики тектонической истории этой части Эквадора существенно отметить распространение на северном побережье залива Гуаякиль позднеэоценовых олистостром.

Очень важную особенность геологии Эквадора и Северо-Западного Перу по сравнению с Колумбией составляет простирающийся с севера на юг наложенный мощный пояс позднекайнозойского—современного вулканизма, образующий Высокие Анды. В Колумбию (Центральная Кордильера) он продолжается в виде отдельных "пятен", в самом северном из которых ( $4^{\circ}51'$  с.ш.) находится вулкан Невада-дель-Руис, извержение которого 13 ноября 1985 г. вызвало трагические последствия для населения (погибло более 20 тыс. жителей его окрестностей).

С востока этот вулканический пояс сопровождает пояс метаморфит, в котором выделяются палеозойские(?) метаморфические породы, занимающие южную половину пояса, и меловые, метаморфизованные в кайнозое, развитые в его северной половине [149, 150]. В средней части пояса встречаются и те, и другие вместе.

Восточное окаймление Анд в Эквадоре — склон Южно-Американской платформы, где особенно мощного развития достигают позднеюрские—раннемеловые континентальные отложения (4500 м). В конце раннего мела начали формироваться мелководно-морские толщи, типичные для пассивной континентальной окраины. В позднем мелу устанавливается зона шельфа, западнее которой существовали условия континентального подножия. Отвечающие ему тонкозернистые обломочные терригенные отложения в маастрихте — начале палеогена были деформированы и метаморфизованы (низкая степень).

Таким образом, Колумбийско-Эквадорский отрезок Анд по простираению распадается на две продольные зоны. Одна из них, восточная, на протяжении фанерозоя представляла собой мобильную окраину материка, и здесь в течение длительного времени формировались комплексы пород, идентифицируемые как шельфовые, материкового склона и материкового подножия. Эта зона включает Восточную и Центральную Кордильеры. В раннем и позднем палеозое, в раннем мезозое, в конце раннего, а также позднего мела, в начале кайнозоя и неоднократно позднее в пределах Восточной зоны происходили существенные тектонические движения, вызывавшие перерывы в осадконакоплении, несогласия, деформации пород, а иногда и их метаморфизм.

Е. Ирвинг [174] для территории Колумбии приводит пять палеогеографических схем, начиная с кембро-ордовикского времени и до палеогена включительно. До кайнозоя западная часть страны изображена как область распространения "эвгеосинклинальных фаций". Можно отметить, что всеми авторами в этой области



признается симатическое основание (океаническая кора, мафический субстрат и т.д.). Это правдоподобные построения, основанные прежде всего на закономерном изменении с востока на запад типов осадконакопления. Подтверждением служат и гравиметрические аномалии Буге [150], имеющие в этой полосе высокие положительные значения. Однако характер этого океанического бассейна требует специального рассмотрения.

Следует обратиться к геологии Западной и отчасти Центральной Кордильеры Колумбии, где присутствуют офиолитовые покровы, надвинутые со стороны океана. Развитые вдоль западного фаса Центральной Кордильеры офиолиты были надвинуты в поздней юре или раннем мелу (140—90 млн лет). Более ранних офиолитов в Колумбии неизвестно. Формации нижнего покрова Западной Кордильеры интерпретируются как образования вулканической дуги мелового времени, а верхнего — как океанического бассейна. Движение покровов имело место в конце мела — начале палеогена (60—80 млн лет). Таким образом, можно говорить о двух эпохах образования офиолитовых покровов [101]. Если рассматривать континентальную окраину позднемелового времени в целом, то выявляется большая сложность ее строения: в восточной, приматериковой части это окраина пассивного, а в западной — активного типа. Чтобы сформировать покровную структуру Западной, а также Восточной Кордильеры, нужно было, вероятно, очень большое горизонтальное сжатие, вызвавшее крупноамплитудное смещение океанической коры и вулканической дуги раньше, чем они перекрыли докембрийские и палеозойские породы Центральной Кордильеры.

После формирования покровного структурного комплекса в кайнозойе вдоль побережья возник новый вулканический пояс. Андская орогения имела место в миоцене. Но на формирование современной структуры гор оказали влияние и более поздние движения, включая самые новейшие. Это в равной мере относится и к вулканическим процессам.

Возраст гранитондов омолаживается в сторону океана, и одновременно уменьшается их масса. По всем признакам земная кора в краевой западной части Колумбийско-Эквадорского сектора незрелая. Характерно распространение вдоль приокеанической полосы глубоких кайнозойских прогибов, отличающихся нефтегазонасностью.

### ПЕРУАНСКИЙ ОТРЕЗОК

Описываемый отрезок Андийского сектора сложен по геологическому строению. Его отличает элиасический фундамент палеозойских и мезозойско-кайнозойских структурных элементов. Лишь местами имеются небольшие выходы габбро-ультрабазитовых комплексов, принадлежащие, возможно, мафическому субстрату. Выходы древних метаморфических пород на севере Перу отделяют описываемый отрезок от Колумбийско-Эквадорского. В этом районе Андийский пояс претерпевает резкий излом в простирании с северо-востока на юго-восток. Излом происходит непосредственно к югу от разлома Ромераль.

На территории Перу с востока на запад выделяются: Восточная Кордильера; узкая протяженная зона межгорных долин, южную часть которой занимает плато Альтиплано; Западная Кордильера; зона прибрежных равнин и впадин и, наконец, на юге — Береговая Кордильера. Особый район представляет собой бассейн озера Титикака.

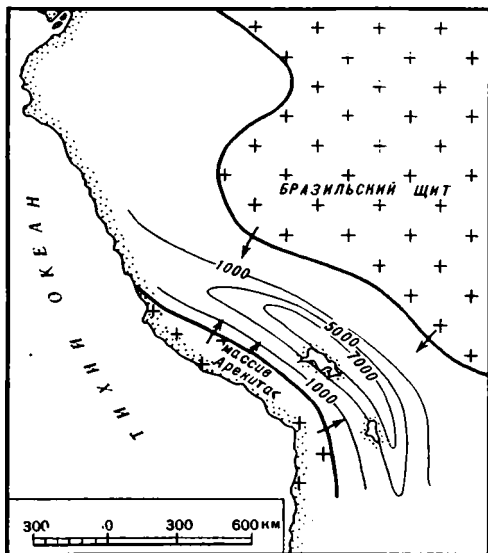
Северная часть Восточной Кордильеры образована регионально метаморфизованными обломочными отложениями с подчиненными им вулканиками. Некоторые гнейсы имеют датировки 1140—600 млн лет. Эти породы — фрагмент Бразильского щита — представляют собой, как и сам щит, осколки Гондваны.

В южной части Восточной Кордильеры распространены глинистые сланцы и алевролиты нижнего ордовика — среднего девона, смятые в сложные складки

Рис. 26. Примерные изопакиты ордовикских отложений в Перу и Боливии, м [198]

Стрелки показывают направление сноса обломочного материала

и нарушенные сбросами и взбросами. Они формировались в широком трого, занимавшем обширное пространство и простиравшемся от Центрального Перу в Боливию и Аргентину, вплоть до района хребтов Пампы [198] (рис. 26). В осевой полосе осадки более глубоководные, на восточном и западном краях — мелководные. Мощность пород ордовика в осевой зоне трого достигает 7000 м. Снос обломочного материала происходил с двух сторон — с востока и запада. Справедливо мнение, что образование трого явилось результатом растяжения и глубокого опускания сиалического фундамента. Толщи, выполняющие прогиб, в течение позднего девона — раннего миссисипи подверглись складкообразованию.



Более поздние отложения карбона и ранней перми представлены континентальными и шельфовыми отложениями. В период поздняя пермь — ранний триас был следующим этапом складчатости. С этим временем связано образование моласс, кислых вулканитов, горстограбеновых структур (а также рифтов) и крупных плутонов гранитоидов с широким развитием гранодиоритов и тоналитов. Этими процессами завершается палеозойский тектонический цикл.

Западная Кордильера Перу сложена мощными мезозойскими осадочно-вулканогенными толщами, которые формировались в интервале титон — поздний мел [102]. Они отлагались в зоне протяженного прогиба (1300 км), распадающегося на несколько частных седиментационных бассейнов. На севере и юге прогиба распространены карбонатные отложения позднего триаса — ранней юры, интерпретируемые как формация тектонически спокойной континентальной окраины Палеопаифики.

Верхнеюрские—меловые отложения на востоке состоят в основном из обломочных пород, сменяющихся в сторону океана вулканогенно-обломочными флишеидными, а затем и вулканическими сериями. В позднем мелу появляются известняки. Два частных, но довольно крупных бассейна (400 и 300 км), расположенных вдоль западного фаса Кордильеры, выделяются особенно значительным развитием вулканитов.

В верхней части разреза прогиба Хуармей господствуют пиллоу-лавы, но имеются также гиалокластиты, турбидитные туфы, известняки, кремни и фораминиферовые отложения. По направлению кверху вулканизм становится субазральным. Мощность вулканокластических пород увеличивается на запад. Характерен толеитовый и известково-щелочной состав вулканитов. Комплекс включает дайки и силлы того же состава, что и лавы. Присутствуют различного рода тела габбро. Они внедрились после деформации подстилающих пород, но до становления гранитоидов.

Под этими отложениями лежит толща основных лав и кислых туфов и андезитов с прослоями известняков и сланцев (берриас). Содержание дацитов и андезитов незначительное, но базальты нередко высококальциевые. Ультраосновные породы отсутствуют. Соответственно прогиб нельзя причислить к "офиолитовым"

признается симатическое основание (океаническая кора, мафический субстрат и т.д.). Это правдоподобные построения, основанные прежде всего на закономерном изменении с востока на запад типов осадконакопления. Подтверждением служат и гравиметрические аномалии Буге [150], имеющие в этой полосе высокие положительные значения. Однако характер этого океанического бассейна требует специального рассмотрения.

Следует обратиться к геологии Западной и отчасти Центральной Кордильеры Колумбии, где присутствуют офиолитовые покровы, надвинутые со стороны океана. Развитые вдоль западного фаса Центральной Кордильеры офиолиты были надвинуты в поздней юре или раннем мелу (140—90 млн лет). Более ранних офиолитов в Колумбии неизвестно. Формации нижнего покрова Западной Кордильеры интерпретируются как образования вулканической дуги мелового времени, а верхнего — как океанического бассейна. Движение покровов имело место в конце мела — начале палеогена (60—80 млн лет). Таким образом, можно говорить о двух эпохах образования офиолитовых покровов [101]. Если рассматривать континентальную окраину поздне мелового времени в целом, то выявляется большая сложность ее строения: в восточной, приматериковой части это окраина пассивного, а в западной — активного типа. Чтобы сформировать покровную структуру Западной, а также Восточной Кордильеры, нужно было, вероятно, очень большое горизонтальное сжатие, вызвавшее крупноамплитудное смещение океанической коры и вулканической дуги раньше, чем они перекрыли докембрийские и палеозойские породы Центральной Кордильеры.

После формирования покровного структурного комплекса в кайнозое вдоль побережья возник новый вулканический пояс. Андская орогения имела место в миоцене. Но на формирование современной структуры гор оказали влияние и более поздние движения, включая самые новейшие. Это в равной мере относится и к вулканическим процессам.

Возраст гранитоидов омолаживается в сторону океана, и одновременно уменьшается их масса. По всем признакам земная кора в краевой западной части Колумбийско-Эквадорского сектора незрелая. Характерно распространение вдоль приокеанической полосы глубоких кайнозойских прогибов, отличающихся нефтегазоносностью.

### ПЕРУАНСКИЙ ОТРЕЗОК

Описываемый отрезок Андийского сектора сложен по геологическому строению. Его отличает элиасический фундамент палеозойских и мезозойско-кайнозойских структурных элементов. Лишь местами имеются небольшие выходы габбро-ультрабазитовых комплексов, принадлежащие, возможно, мафическому субстрату. Выходы древних метаморфических пород на севере Перу отделяют описываемый отрезок от Колумбийско-Эквадорского. В этом районе Андийский пояс претерпевает резкий излом в простирании с северо-востока на юго-восток. Излом происходит непосредственно к югу от разлома Ромераль.

На территории Перу с востока на запад выделяются: Восточная Кордильера; узкая протяженная зона межгорных долин, южную часть которой занимает плато Альтиплано; Западная Кордильера; зона прибрежных равнин и впадин и, наконец, на юге — Береговая Кордильера. Особый район представляет собой бассейн озера Титикака.

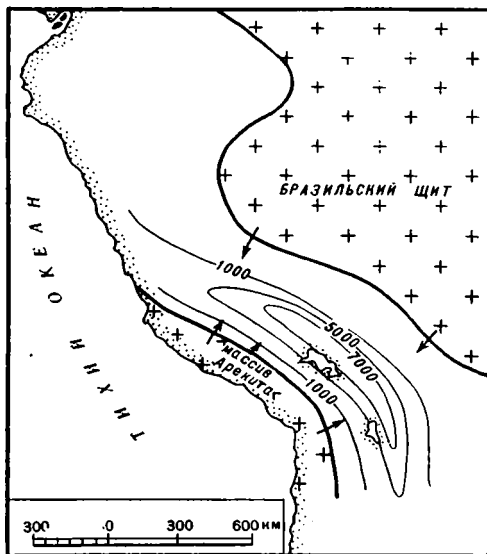
Северная часть Восточной Кордильеры образована регионально метаморфизованными обломочными отложениями с подчиненными им вулканиками. Некоторые гнейсы имеют датировки 1140—600 млн лет. Эти породы — фрагмент Бразильского щита — представляют собой, как и сам щит, осколки Гондваны.

В южной части Восточной Кордильеры распространены глинистые сланцы и алевролиты нижнего ордовика — среднего девона, смятые в сложные складки

Рис. 26. Примерные изопакиты ордовикских отложений в Перу и Боливии, м [198]

Стрелки показывают направление сноса обломочного материала

и нарушенные сбросами и взбросами. Они формировались в широком трого, занимавшем обширное пространство и простиравшемся от Центрального Перу в Боливию и Аргентину, вплоть до района хребтов Пампы [198] (рис. 26). В осевой полосе осадки более глубоководные, на восточном и западном краях — мелководные. Мощность пород ордовика в осевой зоне трого достигает 7000 м. Снос обломочного материала происходил с двух сторон — с востока и запада. Справедливо мнение, что образование трого явилось результатом растяжения и глубокого опускания сиалического фундамента. Толщи, выполняющие прогиб, в течение позднего девона — раннего миссисипия подверглись складкообразованию. Более поздние отложения карбона и ранней перми представлены континентальными и шельфовыми отложениями. В период поздняя пермь — ранний триас был следующий этап складчатости. С этим временем связано образование моласс, кислых вулканитов, горстограбеновых структур (а также рифтов) и крупных плутонов гранитоидов с широким развитием гранодиоритов и тоналитов. Этими процессами завершается палеозойский тектонический цикл.



Западная Кордильера Перу сложена мощными мезозойскими осадочно-вулканогенными толщами, которые формировались в интервале титон — поздний мел [102]. Они отлагались в зоне протяженного прогиба (1300 км), распадающегося на несколько частных седиментационных бассейнов. На севере и юге прогиба распространены карбонатные отложения позднего триаса — ранней юры, интерпретируемые как формация тектонически спокойной континентальной окраины Палеопаифики.

Верхнеюрские—меловые отложения на востоке состоят в основном из обломочных пород, сменяющихся в сторону океана вулканогенно-обломочными флишеидными, а затем и вулканическими сериями. В позднем мелу появляются известняки. Два частных, но довольно крупных бассейна (400 и 300 км), расположенных вдоль западного фаса Кордильеры, выделяются особенно значительным развитием вулканитов.

В верхней части разреза прогиба Хуармей господствуют пиллоу-лавы, но имеются также гиадокластиты, турбидитные туфы, известняки, кремни и фораминиферовые отложения. По направлению кверху вулканизм становится субаэральным. Мощность вулканокластических пород увеличивается на запад. Характерен толеитовый и известково-щелочной состав вулканитов. Комплекс включает дайки и sillы того же состава, что и лавы. Присутствуют различного рода тела габбро. Они внедрились после деформации подстилающих пород, но до становления гранитоидов.

Под этими отложениями лежит толща основных лав и кислых туфов и андезитов с прослоями известняков и сланцев (берриас). Содержание дацитов и андезитов незначительное, но базальты нередко высококальциевые. Ультраосновные породы отсутствуют. Соответственно прогиб нельзя причислить к "офиолитовым"

признается симатическое основание (океаническая кора, мафический субстрат и т. д.). Это правдоподобные построения, основанные прежде всего на закономерном изменении с востока на запад типов осадконакопления. Подтверждением служат и гравиметрические аномалии Буге [150], имеющие в этой полосе высокие положительные значения. Однако характер этого океанического бассейна требует специального рассмотрения.

Следует обратиться к геологии Западной и отчасти Центральной Кордильеры Колумбии, где присутствуют офиолитовые покровы, надвинутые со стороны океана. Развитые вдоль западного фаса Центральной Кордильеры офиолиты были надвинуты в поздней юре или раннем мелу (140—90 млн лет). Более ранних офиолитов в Колумбии неизвестно. Формации нижнего покрова Западной Кордильеры интерпретируются как образования вулканической дуги мелового времени, а верхнего — как океанического бассейна. Движение покровов имело место в конце мела — начале палеогена (60—80 млн лет). Таким образом, можно говорить о двух эпохах образования офиолитовых покровов [101]. Если рассматривать континентальную окраину позднемелового времени в целом, то выявляется большая сложность ее строения: в восточной, приматериковой части это окраина пассивного, а в западной — активного типа. Чтобы сформировать покровную структуру Западной, а также Восточной Кордильеры, нужно было, вероятно, очень большое горизонтальное сжатие, вызвавшее крупноамплитудное смещение океанической коры и вулканической дуги раньше, чем они перекрыли докембрийские и палеозойские породы Центральной Кордильеры.

После формирования покровного структурного комплекса в кайнозое вдоль побережья возник новый вулканический пояс. Андская орогения имела место в миоцене. Но на формирование современной структуры гор оказали влияние и более поздние движения, включая самые новейшие. Это в равной мере относится и к вулканическим процессам.

Возраст гранитоидов омолаживается в сторону океана, и одновременно уменьшается их масса. По всем признакам земная кора в краевой западной части Колумбийско-Эквадорского сектора незрелая. Характерно распространение вдоль приокеанической полосы глубоких кайнозойских прогибов, отличающихся нефтегазоносностью.

### ПЕРУАНСКИЙ ОТРЕЗОК

Описываемый отрезок Андийского сектора сложен по геологическому строению. Его отличает элиический фундамент палеозойских и мезозойско-кайнозойских структурных элементов. Лишь местами имеются небольшие выходы габбро-ультрабазитовых комплексов, принадлежащие, возможно, мафическому субстрату. Выходы древних метаморфических пород на севере Перу отделяют описываемый отрезок от Колумбийско-Эквадорского. В этом районе Андийский пояс претерпевает резкий излом в простирании с северо-востока на юго-восток. Излом происходит непосредственно к югу от разлома Ромераль.

На территории Перу с востока на запад выделяются: Восточная Кордильера; узкая протяженная зона межгорных долин, южную часть которой занимает плато Альтипано; Западная Кордильера; зона прибрежных равнин и впадин и, наконец, на юге — Береговая Кордильера. Особый район представляет собой бассейн озера Титикака.

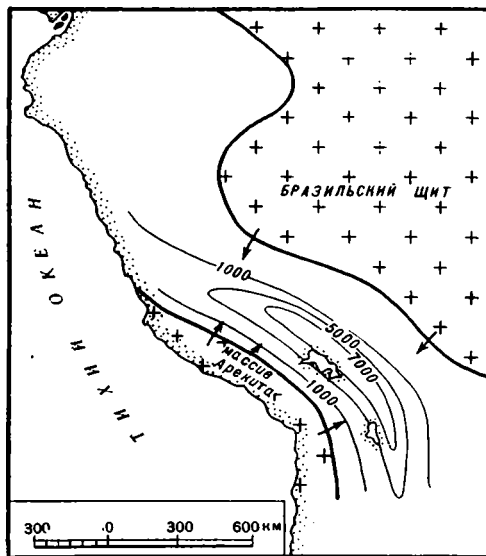
Северная часть Восточной Кордильеры образована регионально метаморфизованными обломочными отложениями с подчиненными им вулканиками. Некоторые гнейсы имеют датировки 1140—600 млн лет. Эти породы — фрагмент Бразильского щита — представляют собой, как и сам щит, осколки Гондваны.

В южной части Восточной Кордильеры распространены глинистые сланцы и алевролиты нижнего ордовика — среднего девона, смятые в сложные складки

Рис. 26. Примерные изопакиты ордовикских отложений в Перу и Боливии, м [198]

Стрелки показывают направление сноса обломочного материала

и нарушенные сбросами и взбросами. Они формировались в широком трого, занимавшем обширное пространство и простиравшемся от Центрального Перу в Боливию и Аргентину, вплоть до района хребтов Пампы [198] (рис. 26). В осевой полосе осадки более глубоководные, на восточном и западном краях — мелководные. Мощность пород ордовика в осевой зоне трого достигает 7000 м. Снос обломочного материала происходил с двух сторон — с востока и запада. Справедливо мнение, что образование трого явилось результатом растяжения и глубокого опускания сиалического фундамента. Толщи, выполняющие прогиб, в течение позднего девона — раннего миссисипия подверглись складкообразованию. Более поздние отложения карбона и ранней перми представлены континентальными и шельфовыми отложениями.



В период поздняя пермь — ранний триас был следующий этап складчатости. С этим временем связано образование моласс, кислых вулканитов, горстограбеновых структур (а также рифтов) и крупных плутонов гранитоидов с широким развитием гранодиоритов и тоналитов. Этими процессами завершается палеозойский тектонический цикл.

Западная Кордильера Перу сложена мощными мезозойскими осадочно-вулканогенными толщами, которые формировались в интервале титон — поздний мел [102]. Они отлагались в зоне протяженного прогиба (1300 км), распадающегося на несколько частных седиментационных бассейнов. На севере и юге прогиба распространены карбонатные отложения позднего триаса — ранней юры, интерпретируемые как формация тектонически спокойной континентальной окраины Палеопаифики.

Верхнеюрские—меловые отложения на востоке состоят в основном из обломочных пород, сменяющихся в сторону океана вулканогенно-обломочными флишодными, а затем и вулканическими сериями. В позднем мелу появляются известняки. Два частных, но довольно крупных бассейна (400 и 300 км), расположенных вдоль западного фаса Кордильеры, выделяются особенно значительным развитием вулканитов.

В верхней части разреза прогиба Хуармей господствуют пиллоу-лавы, но имеются также гналокластиты, турбидитные туфы, известняки, кремни и фораминиферовые отложения. По направлению вверх вулканизм становится субагральным. Мощность вулканокластических пород увеличивается на запад. Характерен толентовый и известково-щелочной состав вулканитов. Комплекс включает дайки и силлы того же состава, что и лавы. Присутствуют различного рода тела габбро. Они внедрились после деформации подстилающих пород, но до становления гранитоидов.

Под этими отложениями лежит толща основных лав и кислых туфов и андезитов с прослоями известняков и сланцев (берриас). Содержание дацитов и андезитов незначительное, но базальты нередко высококальциевые. Ультраосновные породы отсутствуют. Соответственно прогиб нельзя причислить к "офиолитовым"

в собственном смысле [102]. Предполагается прямая связь вулканитов с палеовулканической дугой, располагавшейся, по-видимому, непосредственно западнее, т.е. формирование комплексов происходило в прогибе типа задугового бассейна.

Породы в пределах Западной Кордильеры смяты в сжатые, часто асимметричные, иногда опрокинутые складки, осложненные разрывными нарушениями, в том числе надвигами. Толщи прорваны гранитами верхнего мела, образующими в совокупности Береговой Андийский батолит. Возраст плутонов 100 млн лет, и внедрились они в деформированные отложения альба. Это позволяет говорить о тектонической фазе конца среднемелового времени. По последним данным, эта фаза отмечается на всем пространстве Анд, от Западного Перу до бассейна Магеллана.

Связывая образование упомянутого прогиба с растяжением, некоторые авторы склонны сравнивать существующую здесь ситуацию с той, которая имеет место в центральной зоне Чили. По поводу последней указывается [99], что существующий здесь "вулканический бассейн" возник вследствие процесса "энсиалического спрединга".

На юге Перу в узкой Береговой Кордильере вновь выходят докембрийские метаморфические породы, которые как по составу, так и по возрасту сходны с метаморфитами Восточной Кордильеры. Они слагают массив Арекита. Предполагается, что этот массив имеет далекое северное подводное продолжение [198]. Так или иначе, но массив Арекита в раннем и среднем палеозое был ограничением того крупного палеопрогиба, о котором шла речь выше. Тем самым он, как и Восточная Кордильера, представляет собой фрагмент Бразильского щита, но никак не экзотической террейн, о чем пишут отдельные авторы. Это тем более так, что в 200 км восточнее, на плато Альтиплано, аналогичные породы вскрыты бурением.

Кстати добавим, что идея о террейнах прикладывалась также и к территории Эквадора. Однако четкая связь структур Эквадора с линейными колумбийскими структурами (наряду с другими данными) не позволяет с этим согласиться.

В конце мелового периода (после сантона) происходили очень значительные тектонические движения, следствием которых на территории Перуанских Анд стало массовое образование континентальных моласс, особенно красноцветных. Их мощность составляет сотни, а иногда превышает тысячу метров. В это время начали свое формирование и современная Западная Кордильера, а соответственно и прилегающие к ней межгорные депрессии.

Кайнозойские вертикальные тектонические движения исключительного размаха достигли на Тихоокеанском побережье. Так, на северо-западе Перу образовался прогиб, в котором накопилось более 8000 м морских обломочных пород палеогена и неогена и который стал наиболее важным для страны источником нефти.

Ярко проявилась также тектоническая фаза среднего—позднего миоцена, в результате которой наряду с образованием складок (простых, открытых) была значительно осложнена разломная тектоника Анд. После эрозии, обусловившей возникновение плато Пуна, происходило общее поднятие Анд, так что упомянутое плато оказалось на высоте 4200—4500 м, т.е. вдвое выше первоначального уровня. На этом новейшем этапе формировалась цепь молодых вулканов Южного Перу.

#### ЧИЛИЙСКО-АРГЕНТИНСКИЙ ОТРЕЗОК

Чилийско-Аргентинский отрезок Анд простирается от внутреннего угла Южноамериканского побережья (район северной границы Чили) до Патагонской Кордильеры. В общей схеме рельефа описываемого отрезка к западу от Сьерр Пампы выделяются: Прекордильера, а затем Передовая, Главная и Береговая Кордильеры, разделенные узкими протяженными депрессиями и плато (рис. 27). Их геологическая характеристика приведена в работе [229].

Район Сьерр Пампы в восточной части сложен высокометаморфизованными

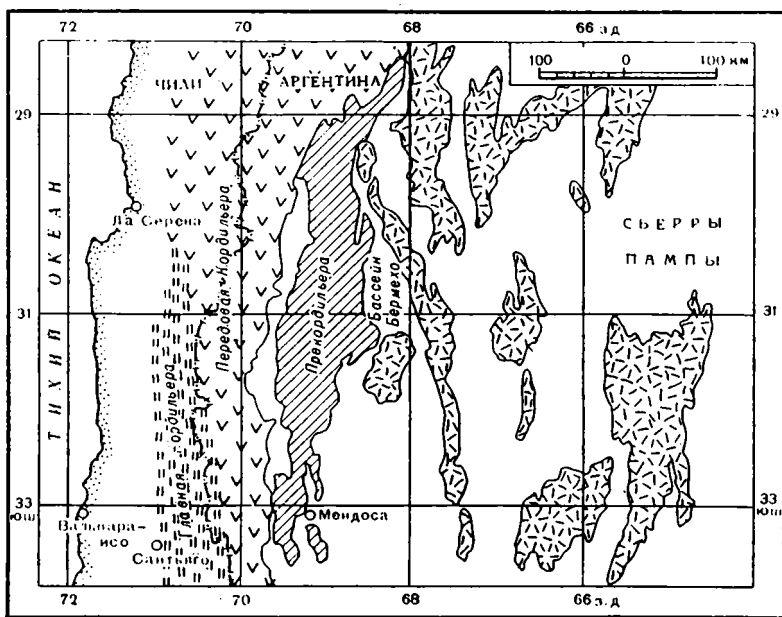


Рис. 27. Основные морфологические элементы Чилийско-Аргентинских Анд [229]

и сильнодеформированными породами позднего докембрия, что подтверждается радиометрическими датировками (650 и 900 млн лет). В западной части породы деформированы, но метаморфизованы много слабее и представлены осадочными отложениями, заключающими раннепалеозойские (преимущественно позднеордовикские) гранитоиды. На севере присутствуют ранне- и среднеордовикские сланцы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Древние комплексы перекрыты континентальными отложениями пермо-карбона, представленными гляциофлювиальными отложениями, а в восточной части — аллювиальными красноцветами с типичной гондванской флорой. Их мощность 100—500 м.

Прекокордильеру слагают преимущественно ранне- и среднепалеозойские породы. Здесь развиты кембрийские и нижнеордовикские известняки мощностью многие сотни метров — индикаторы "карбонатной платформы". В западных районах породы несколько более глубоководные, чем в восточных, где они образовались в прибрежных фациях. В крайней западной полосе отлагались типичные кластические турбидиты, мощность которых превышает 1000 м. Они отлагались в фации материкового склона. Еще западнее находился океанический бассейн.

Строение разрезов востока и запада Прекокордильеры существенно различно и для более высоких отделов ордовика, а также силура и девона. В целом это обломочные отложения, включающие в ордовикской части разреза граптолитовые черные сланцы. На востоке в позднем ордовике формировались мощные конгломераты, содержащие обломки нижележащих пород. Если для среднего—позднего ордовика на востоке характерны мелководные морские сланцы, то на западе — турбидиты. Кластические породы на западе сочетаются с пиллоулавами, основными силлами и ультрабазитами, пелагическими известняками и местами кремнями. Соответственно на западе устанавливается бассейн с океанической корой, чему имеются и петрохимические доказательства. Все породы сильно дислоцированы. В среднем палеозое закономерности распределения основных типов отложений в общем сохранились. В это время образовывались сланцево-алевролитовые толщи, песчаники, турбидиты, достигающие нескольких



тысяч метров мощности. На востоке Прекордильеры возник "осадочный меланж".

В раннем и среднем палеозое (до карбона) в Прекордильере выделяются три этапа деформаций, сопровождавшихся перерывами в отложениях: в конце раннего — начале среднего ордовика (восток), на границе ордовика и силура, а самый значительный — в конце девона — возможно, самом начале карбона, общий с районом Сьерр Пампы. Деформации последнего этапа вызвали образование надвигов и общее поднятие, приведшее к образованию прото-Прекордильеры, ставшей областью размыва. Она занимала значительно меньшие размеры, чем Прекордильера, так что на западной стороне последней в карбоне и ранней перми формировались морские и дельтовые отложения, мощность и мористость которых возрастали в западном направлении.

В Передовой (Аргентина) и Главной (Чили) Кордильерах неметаморфизованные палеозойские отложения отсутствуют. Имеются метаморфизованные породы девонского и, видимо, более древнего возраста, но обнажаются редко. Предполагается сиалическое основание Кордильер (блок Чилиния). В пользу этого свидетельствуют магматический пояс верхнего палеозоя, содержащий мощные толщи риолитов и крупные плутоны лейкократовых гранитов, а также ряд других признаков. В карбоне вдоль восточного фаса Передовой Кордильеры формировалась (возможно, в условиях дельты) толща черных сланцев, включающая морские турбидиты общей мощностью до 7000 м (?). Породы сильно дислоцированы.

Береговая Кордильера, к которой приурочен главный гранитоидный пояс, также характеризуется весьма ограниченным распространением допозднепалеозойских пород. Среди последних выделяются девонские метаморфиты, представляющие, возможно, аккреционный комплекс.

В районе 32° ю.ш. развиты метаосадочные породы, сложенные обломочными отложениями шельфа и склона и образовавшиеся в результате разрушения какого-то континентального цоколя. Возраст залегающих среди них турбидитов оценивается как позднедевонско-каменноугольный(?). К югу расположен огромный (600 км) батолит, состоящий из тоналитов, гранодиоритов и в малом количестве габбро и диоритов. Rb—Sr и K—Ag-датировки указывают на пермо-каменноугольный возраст пород (вплоть до триаса).

В западных районах между 28° и 36° ю.ш. в Береговой Кордильере имеются обширные выходы метаморфических и осадочных пород, которые интерпретируются как аккреционные тела, образовавшиеся в эпоху гондванской орогении. Среди них имеются сильнодеформированные метаосадочные образования с метакремнями и метабазитами с реликтами пиллоу-структур, отвечающими океаническим толеитам. Все позднепалеозойские тектонические единицы несогласно перекрыты известняками и конгломератами верхнекаменноугольной—нижнепермской "карбонатной платформы".

Интересно отметить, что "преддуговая провинция" южнее Сантьяго (Чили) представлена парой метаморфических поясов, находящихся в пределах Береговой Кордильеры. Западный пояс содержит глаукофановые сланцы, восточный — плитчатые сланцы, метаморфизованные в иных условиях и слабее. Время метаморфизма и деформаций (Rb—Sr-метод) на западе  $311 \pm 2$ , на востоке  $347 \pm 2$  млн лет (карбон).

Выше шла речь главным образом о собственно Аргентинско-Чилийских Андах, находящихся между 34—29° ю.ш. Интересные данные в отношении Береговой Кордильеры к северу от 29° ю.ш. приведены в работе [109]. В ней описываются верхнепалеозойские микститы; простирающиеся в прибрежной полосе Чили с севера на юг на 220 км. Они состоят преимущественно из блоков (обломков) песчаников, заключенных в пелитовой массе. Редко встречаются включения конгломератов, мелководных известняков, мраморов, подушечных лав и туфов, похожих по химизму на мафические породы вулканических островов. Меланж

характеризуется интенсивной и сложной деформацией. Палеонтологические и стратиграфические данные свидетельствуют о девонско-каменноугольном возрасте обломочной толщи, за счет которой произошла основная масса пород. Генезис ее интерпретируется как турбидитный.

Микститы отражают процесс позднепалеозойской аккреции континентального блока, вызванной поддвигом турбидитной зоны океанического бассейна под край Гондваны. Судя по петрографии песчаников и составу матрицы меланжа, породившие их турбидиты образовались за счет разрушения континентального магматического пояса, бывшего на краю Гондваны.

В целом для палеозоя в Чилийско-Аргентинских Андах выявляется картина постоянного присутствия где-то на западе океанического бассейна, а на востоке материковой области. Это видно при анализе структурного развития Сьерр Пампы, Прекордильеры и Кордильер Передовой (Аргентина), Главной и Береговой (Чили). Палеореконструкции еще не столь достоверны, но ясно то, что процесс аккреции здесь существовал. Он реализовывался в результате сложных структурных преобразований, обусловленных тектоническим взаимодействием окраинных океанических и континентальных масс при их латеральных перемещениях. Ему были присущи орогенические эпохи и эпизоды, метаморфизм и неоднократные внедрения гранитоидных масс. Вполне можно допустить откалывание от континента кусков его кристаллического цоколя и последующее ( $D_2$ — $D_3$ ) присоединение подобных микроконтинентов к новообразованному континентальному краю. Сложные тектонические процессы, как выяснилось в последние годы, породили тектонические чешуи и надвиги, ранее при геокартировании пропускавшиеся. Тем самым налицо тектоническая расслоенность земной коры.

Особенно важной в палеозойской тектонической истории была заключительная "гондванская орогения", охватившая конец палеозоя. После нее начался собственно "андийский" этап тектонической эволюции.

В мезозое—кайнозое обособляются три периода тектономагматического развития: первый — триас и ранний лейас, второй — более поздняя юра и ранний мел и третий — поздний мел — современность. В течение всего этого этапа в западных районах существовали условия непосредственно приокеанической окраины, а в восточных — приконтинентальной. Для характеристики допозднекайнозойских тектономагматических процессов главным образом используются работы [64, 126].

В течение триаса вдоль современного побережья отлагались морские местами флишoidalного строения толщи, несогласно перекрывающие палеозойские образования. Их мощность 1500—3500 м. Но восточнее, на внешней стороне Главной Кордильеры, триас представлен большими массами континентальных и лагунных отложений с остатками позвоночных, а также андезитовых с отклонениями до базальтовых лав. Морская нижняя юра (геттанг—синемюр) также имеется в прибрежной полосе (Береговая Кордильера). Преимущественно это песчано-сланцевые отложения. Но перекрываются они очень мощной толщиной (несколько тысяч метров) вулканокластических и вулканических пород андезитового (до базальтового) состава, среди которых местами присутствуют пакчи осадочных отложений с морской фауной — второй период мезозойско-кайнозойского развития. Зона их накопления интерпретируется как вулканическая дуга. С этими породами ассоциируются диориты, гранодиориты, монцодиориты и тоналиты, возраст которых (K—Ag-метод) 191—92 млн лет (закономерно омолаживается на восток). Возраст толщи от позднего лейаса до раннего мела.

Совершенно иной характер носят соответствующие по возрасту отложения в районе Главной Кордильеры. Здесь имеется мощный морской разрез карбонатной юры, сменяющийся в поздней юре красноцветами, содержащими тидалиты. В верхах толща имеет морские прослои, датируемые ранним мелом. Среди пород встречаются эвапориты, найдены остатки позвоночных. В западном направлении появляются "языки" андезитов. Структура в целом понимается как энсиали-

ческий задуговой бассейн [126]. Таким образом, вырисовывается структурная пара вулканическая дуга — задуговой бассейн.

В третьем периоде описываемого этапа условия кардинально переменялись. В среднем мелу проявилась перуанская фаза тектогенеза, результатом которой были прекращение существования задугового бассейна и миграция в его пределы вулканической дуги, которая существует здесь и поныне. В позднем мелу в пределах этой дуги формировались риолитовые и дацитовые толщи, включающие порфиры ( $109 \pm 2$ ,  $114 \pm 2$  млн лет — К—Аг-метод). Лишь несколько небольших выходов морских отложений известны в прибрежной зоне. В задуговых районах (на аргентинской стороне), наоборот, в осадочных бассейнах формировались толщи континентальных красноцветов, ассоциирующихся с трахиандезитами и щелочными базальтами и достигающих огромных мощностей — 10 000 м (Salta Group). На север полоса таких бассейнов прослеживается в Боливию и Перу.

Палеоцен представлен, видимо, также красноцветами и эвапоритами, а эоцен — андезитами мощностью 4000 м ( $42,7 \pm 1$  до  $50,6 \pm 1$  млн лет — К—Аг-метод) и местами даже дацитами. В среднем эоцене проявилась значительная фаза тектогенеза. Ею завершился позднемеловой—раннетретичный этап тектономагматического развития. В олигоцене формировались в основном красноцветы со значительной ролью в разрезе песчаников. С этого времени началось накопление континентальных красноцветных моласс в Предандийском прогибе, где за период средний эоцен — плиоцен образовалось 10 000 м отложений.

Тектонические движения позднего эоцена — раннего олигоцена (42—34 млн лет) предварили очень важный позднекайнозойский этап тектономагматической эволюции описываемого сектора Анд. Эта эволюция для северных районов ( $18—27^\circ$  ю.ш.) хорошо освещена в работе [187]. Большая часть олигоцена была временем слабого проявления вулканизма и характеризовалась развитием эрозийных процессов и формированием межгорных депрессий, заполнявшихся обломочными отложениями и эвапоритами. Мощность первых значительна и обычно превышает 1000 м.

Перелом наступил в раннем миоцене (23—17 млн лет). Это была новая эпоха тектогенеза (инкская фаза), когда олигоценовые серии были смяты и нарушены надвигами, произошло погружение центральных депрессий и поднятие Береговой Кордильеры и, вероятно, блока Альтиплано. С этой эпохой совпадает мощное проявление вулканизма, представленного риолит-дацитовыми игнимбритами, переслаивающимися с андезитовыми лавами. Они складчатые и разбиты разломами. Эти деформации установлены также в миоцене (12—4 млн лет), так что между средним и верхним миоценом имеется несогласие. Еще одно несогласие отмечается между поздним миоценом и плиоценом.

Следующий значительный вулканический эпизод отвечает времени плиоцен—плейстоцен, когда складчатость отсутствовала, но образование разломов, простирающихся обычно в направлении север—юг, продолжалось. Вулканы этого эпизода представлены игнимбритами, дацитовыми и риолитовыми лавами, а также андезитами и дацитами стратовулканов, образующих наивысшие вершины Анд. Этот эпизод по сравнению с предыдущим характеризуется более кислым составом вулканитов.

В настоящее время из 470 вулканов, имеющих в описываемом секторе Анд, активны лишь пять. Однако на юге ( $33—45^\circ$  ю.ш.) их много больше.

Представления о тектонических нарушениях в мезозойско-кайнозойских сериях усложняются по мере проведения исследований, однако крупные тектонические покровы здесь не выявлены. Это требует своего объяснения, так как условия большого поперечного сжатия в связи с поддвигом океанического ложа под континент, о котором пишут во многих современных работах, в мезозое и кайнозое возникали неоднократно.

Структурные формы в мезозойских отложениях не столь сложны. Для них

характерны большие линейные складки, нередко асимметричные, разбитые продольными разломами. Кайнозойские серии, за некоторыми исключениями, на больших пространствах лежат почти горизонтально или слабо покороблены. Мезозойские породы Главной Кордильеры дислоцированы сложнее и интенсивнее, чем Береговой Кордильеры. Местами здесь выявляются веерообразные системы, измеряющиеся десятками километров в поперечном профиле со срывами и пологими надвигами.

Среди продольных разломов выделяются очень крупные. Так, взброс (местами надвиг) Вукунья-Покуро простирается к северу от г. Сантьяго на 400 км. Он обрывает западный фас Главной Кордильеры, отделяя ее от Центральной Чилийской долины. Амплитуда его до 3000 м.

На северо-западе Чили расположена крупнейшая Атакамская система разломов, отчетливо прослеживаемая также на космических снимках ("Аполлон-7"). Разломы вытянуты субпараллельно берегу; по некоторым из них имели место сдвиги с амплитудой в десятки километров. В южной части система пересечена поперечным разломом-сдвигом Тальталь. Общая ее протяженность около 1000 км. Она была сформирована в допозднемеловое время, но движения по разломам, часто выраженным в рельефе уступами, продолжают и ныне.

Совокупность приведенных выше данных свидетельствует о большом геологическом своеобразии строения и структурного развития Чилийско-Аргентинского отрезка Андийского горного пояса на мезозойско-кайнозойском этапе тектонической эволюции западной окраины Южной Америки. Начиная с триаса здесь устанавливается непрерывное существование приокеанической зоны, в развитии которой огромную роль играл андезитовый, а позднее и дацит-риолитовый вулканизм. Вулканизм во времени все больше смещался в восточном направлении. Значительный морской бассейн на территории Анд последний раз существовал в раннем мелу. Позднее осадконакопление происходило в континентальных условиях, когда в крупнейших депрессиях формировались огромные массы красцветов, а на межгорных плато изливались лавы.

В течение описываемого отрезка времени происходило несколько фаз тектонических движений. Наиболее значительные приходятся на средний мел (перуанская фаза), средний эоцен, ранний миоцен (инкская фаза), но были и другие эпохи очень существенной тектонической активности. Все они вызвали деформации горных пород разной интенсивности и по-разному локализованные. Происходило это на фоне таких событий, как раскрытие Атлантики, с одной стороны, и надвиг континента на ложе Тихого океана — с другой.

В этой связи следует рассмотреть тип приокеанической зоны. Он специфичен постольку, поскольку все тектономагматические процессы развивались здесь на сиалическом основании. Сказанное касается и юрско-мелового задугового бассейна. Именно это определяет главную особенность рассматриваемого типа приокеанической зоны.

Заключение об отсутствии в Чилийских Андах больших горизонтальных перемещений масс земной коры достаточно обосновано, и поэтому компенсацию движения материка в западном направлении нужно искать в других явлениях. И их можно указать.

Анды отличаются колоссальным количеством эффузивных и интрузивных масс среднего и кислого состава, относящихся по возрасту к мезозою и кайнозою. Их возникновение в глубинных зонах и выжимание (или выдавливание) в приповерхностные области или на поверхность и есть одна из форм разрядки громадных горизонтальных усилий, вызываемых материковым дрейфом. Происходит это, естественно, в приокеанической зоне, там, где соприкасаются континентальная и океаническая литосферы. Без механизма глубинных надвигов, как представляется, были бы невозможны все эти процессы, и в особенности процесс закономерного продвижения в ходе времени зон вулканизма в сторону континента.

Глубинные надвиги породили и другое, чрезвычайно характерное для Анд явление, а именно очень большое утолщение земной коры под ними мощностью, превышающей 70 км. Это явление сучивания литопластин столь же убедительно иллюстрирует процесс компенсации латеральных усилий, связанных с континентальным дрейфом.

Следует иметь в виду и еще одно интересное и недавно подчеркнутое явление, заключающееся в том, что не всегда следует искать механическую компенсацию растяжения сжатием или наоборот. В ходе движения тектонических тел в глубинных областях могут происходить компенсационные вещественные преобразования. Этот фактор может иметь большое значение. Наконец, существует и такое явление, как рассеивание (релаксация) горизонтальных напряжений, т.е. разрядка их в виде незначительных и разнообразных деформаций на обширной площади.

Параллельно происходил процесс поддвига океанических литопластин. По крайней мере это относится к периоду развития Перу-Чилийского глубоководного желоба. Следствием оказалась тонкая кора под непосредственно прибрежной полосой Анд. На космоснимках района Атакамской системы разломов видно, что эта система простирается под уровнем океана в пределах шельфа и материкового склона до значительных глубин. Трудно отказаться от мысли, что по ее разломам происходит откалывание и погружение кусков материкового края, которые составляли приокеаническую зону более древнего возраста.

### ПАТАГОНСКИЙ ОТРЕЗОК

В описываемый отрезок включается Патагонская Кордильера, простирающаяся от 39° ю.ш. до Огненной Земли. В последних работах эту Кордильеру по особенностям геологического строения делят на Северо-Патагонские и Южно-Патагонские Анды, граница между которыми проходит по 45° ю.ш. Но иногда считают, что важнейшей поперечной границей раздела Патагонской Кордильеры служит 47° ю.ш. [229]. В первом случае основное значение придется распространению морских раннемеловых бассейнов, развитых в южной и отсутствующих в северной части. Во втором случае определяющими являются развитие в позднеюрское—раннемеловое время андезитовой вулканической дуги в пределах северного отрезка и иной характер тектономагматического развития на юге. Осевую зону Патагонской Кордильеры слагают гранитоиды, которые образуют узкий пояс между 39 и 56° ю.ш., простирающийся на 1500 км. Это так называемый "гранитный батолит". Он многофазный, причем древнейшие даты здесь 160—141 млн лет. Основная же часть батолита сформировалась в середине мела (98±4 млн лет).

Ниже будет видно, что имеется частичное совпадение во времени внедрения плутонов и вулканической активности. И даже есть мнение, что плутонические породы могут быть корнями мезозойской вулканической дуги (пояса).

Западный край Патагонской Кордильеры сложен метаморфизованными породами, подвергшимся позднепалеозойской—раннемезозойской гондванской орогении [229]. Состав пород интересен. Кроме обломочных отложений, базальтов, в том числе пиллоу-лав и отчасти известняков, наблюдаются закономерные последовательности пиллоу-базальтов, кремней и известняков. Местами развиты кластические серии с горизонтами турбидитов и обломками кислых вулканитов, сопряженные с зелеными и иногда голубыми сланцами. Метабазиты геохимически имеют сходство с толитами, типичными для аккреционных комплексов континентальных окраин. Породы сильно деформированы, и среди структур отмечаются тектонические чешуи.

Все это, вместе взятое, позволяет заключить, что в данном случае имеет место припаивание к континенту субокеанических комплексов. Распространенные восточнее щелочные вулканиты интерпретируются как фундамент упомянутых выше метабазитов, тектонически смещенных на сиалическую кору материка.

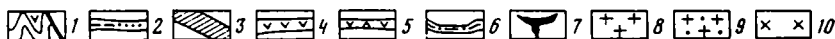
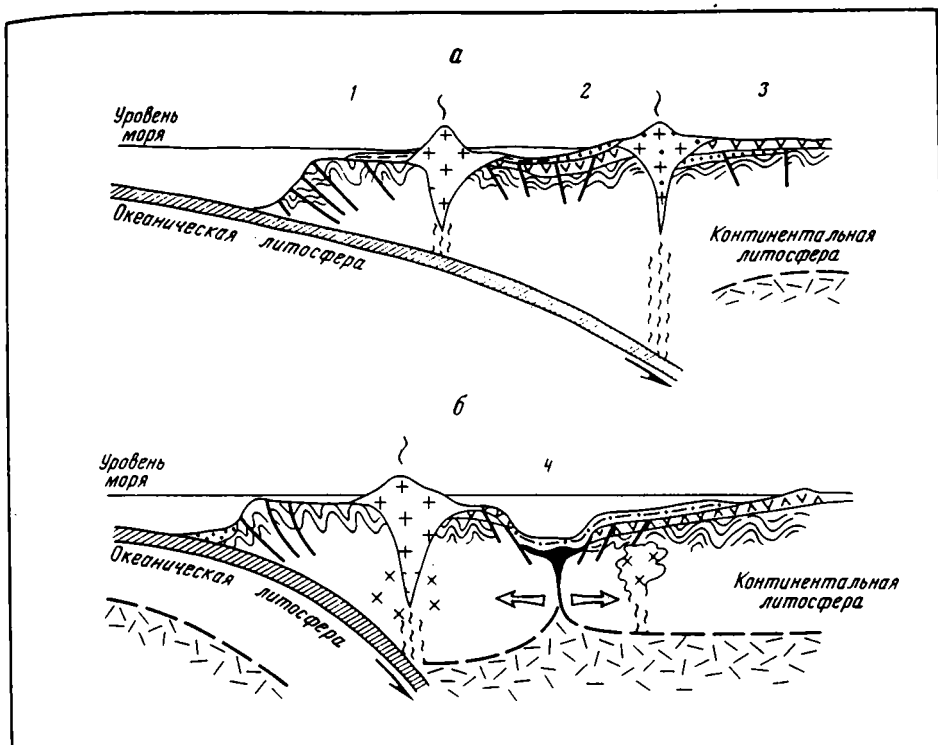


Рис. 28. Поперечные разрезы краевых бассейнов раннемелового времени в районе Патагонских Анд по 45° ю.ш. (а) и 51° ю.ш. (б) [229]

1 — доюрский фундамент с толентовыми породами; 2 — платформенный чехол; 3 — лейкасовые морские отложения; 4 — верхнеюрские андезитовые вулканокласты; 5 — кислые вулканиты; 6 — вулканокластические, батинальные, турбидитные и чехольные отложения; 7 — офиолиты; 8 — андезитовые вулканиты; 9 — кислые вулканиты; 10 — зоны анатексиса. Бассейны: 1 — преддуговой, 2 — междуговой, 3 — задуговой, 4 — задуговой с океанической корой

Поверх метаморфизованных палеозойских пород несогласно [163] залегают юрские породы с фауной тоара, перекрытые мощной толщей (до 1000 м) пирокластов и лав дацитов, андезитов и в меньшем количестве риолитов. Вверху разреза обнаружена титонская фауна.

В титон-неокомских разрезах, залегающих согласно на нижележащих, развиты сланцы, песчаники, тонкие слои известняков, прослои кислых вулканитов, в неокоме — черные сланцы. Мощности отложений — порядка сотен метров. С севера на юг структуры меняются (рис. 28). В северных районах бассейны очень небольшие и подстилались сиалической корой. На юге существовал бассейн больших размеров и развивался на симатическом основании (к югу от 50° ю.ш.) (рис. 28). Причиной его образования был задуговой спрединг. Закрытие бассейна произошло в среднем мелу; оно сопровождалось выжиманием офиолитовых образований. Отмечается, что сегмент Патагонских Анд между 47 и 49° ю.ш. был переходной зоной между квазиокеанической корой на юге и континентальной на севере. Мелкие бассейны, расположенные на севере, закрылись в конце неокома.

Для раннего мела характерно развитие в северных районах особенно мощного вулканизма известково-щелочного типа. Здесь сформировалась крупная раздвоен-

ная вулканическая цепь, внутри которой оказался Патагонский батолит [229]. Вулканиты представлены риолитами, андезитами, туфами, вулканическими брекчиями. Они включают песчаники и сланцы с фауной. Общая мощность разреза до 1000 м. Сходные породы слагают и западную цепь. Местами вулканиты интродуцированы гранодиоритами (120 млн лет — К—Аг-метод). Вообще среди плутонических пород присутствуют преимущественно гранодиориты и адамеллиты и в значительной меньшей мере диориты и габбро.

В позднем мелу вулканическая деятельность почти отсутствовала. Она активизировалась в позднем кайнозое. Это известково-щелочной вулканизм. Выявляется огромная вулканическая цепь, в пределах которой между 42 и 52° ю.ш. насчитывается 18 вулканов. К востоку от Южных Патагонских Анд лежит глубочайший позднемезозойско-кайнозойский прогиб, где мощность обломочных морских отложений достигает почти 10 км.

В виде краткого резюме можно сказать, что если в палеозое в пределах Патагонского отрезка Анд произошло наращивание края Южно-Американского материка за счет аккреции приокеанической зоны Гондваны, то в мезозое и кайнозое прироста континента не было. Тектономагматические процессы протекали здесь в пределах ранее возникшей сиалической коры, ее вещественного и структурного преобразования. Вещественное преобразование связано в первую очередь с внедрением в позднем мезозое — кайнозое колоссального количества гранитоидов и очень большой вулканической деятельностью, особенно в раннем мелу и позднем кайнозое. Все это должно было привести к утолщению коры.

Процесс, однако, не шел прямолинейно, а осложнялся деструктивными явлениями, и в частности образованием более или менее значительных структур типа краевых морей, среди которых выделяется Южное море, где раскрытие вследствие спрединга привело к формированию симатического фундамента. Краевые моря ограждались вулканическими дугами.

Переломным этапом было среднемеловое время, когда имел место существенный орогенез, закрывший все краевые моря. Новое значительное оживление тектономагматических процессов произошло в позднем кайнозое и продолжается в настоящее время.

#### ПОДВОДНОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ АНДИЙСКИХ СТРУКТУР

Тихоокеанская береговая линия согласуется с генеральным простираем Анд, но если рассматривать отдельные отрезки этой линии, то всегда обнаруживается срезание прибрежных тектонических зон.

Так, в Чили в районе г. Антофагасты непосредственно видно, как структуры древнего метаморфического комплекса почти под прямым углом обрываются берегом океана. Но в пределах северных отрезков береговая линия сечет также и кайнозойские структуры, хотя угол здесь невелик. Отмеченные соотношения показывают, что тектонические движения, там, где они определяют береговую линию, очень молоды.

Материковый шельф — это всегда зона подводного продолжения континентальных структур, а материковый склон — зона выклинивания гранитно-метаморфического слоя (континентальной коры). Мористее в приокеанической полосе Анд простирается Перу-Чилийский глубоководный желоб.

В 1987 г. опубликованы два поперечных профиля через приокеаническую зону Перу, проходящие примерно по 11 и 9° ю.ш. (рис. 29). Они построены на основании сейсмических данных и результатов бурения дна (10 скважин), проведенного с судна "ДЖОИДЕС Резолюши" [172]. В рельефе дна между береговой линией и осью глубоководного желоба выделяются четыре продольных морфологических элемента: шельф и далее верхний, средний и нижний склоны. Континентальная кора, по этим данным, простирается под шельфом и верхним склоном, т.е. подтверждается

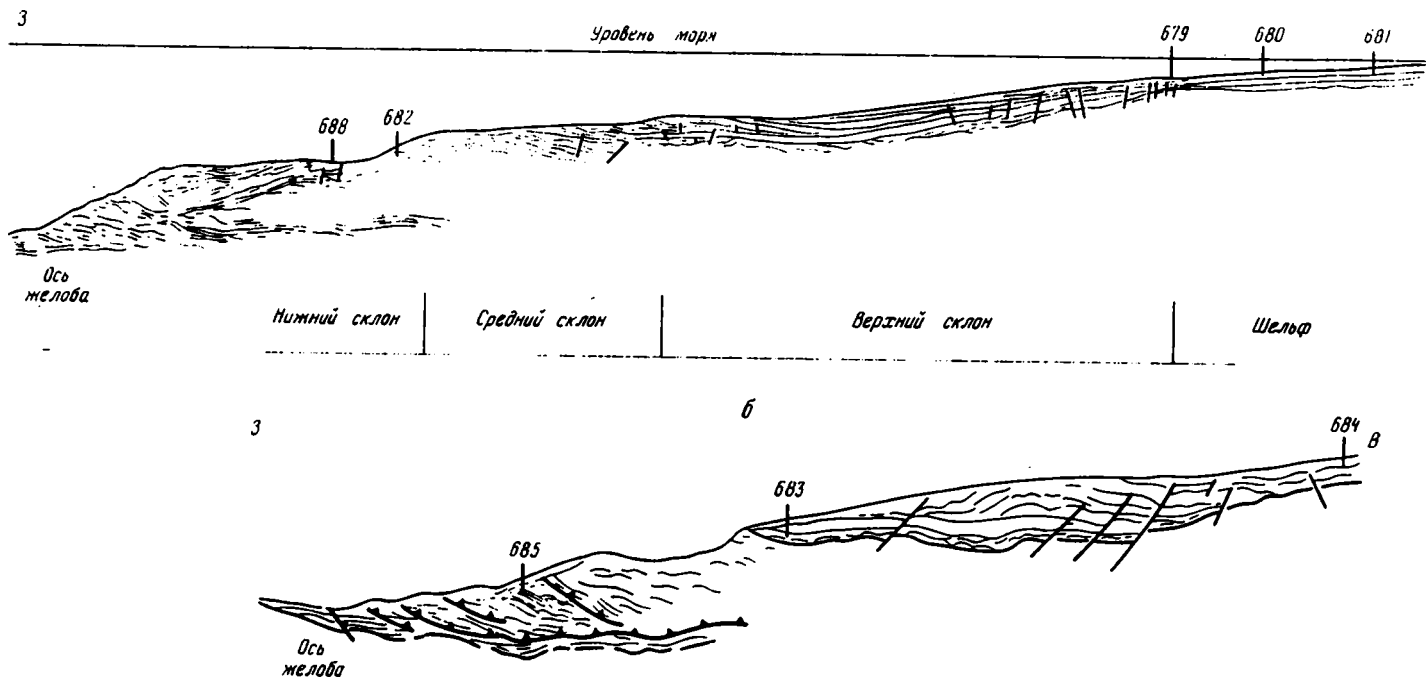


Рис. 29. Профили НСП через Перу-Чилийский желоб по 11° ю.ш. (а) и 9° ю.ш. (б). Указаны номера глубоководных скважин [172]



общая схема, упомянутая выше. Нижняя часть склона трактуется как аккреционный комплекс.

В деталях картина выглядит следующим образом. Наиболее полный разрез вскрыт скв. 688А/Е, пробуренной на 770 м от поверхности дна в нижнем склоне профиля 11° ю.ш. Древнейшие отложения здесь представлены песками и алевролитами (F<sub>2</sub>), перекрытыми среднезоновыми путано залегающими песками, известковыми илами и алевролитами. Верхнюю часть слагают конгломераты. Мощность зоценового разреза 170 м. В керне скв. 682 А, пробуренной недалеке, в среднем эоцене обнаружены шельфовые бентосные фораминиферы. Далее размыв, а затем маломощная пачка (45 м) более глубоководных отложений раннего миоцена. Они близки по составу, но включают кремнистые илы. Далее снова размыв, а затем сходные отложения среднего миоцена (40 м), переходящие в верхнемиоценовые, отличающиеся отсутствием песков (60 м). Выше выделяются плиоценовые пески, алевроиты и кремнистые илы (60 м), а затем плейстоценовые кремнистые и известковые илы и алевроиты мощностью около 400 м.

В пределах верхнего склона под новейшими отложениями выявлены сбросы, наклоненные в основном в сторону оси желоба, но есть и обратные. В зоне перехода верхнего склона к среднему также имеются сбросы аналогичного характера. В пределах среднего склона отмечается волнистая слоистость, а глубже — путаное залегание отложений.

На трансекте 9° ю.ш. показаны две разнородные серии дизъюнктивов: в верхней части склона — серия обрывов, наклоненных в сторону желоба, в нижней — серия надвигов с падением плоскостей в обратную сторону. В этой части отложения деформированы и залегают хаотично.

На обоих трансектах в верхней части склона выявлены осадочные бассейны. Более крупный из них пересечен трансектом 9° ю.ш. В пределах мелководья и на суше также имеются бассейны, выполненные эоценовыми и позднекайнозойскими отложениями, причем, как показало производственное бурение, эти комплексы с несогласием перекрывают палеозойский метаморфический фундамент. Стратиграфическая корреляция кайнозойских толщ свидетельствует, что погружение континентальной окраины происходило в миоцене (соответственно в основную фазу поднятия Анд), а также в плиоцен-четвертичное время.

Строение Перу-Чилийского желоба описывалось неоднократно. Прежде всего это огромная по протяженности тектоническая структура, простирающаяся на 7,5 тыс. км. Имеются данные, указывающие на продолжение второго океанического слоя в перуанской части под дном желоба вплоть до низов его восточного борта на расстояние примерно 50 км.

Геология желоба в чилийской части разносторонне освещена в работе [285]. Авторами выделены три продольных отрезка желоба: северный (18—27,5° ю.ш.), центральный (27,5—33° ю.ш.) и южный (33—45° ю.ш.), различающиеся по морфологии и седиментации. Характерен продольный профиль вдоль оси желоба, показывающий очень значительные мощности осадков на юге, незначительные на среднем отрезке, и их совершенно эпизодическое распространение на севере. Основной путь поступления осадков — подводные каньоны, которых почти нет на севере и очень много к югу от 33° ю.ш. Осадки попадают в осевой каньон желоба, по которому и разносятся, формируя сложные по строению литофациальные комплексы в основном турбидитного характера. Различия в строении отдельных отрезков желоба некоторые авторы связывают с различиями в региональных полях напряжения [285].

Приведенные данные свидетельствуют о прерывистости процесса погружения континентальной окраины в эоцене и позднем кайнозое. Эоценовое погружение было обширным, но Перу-Чилийского желоба в эту эпоху не существовало. Олигоцен был временем перерыва в осадконакоплении. Соответственно начало образования желоба и его становление приходится на миоцен. Перерыв отмечен также между

ранним и средним миоценом. По морфологическим, седиментационным и тектоническим признакам можно считать, что в настоящее время Перу-Чилийский желоб находится в зрелой стадии своего развития. Структуры окраины материка тектонически выклиниваются на половине расстояния между береговой линией и осью желоба. Характер этого выклинивания несомненно будет уточнен, когда выяснится геологическое строение сейсмофокальной зоны. Новейшие исследования позволяют предполагать, что здесь существует двойная сейсмическая зона, т.е. литосфера расчленяется на тектонические литопластины.

#### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Андийская континентальная окраина по своему строению и геологической истории гетерогенна, хотя составляющие ее тектонические зоны и связаны преемственностью простираний. В раннем и отчасти среднем палеозое Южно-Американская платформа с запада была окаймлена широкой зоной, обладавшей большой подвижностью и контрастным структурным развитием. И о том и о другом свидетельствуют реконструируемые огромные и весьма глубокие по амплитуде области прогибания, где накапливались обломочные, в основном сланцевые, толщи мощностью до 7 км. Наиболее крупная такая область охватывает юг Перу, Боливию и Сьерры Пампы в Аргентине (O—D<sub>2</sub>). Другая область располагалась в пределах востока Колумбии (Є—O). В обоих случаях в основании прогибов была сиалическая кора — продолжение кристаллического цоколя платформы, которая, однако, не могла не подвергнуться в большей или меньшей мере деструктивным процессам.

В целом эволюция западной, ближайшей окраины Южно-Американской платформы в эпоху раннего палеозоя по тектоническому режиму сходна с развитием структурных областей типа подвижной платформы. В данном случае не всегда можно говорить о материковом склоне или подножии, поскольку отдельные прогибы (Перу-Аргентинский) были обрамлены древними метаморфическими комплексами с двух сторон, как с востока, так и с запада. Но в пределах раннепалеозойского северного прогиба шельф и материковый склон устанавливаются определенно, а мористее предполагается существование бассейна уже с океанической корой — фрагмента праокеана.

Раннепалеозойская седиментация на севере Анд прервалась позднеордовикской складчатостью, сопровождавшейся гранитоидным магматизмом и метаморфизмом пород. Район Аргентинской Пампы и Прекордильеры также имеет докембрийское метаморфическое основание. Здесь ордовикский сланцевый прогиб в западном направлении сменяется "карбонатной платформой", а затем турбидитами материкового склона. Бассейн с симатической корой безусловно существовал, но фактические данные позволяют его реконструировать лишь для более позднего времени (O<sub>2</sub>—O<sub>3</sub>). В среднем палеозое кристаллический цоколь Южно-Американской платформы простирался в пределы Главной Кордильеры Чили, на что указывает присутствие доказательно восстанавливаемого здесь древнего массива Чилинии. Лишь в пределах Береговой Кордильеры есть среднепалеозойские метаосадочные породы, которые интерпретируются как аккреционный комплекс. Палеозойские метаморфизованные породы Патагонской Кордильеры убедительно свидетельствуют об их океанической природе.

Опуская ряд приведенных данных о палеозойских породах и тектонических движениях, свидетельствующих о сложном дифференцированном процессе геологического развития зоны раздела континента и океана, отметим, что палеозойский этап завершился мощным позднепалеозойско-раннемезозойским гондванским орогенезом. Важно подчеркнуть, что на протяжении всего палеозойского времени по периферии окраинной материковой зоны ощущается присутствие океана.

Поскольку это так, то не следует предполагать, что палеоандийская приокеаническая зона в своей большой части исчезла, будучи поглощенной и т.п. Лишь на Перуанском отрезке подобного рода исчезновение, по-видимому, имело место. То немногое, что известно относительно рифейских комплексов Анд, не противоречит предположению, что и в то время на периферии древних сиалических структур располагался палеоокеан. В целом отчетливо видно, что в палеозое (и, вероятно, в рифее) происходило в основном тектоническое раздробление континентальной окраины и одновременно увеличение материковой массы за счет формирования преимущественно осадочных комплексов. О некотором латеральном приращении материка с определенностью можно говорить лишь в отношении юга и проблематично — северо-запада Андийского пояса. В центральной полосе такое приращение, судя по геологии Береговой Кордильеры Чили, было существенно меньшим. На то, что оно все же имело место и здесь, указывает, например, пара соответствующих метаморфических поясов, развитых в Береговой Кордильере Чили.

Ранее в палеозоидах Анд крупных покровных структур не фиксировалось. Фактически они не отмечаются и сейчас. Но без признания значительных горизонтальных движений трудно объяснить аккреционные и деструктивно-аккреционные процессы в южных областях. Индикаторами их являются также микститы и меланжи, встречающиеся в отдельных районах. Вероятнее всего, по мере углубления изучения Анд будет выявлена большая роль горизонтальных перемещений, чем она рисуется ныне.

Гондванский орогенез охватил всю область палеозойской континентальной окраины. Он сопровождался интенсивными линейными и глыбовыми дислокациями, формированием моласс, в особенности красноцветных, местами специфических вулканитов, гранитоидов и всеми другими атрибутами, свидетельствующими о становлении консолидированной континентальной коры. Может быть лишь на северо-западе Колумбии и на юге Анд зрелой континентальной коры все еще не образовалось.

Собственно андийский цикл развития начинается в разных местах в несколько разное время. На востоке Колумбии крупнейший трог, в котором накопилась морская обломочная толща мощностью многие километры, начал развиваться в среднем мелу. В Центральной Кордильере Колумбии офиолиты, возраст которых считается мезозойским, перекрываются барремскими отложениями. Для формирования офиолитов Западной Кордильеры, где выделяется два их крупных покрова, указывается временной интервал баррем—маастрихт. На востоке Эквадора на склоне платформы в поздней юре — раннем мелу развивался большой прогиб, заполнявшийся континентальными толщами, но с конца раннего мела и в течение остальной части мелового периода (до маастрихта) здесь реконструируется система шельф — материковое подножие.

Таким образом, если иметь в виду Колумбийско-Эквадорский отрезок в целом, то для мезозоя вырисовывается картина прогрессивного, хотя и неравномерного расширения приокеанической зоны с захватом края платформы. В этом отношении характерным рубежом является конец раннего — начало среднего мела.

Андийский цикл в пределах Перуанского отрезка фиксируется формированием целой зоны крупных бассейнов седиментации, занимавших территорию Западной Кордильеры, сложенных мощными осадочно-вулканогенными толщами, охватывающими интервал времени титон — поздний мел. Впрочем, на севере и юге упомянутой зоны развиты карбонатные серии позднего триаса — ранней юры, отражающие самый ранний этап андийского цикла развития в этом регионе.

Вполне отчетливо триасово-раннеюрский этап проявлен на западе Чили, где несогласно поверх палеозоя отлагались морские флишеидные толщи. Однако в пределах Главной Кордильеры в то же время формировались континентальные и лагунные толщи, указывающие на некоторое "отставание" в структурообразовании андийского цикла более внутренних районов современных Анд.

Очевидно существенное отличие как по времени развития, так и по формациям Перуанско-Чилийской полосы от Колумбийско-Эквадорской, да и Перуанского и Чилийского отрезков друг от друга.

Патагонский отрезок равным образом существенно специфичен. Наиболее древние мезозойские образования здесь — позднелейасовые и среднеюрские, сложенные обломочными и вулканогенными породами, несогласно перекрывающими метаморфизованные палеозойские серии. Среди последних залегают гранитоиды, входящие в многофазный "гранитный батолит", простирающийся с юга на север на полторы тысячи километров.

На столь огромном расстоянии между северными и южными районами Анд естественно обособление отдельных сегментов по тектонической истории. Что касается дальнейшей структурной эволюции в мезозое, то процесс этот протекал следующим образом.

Упомянувшийся выше меловой прогиб, занимающий большую часть Восточной Кордильеры Колумбии, развивался до конца мелового периода. Лишь в позднем маастрихте и палеоцене в его пределах формировались континентальные и лагунные отложения. Таким образом, прогиб существовал примерно 50 млн лет. Однако образование кордильеры на его месте датируется более поздним временем и связано с миоценовым (андийским) орогенезом. Точно так же в маастрихте — начале палеогена тектоническими деформациями закончилось развитие приплатформенных эквадорских структур.

Основные вехи в истории Западной Колумбии таковы. Ныне здесь имеется тектонически расслоенная структура: нижний и верхний офиолитовые покровы. Первый из них рассматривается как палеоостровная дуга, а второй — как фрагмент океанического бассейна. Окончательное становление покровной структуры произошло в конце мела — начале палеогена. Офиолиты тяготеют к разлому Ромераль, являющемуся несомненно древним тектоническим швом, в дальнейшем неоднократно активизировавшимся. Наиболее южной приразломной структурой на описываемом отрезке Анд является позднемеловая островная дуга на юге Эквадора, с западной стороны которой располагался морской бассейн.

Из сказанного видно, что в случае Западной Колумбии и отчасти Эквадора речь идет уже о мезозойской "активной" континентальной окраине. Ее место естественно, поскольку рядом располагался Карибский регион с развитыми структурными комплексами такого типа.

Седиментационные позднеюрско-меловые бассейны Западной Кордильеры Перу завершили свое развитие в конце мелового периода, что фиксируется континентальными, в особенности красноцветными, молассами и деформациями. С этим временем связано и начало образования Западной Кордильеры Перу.

Существенно обратить внимание на выполнение прогибов. В строении их разрезов наряду с осадочными породами большая роль принадлежит вулканитам — лавам и туфам основных, средних и кислых лав, количество которых увеличивается на запад. Отсюда делается предположение, что это были задуговые бассейны и что западнее должна была находиться островная дуга. Толщи в конце альба были интродуцированы гранитоидами (Береговой Андийский батолит — 100 млн лет). Произошло это в финале прослеживаемой на значительном протяжении альбской тектонической фазы.

Так что и в Перуанских Андах есть указание на существование здесь активной окраины в меловое время. Того же типа окраина существовала в мезозое и в Чили.

Характерен комплекс позднего лейаса — раннего мела. Он очень мощный, и в его строении очень большое место занимают вулканокластические и вулканические породы андезитобазальтового ряда. Осадочные отложения содержат остатки морской фауны. Этот комплекс, расположенный в Береговой Кордильере, трактуется как индикатор палеоостровной дуги. С ним связаны тела диоритов,

гранодиоритов, тоналитов и других пород, подчеркивающие островодужную природу комплекса.

В то же время в районе Главной Кордильеры формировались юрские карбонатные серии, сменившиеся в конце юры красноцветами, но в раннем мелу морские прослои появились снова. Поскольку мощности отложений значительны, надо думать, что здесь находился своеобразный "энсиалический" задуговой бассейн.

В эпоху среднего мела в связи с перуанской фазой задуговой бассейн закрылся и в его пределы мигрировала вулканическая дуга, трансформировавшаяся в конце концов в пояс современных вулканов. Для позднего мела характерны дацит-риолитовые серии, соседствующие на западе с морскими отложениями. В то же время восточнее вулканического пояса, как это было и в Перу, но только в меньшем возрастном интервале, формировались перекомпенсированные тыловые прогибы с огромными мощностями (10 км) континентальных красноцветов, содержащих андезитобазальтовые щелочные серии. Все эти прогибы вытянуты в общем соответствии с простиранием Анд. Их развитие продолжалось и позже, в кайнозое, вплоть до начала формирования современного Предандийского краевого прогиба (средний эоцен), в пределы которого сместилась зона компенсационного окраинно-платформенного прогибания. Но это уже кайнозойская тектоника.

Соответственно в пределах Чилийско-Аргентинского отрезка в меловое—палеогеновое время отмечается смещение активных тектонических и магматических процессов в сторону платформы. Может быть, это обстоятельство повлияло на то, что в ходе структурного развития в это время не создавалось условий для образования крупных тектонических покровов. Сочетание вертикальных и горизонтальных усилий было неблагоприятным для появления покровов.

Наконец, о мезозойском развитии Патагонских Анд. Здесь поверх морских тоарских отложений выделяется средне-верхнеюрская вулканогенная толща (дациты, андезиты, риолиты), а выше — обломочные серии титона—неокома. Есть различие между северными и южными Патагонскими Андами. На севере были небольшие прогибы, развивавшиеся на сиалическом субстрате. Они закрылись в конце неокома. Для этих же районов характерны проявления мощного ранне-мелового вулканизма островодужного типа и внедрение тел гранодиоритов с возрастом 120 млн лет. Южный бассейн относится к типу задуговых и образовался в результате спрединга, создавшего симатическое основание. Исчез этот прогиб в среднемеловое время вследствие сильного сжатия, о чем свидетельствуют обдущированные офиолитовые пластины. Более поздние меловые (и кайнозойские) комплексы накапливались восточнее на краю платформы. Это так называемая Магелланова геосинклиналь, где суммарная мощность отложений около 10 км.

Сопоставляя мезозойское структурообразование разных районов Анд, можно прийти к выводу о формировании во всех районах структурных комплексов, состоящих из островных дуг, задуговых, а в некоторых случаях и преддуговых прогибов. Но по времени такие ассоциации различны. На севере это юра(?) — поздний мел. В Перу можно датировать немного точнее: титон — поздний мел. В Чили (исключая юг страны) первый этап приходится на позднюю юру — ранний мел, а второй — на поздний мел — первую половину палеогена. В Патагонских Андах — юра — ранний и средний мел. Все это выявляет картину, непохожую на современную океаническую окраину в районе Анд, где, как известно, подобные структурные ассоциации отсутствуют. Но ситуация мало похожа и на современную азиатскую окраину. За исключением севера, структурообразовательный процесс идет здесь фактически в условиях континентальной (или субконтинентальной) коры, которая лишь в одном случае (на юге Патагонских Анд) уступила место симатической, да и то на очень короткое время. Структурные элементы с океанической корой располагались в соседней с запада области, и фрагменты

некоторых из них, возможно, будут когда-нибудь обнаружены на современном шельфе. Однако, каковы эти элементы, сказать ничего нельзя. Они могли быть элементами как океанического ложа, так и его окраинного пояса.

Реконструируемые андийские структурные элементы мезозойского времени обладали линейным типом и характеризовались очень крупными размерами, а также большой контрастностью тектонического рельефа. Десятикилометровые мощности в прогибах — явление типичное. Что же касается протяженности, то она обычно измеряется многими сотнями и более тысяч километров. Типы структур свидетельствуют о большой подвижности приокеанической зоны в мезозое, аналогично тому как это имело место в палеозое.

Кайнозойский этап развития не похож на предыдущий. На этом этапе море существовало лишь в краевых частях Анд. В ряде мест современной прибрежной зоны формировались линейные глубоко прогнутые бассейны, обладающие нефтегазоносностью. Особенно это относится к Перу, Эквадору, Колумбии, а также Магеллановой геосинклинали.

Для кайнозойских прогибов и депрессий характерны континентальные и лагунные отложения (молассы) очень большой мощности. Большинство внутригорных депрессий ограничено крупноамплитудными разломами. Во многих случаях с ними также связана нефтегазоносность. По восточной периферии Анд протягивается Предандийский краевой прогиб сложного (ячеистого) строения, содержащий большие запасы углеводородов. Внутренняя зона этого прогиба перекрыта большими андийскими надвигами.

В мезозое и кайнозое различается большое число тектонических эпизодов. Укажем основные из них. Очень важное значение принадлежит движениям среднемеловой эпохи (перуанская фаза), охватившим обширные пространства и существенно повлиявшим на историю развития островодужных структурных комплексов. Следующая фаза столь же принципиального значения относится к концу мела — началу палеогена. Она сильно усложнила структуру, консолидировала большую часть Анд и превратила большую их площадь в сушу. Крупное значение имели среднеэоценовые движения, сыгравшие, видимо, основную роль в формировании кайнозойских депрессий. В это же время произошло некоторое опускание соседних с Андами участков дна Тихого океана. В смысле формирования современного облика Анд решающую роль сыграли миоценовые движения (андийская фаза в широком смысле этого слова). С этим временем связано также образование Перу-Чилийского желоба. Наконец, крупным этапом в проявлении вертикальных движений явился последний плиоцен-четвертичный этап. Он определил также становление Андийского пояса современного вулканизма и дал дополнительный импульс развитию глубоководного желоба.

Общеизвестна важнейшая тектоническая особенность Андийского тектонического пояса — мощное проявление гранитоидного магматизма. По составу это главным образом производные гранодиоритовой магмы с отклонением в сторону калиевых гранитов, с одной стороны, и диоритов — с другой. По мере их изучения все в большей степени выявляется разброс в возрастных датировках. Имеются палеозойские, мезозойские и кайнозойские массивы вплоть до датировок в 8 млн лет. Таким образом, Андийский гранитоидный пояс — образование многофазное, хотя преимущественно в нем пользуются интрузивы мезозоя, в особенности отвечающие возрасту около 100 млн лет, т.е. связанные с крупным среднемеловым тектогенезом. Но, кроме них, необходимо указать на очень значительный гранитоидный магматизм эпох гондванского орогенеза (поздний палеозой), а также позднемеловой интрузивный процесс.

Таким образом, формирование Андийского гранитоидного пояса заняло свыше 200 млн лет. Его развитие свидетельствует об очень длительном сохранении условий, порождающих интрузивные процессы в пределах океанической окраины запада Южной Америки. Это необходимо учитывать при геодинамических

построениях. Отметим, что основные проблемы андийского гранитоидного магматизма прекрасно освещены в фундаментальных работах [189, 198].

Таким образом, современный тип тектонической окраины в юго-восточном секторе Тихого океана — андийский тип (черты его указаны в начале главы) сформировался лишь в кайнозое. В мезозое на окраине материка существовали специфические тектонические условия, не имеющие в настоящем аналогов. Самая основная характеристика континентальной окраины мезозоя — распространение очень крупных линейных структурных единиц, в совокупности образующих зоны со смешанными признаками современных окраин активного и пассивного типов.

#### ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ ЦЕНТРАЛЬНОАМЕРИКАНСКАЯ СВЯЗКА

Район, лежащий между Мексикой и Южной Америкой, имеет разнообразное геологическое строение. На западе он ограничен Центральноамериканским жолобом, а южнее — Панамским бассейном, являющимся составной частью Галапагосского тектонического региона, на востоке включает Карибский регион, которого мы, однако, касаться не будем, а рассмотрим только структуры, близко соседствующие с Тихим океаном.

Характернейшей чертой запада Центральной Америки является широчайшее развитие вулканических комплексов, полоса которых, постепенно сужаясь, протягивается от Мексики до Панама. Процесс формирования вулканитов занял, по существу, весь поздний кайнозой. Вулканы представлены средними и кислыми лавами (риодациты, дациты, андезиты), пирокластами, игнимбритами. Местами среди них залегают осадочные породы. Извержения носили трещинный характер, образуя при этом обширные покровы.

Вблизи прибрежной зоны на 1400 км простирается пояс плейстоцен-голоценовых, в том числе современных, стратовулканов, сопровождающихся с океанической стороны мощной зоной высокой сейсмичности. Этот пояс не сплошной, а состоит из более или менее крупных фрагментов. Особенно мощного развития он достигает на юге Гватемалы и в Никарагуа, где сопряжен с крупным грабеном. На востоке Панама пояс исчезает. В большинстве вулканы активные. Продукты вулканизма разнообразны: дациты, андезитодациты, андезиты, андезитобазальты, реже базальты. Высоты стратовулканов значительные; отдельные из них в северной группе превышают 4000 м. Редко встречаются базальтовые щитовидные вулканы.

Таким образом, Центральноамериканский вулканический пояс, наложенный на позднекайнозойские вулканические окраинно-материковые комплексы, в сочетании с ними является ближайшим структурным ограничением Тихого океана на континенте.

Западнее этого пояса, непосредственно у океана, местами распространены офиолиты (рис. 30), представляющие особый интерес с точки зрения преобразования океанической коры в континентальную и формирования окраины материка. На некоторых объектах следует остановиться. В первую очередь коснемся офиолитов Коста-Риканской прибрежной зоны.

На крайнем северо-западе Коста-Рики, в структуре п-ова Санта-Элена, выделяются автохтон, представленный вулканическими и осадочными сериями, и офиолитовый аллохтон, образованный серпентинизированными гарцбургитами и ультраосновными кумулятами [138]. Породы пронизаны большим числом долеритовых даек, однако не образующих характерных дайковых комплексов. Верхняя часть офиолитовой ассоциации — пиллоу-лавы ферробазальтов развиты на близрасположенных океанических островах Мурцилага. На юге в зоне надвига местами

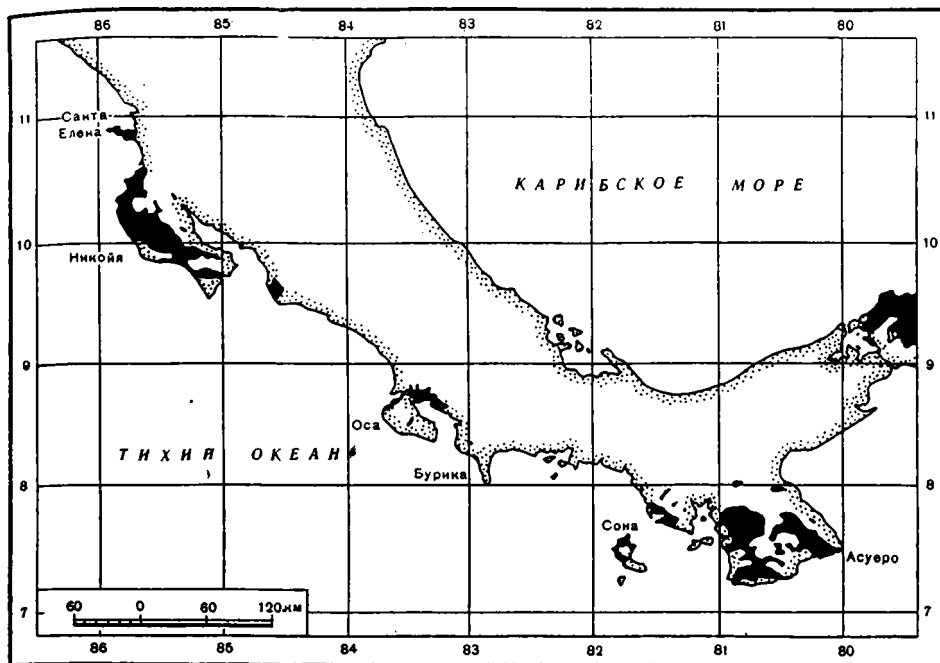


Рис. 30. Распространение офиолитов (черное) на юге Центральной Америки [168]

развиты офиолитовые мегабрекчии. На севере по резкому контакту офиолитовый аллохтон граничит с осадочными отложениями маастрихта—зоцена. На востоке как на эти отложения, так и на офиолиты несогласно ложится покров позднекайнозойских игнимбритов.

Движение офиолитовой пластины Санта-Элена происходило с севера на юг в раннем—среднем кампане. При этом автохтон, в состав которого входят брекчии и сеноманские радиолариты плюс пиллоу-лавы базальтов, а также силлы и жилы щелочных разностей, был деформирован в изоклинальные складки.

Наиболее значительный выход офиолитов установлен на п-ове Никоя. Здесь выделяются два комплекса: нижний и верхний [168]. Нижний состоит из трех субкомплексов: в основании — ультрамафиты, сходные с таковыми п-ова Санта-Элена; далее — кумуляты, долериты и пиллоу-базальты, развитые преимущественно в северо-западной части полуострова; осадочный чехол состоит из юрских и меловых пелагических радиоларитов. Весь этот разрез представляет океаническую литосферу. Верхний комплекс Никоя разделяется на два генетических различных субкомплекса: океанических базальтов сантон-кампанского возраста и толентовых островодужных базальтов и вулканокластитов с прослоями осадочных отложений. Последний отвечает этапу формирования примитивной межконтинентальной островной дуги, разделявшей в позднем мелу Тихий океан и Карибский бассейн. Это явно более поздний аллохтон. Нижнему и верхнему комплексам Никоя отвечают и присущие каждому из них плагиограниты.

Из структурных и тектонических соотношений можно заключить, что возраст ультрамафитов как п-ова Никоя, так и п-ова Санта-Элена, вероятнее всего, ранне-среднемезозойский. Можно полагать, что аккреция материка происходила здесь в несколько этапов. Наконец, очень важным моментом является указание на образование в позднем мелу первой перегородки — примитивной островной дуги — между Пацификой и Карибским регионом.



Офиолиты расположенного южнее п-ова Оса также залегают в виде обдуктивной пластины океанической коры, состоящей из базальтовых лав, ассоциирующихся с интрузивными долеритами и габбро и содержащих в малом количестве прослои пелагических известняков, кремней и аргиллитов. На основании геохимических особенностей экструзивных и эффузивных базальтовых пород предполагается, что они формировались в задуговом бассейне, аналогичном Марианскому тропу или Калифорнийскому заливу [110]. Вулканическая активность проявлялась трижды: сантон—кампан, палеоцен и средний эоцен. Над этим комплексом несогласно лежат плиоценовые и четвертичные осадочные и вулканогенные отложения. Представления о структурной эволюции региона отражены на рис. 31.

Еще южнее, уже на Панамском перешейке (п-ов Асуэро), развиты офиолитовые зеленые сланцы с пакетами основных и ультраосновных пород.

Таким образом, вдоль побережья Центральной Америки, на полуостровах, выходят фрагменты весьма протяженной зоны океанической коры, представляющей аккреционный тектонический комплекс в межокеанической и в то же время межматериковой области.

Однако на проблеме структурного развития Панамского перешейка следует остановиться особо. Перешеек разделяет Панамский бассейн, входящий в Галапагосский регион Тихого океана, и Колумбийский бассейн Карибского моря. Панамская структурная зона по крайней мере в 3,5—4 раза шире, чем занимаемая ею суша, поскольку как на юге, так и на севере значительные ее части находятся под водой. Дно Колумбийского бассейна представляет собой глубоководное плато, в основании которого лежит океаническая кора мощностью не более 8 км (на поверхности  $M$  скорость 8,1 км/с). Подводная Северо-Панамская зона деформаций надвинута на абиссальное плато Колумбийской впадины (рис. 32). В западную часть Панама простираются структуры Коста-Рики; восточная часть является структурным продолжением прибрежной зоны северной части Колумбии. Раздел проходит по поперечным разломам восточнее п-ова Асуэро в средней, узкой части перешейка.

В западной части Панама находится окончание мощного позднекайнозойского вулканического пояса, продолжающегося сюда из северных районов Центральной Америки. В восточной части спектр геологических структур богаче, чем в западной. Здесь вдоль побережья Карибского моря проходит пояс дислоцированных мезозойских средних и основных вулканитов, а южнее лежит крупный прогиб, выполненный мощными, до 5000 м, обломочными толщами среднеэоценового—миоценового возраста. Именно этот прогиб и рассматривается в качестве структуры, общей с южноамериканской "Боливарской геосинклиналью", тогда как мезозойские вулканиты по отношению к колумбийским, возможно, стоят особняком.

Структурные единицы Панама разломами разбиты на блоки. Особенной густотой отличается сеть молодых разломов. Полоса суши между Северной и Южной Америкой в ее примерно современном виде установилась лишь к позднему плиоцену вследствие значительного общего поднятия. Что касается Западной Панама, то она стала частью суши Северной Америки, вероятно, еще в олигоцене—миоцене, когда формировался Центральноамериканский позднекайнозойский вулканический пояс [97].

Остается теперь коснуться Центральноамериканского жёлоба. Он сравнительно хорошо изучен благодаря значительному объему проведенного здесь глубоководного бурения. Желоб принадлежит к числу крупных; он простирается на 2700 км и прекрасно выражен морфологически. Оконтурируется желоб по изобате 4000 м. Максимальные глубины находятся к юго-западу от Гватемалы, где они превышают 6600 м. Как уже указывалось, на севере Центральноамериканский желоб кончается в районе выхода в океан широтного позднекайнозойского Трансмексиканского вулканического пояса, преградившего его распространение на север. На юге ограничением пояса служит Кокосовое поперечное поднятие, имеющее

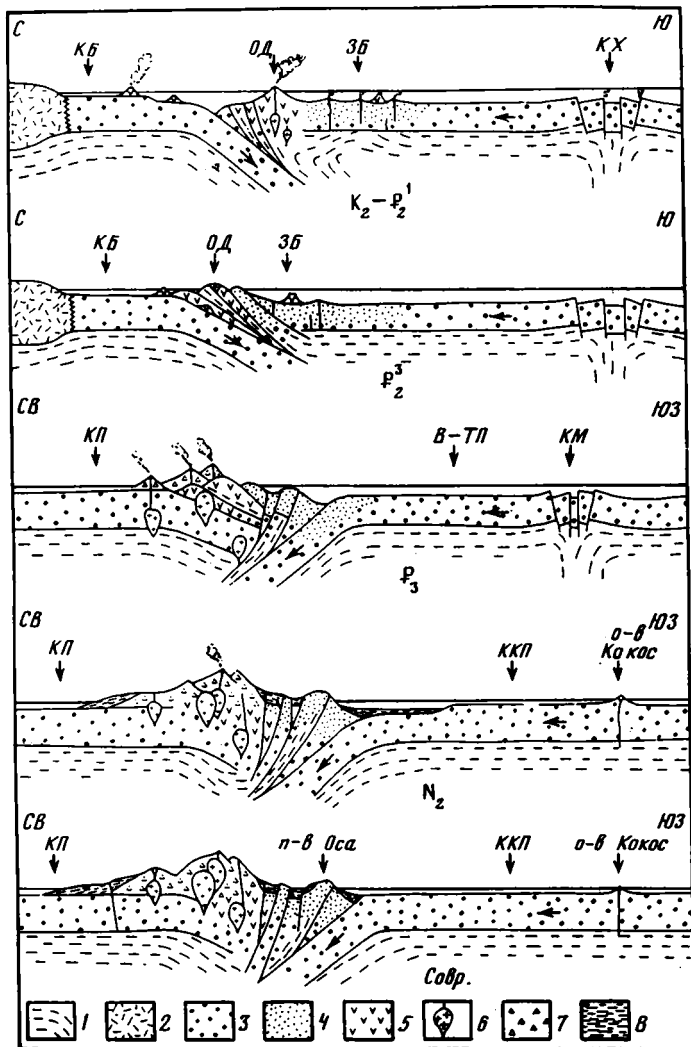


Рис. 31. Стадии структурного развития юга Центральноамериканского орогена [110]

1 — мантийные перидотиты; 2 — континентальная кора; 3—5 — океаническая кора (4 — типа задугового бассейна, 5 — раннего этапа развития вулканических островных дуг); 6 — интрузивы основного-кислого состава; 7 — поздние андезитовые и вулканокластические породы; 8 — осадочные отложения (флиш и молассы). КБ — Карибский блок; ОД — островная дуга; ЗБ — задугового бассейна; КХ — хребт Карнеги; КП — Карибская плита; В-ТП — Восточно-Тихоокеанская плита; КМ — хребт Клиппертон-Математиков; ККП — Кокосовое поднятие

также вулканическую природу. Уже давно установлено, что от материка к оси желоба происходит быстрое утонение континентальной коры. Под зоной шельфа мощность коры уже менее 20 км, а с океанической стороны она всего 6—7 км.

Бурение проводилось в центральной части желоба, северо-западнее и юго-восточнее залива Техуантепек. Проведено два поперечных буровых профиля. В первом случае (8 точек) профиль начался на океаническом склоне желоба, прошел через его ось и дошел до шельфа, где скважина бурилась при глубине воды 670 м. На океаническом склоне скв. 487, пройдя 115 м четвертичных осадков и 50 м позднемiocеновых и плиоценовых коричневых глин, вошла в базальты.

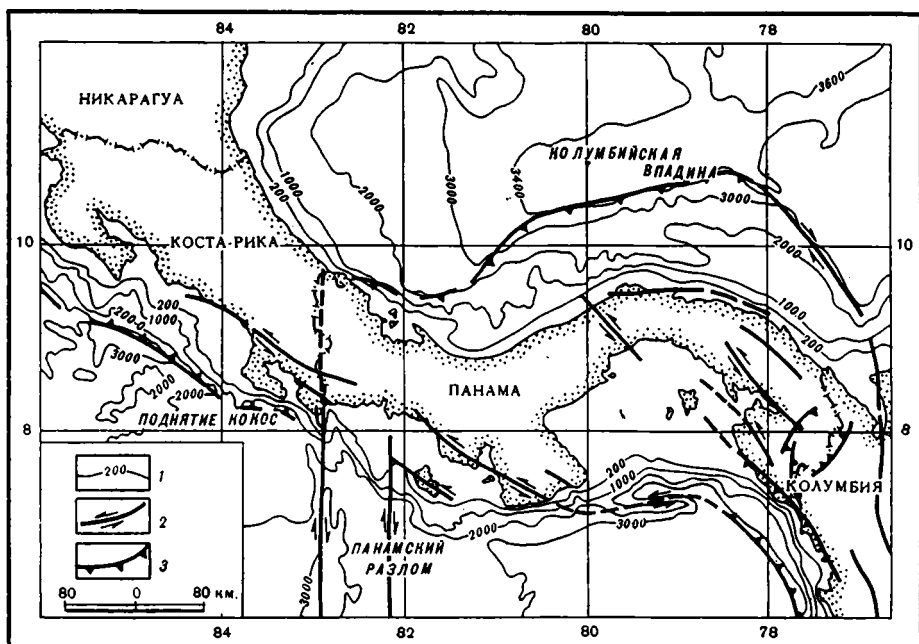


Рис. 32. Структурные черты Панамско-Костариканского региона [276]  
 1 — изобаты, м; 2 — сдвиги; 3 — надвиги

На континентальном склоне вскрыты раннемиоценовые глубоководные терригенные илы (283 м), под которыми лежит 10-метровый песчаный слой, а ниже — кристаллические сланцы (скв. 489). Более древних отложений нигде не обнаружено, что позволяет считать, что заложение Центральноамериканского желоба на его северном отрезке произошло в начале миоцена.

Другим важным результатом бурения можно считать обнаружение аккреционной призмы, прогрессивно увеличивающейся в размерах во времени вследствие скупчивания осадков и постепенного подъема материкового склона желоба, сопровождающегося отодвиганием оси желоба в океан. Сейсмическими работами выявлена структура аккреционной призмы [205]. О ней дает представление рис. 33.

Другой профиль (11 скважин) не вскрыл аккреционной призмы. Он также начинается на океаническом склоне желоба, проходит через его ось и доходит до 2000-й изобаты на континентальном склоне. На океанском склоне скв. 495 на глубине 447 м вошла в базальты, над которыми лежат глубоководные илы и глины нижнего и среднего миоцена, а выше гемипелагические биогенные илы верхнего миоцена — голоцена (171 м). На дне желоба скв. 499 и 500, пройдя разрез, сходный с предыдущим, кроме голоценового, представляющего толщ турбидитов (120 м), также вошли в базальты. Существенно, что в отложениях у самого основания приматерикового борта не обнаружено никаких деформаций сжатия.

Наиболее важные результаты принесла скв. 494, расположенная также в нижней части приматерикового борта, в 3 км от оси желоба, и пробурившая 367 м отложений. Нижний горизонт в скважине представлен мелкообломочными отложениями, состоящими из частиц измененных базальтов и андезитов (45 м). Над ними вскрыт небольшой (9 м) горизонт серых известняков верхнего мела. Выше лежат аргиллиты эоцена (75 м), перекрытые небольшой пачкой (27 м) гемипелагических глин верхнего олигоцена — среднего миоцена, а в самом верху (213 м) — диатомовые илы плейстоцена — голоцена. В разрезе не встречено никаких признаков

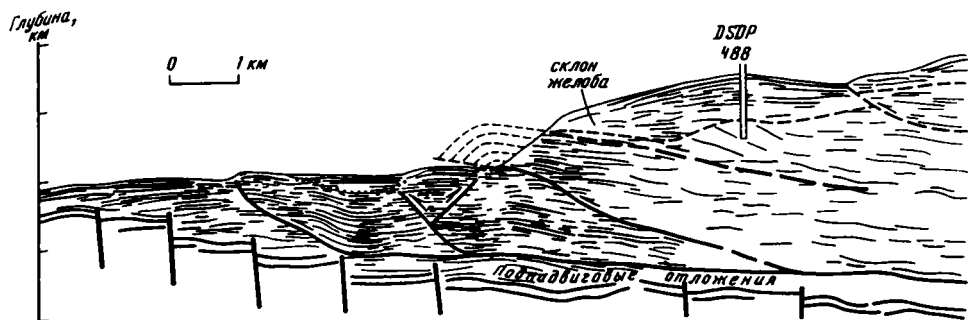


Рис. 33. Аккреционная зона в средней части Гватемальского желоба по сейсмическим данным [205]

чешуйчатой структуры, характерной для предыдущего профиля. Этот результат был настолько неожидан, что подвергся специальной проверке. Но и повторное бурение не обнаружило признаков скупивания осадков; фактически оно подтвердило полученные прежде данные о разрезах. В основании первого слоя на приматериковом склоне желоба оказались допозднемеловые породы офиолитовой ассоциации, продолжающиеся сюда с береговой зоны Коста-Рики.

Согласно выводам, полученным в результате обработки материалов глубоководного бурения с использованием данных по геологии суши, основные вехи формирования структуры Центральноамериканской прибрежной зоны вырисовываются в следующем виде. В позднем мелу на приматериковые комплексы юры и мела надвигаются породы офиолитового комплекса. Затем поверх офиолитов откладываются кампан-маастрихтские известняки. В палеоцене наступает фаза поднятия, за которой следует новое перемещение офиолитов вместе с перекрывающими их кампан-маастрихтскими породами в их современное положение. В позднем олигоцене либо в начале миоцена начинается формирование глубоководного желоба, сопровождающееся образованием на поднимающемся краю континента Центральноамериканского пояса андезитового вулканизма. Однако все это не относится к Панамской части континентальной окраины, черты развития которой особые.

Установленное бурением полное различие в строении Центральноамериканского глубоководного желоба к северо-западу и юго-востоку от залива Техуантепек (точнее, поднятия того же названия) свидетельствует о кардинальном различии геодинамических условий его образования. Можно согласиться с мыслью, что северо-западный отрезок обязан своими структурными особенностями обстановке сжатия, а юго-восточный — обстановке растяжения [52]. Контролирующей структурой является океаническое поднятие Техуантепек, поперечное к простиранию прибрежной зоны.

#### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Центральноамериканская связка имеет гетерогенное строение. Ее юго-восточная часть вплоть до изгиба Панамского перешейка продолжает крайние западные структуры Колумбии. Наиболее определенно общность этих регионов видна на примере эоцен-миоценового линейного глубокого прогиба, заполненного терригенными отложениями, кстати сказать, без сомнения потенциально нефтегазодонными. Эта молодая ветвь Андийского пояса лишь совсем недавно (видимо, в плиоцене) состыковалась с иной тектонически обособленной зоной, продолжающей структуры Южной Мексики. В результате встречного движения северной и южной литосферных масс создавалась обстановка сильного сжатия, которая,

как можно думать, и вызвала общий S-образный изгиб Панамской структуры, ясно видимый в современном структурном плане. О сильном продольном сжатии свидетельствует и Северо-Панамский надвиг, по которому подводная деформированная зона перекрывает борт Колумбийской глубоководной впадины. Возможно, именно с этим геодинамическим режимом нужно связывать и возникновение обстановки растяжения в юго-восточном отрезке Центральноамериканского желоба, где процесс поддвига, вероятно, был подавлен продольным сдвиговым смещением.

Обнаружение на п-ове Никоя реликта примитивной островной дуги указывает на длительность процесса образования Центральноамериканской связи, начавшегося, очевидно, в самом конце мелового периода. Его первой фазой было скучивание океанических литопластин. Главные же тектонические черты связи определились в позднем кайнозое ( $P_3$ —?, N, Q).

## ГЛАВА ПЯТАЯ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ И КУРИЛЬСКАЯ СИСТЕМА

Как известно, западнотихоокеанские окраины тектонически похожи друг на друга. Каждая из них характеризуется распространением однотипных структур: глубоководных желобов, островных дуг, краевых морей, тыловых окраинно-материковых зон. Но их отдельные сегменты разнятся по сочетанию структурных типов, размерам занимаемых площадей, соотношению участков с океаническим, субокеаническим, субконтинентальным и континентальным строением коры.

Корякско-Камчатская область и Курильская система занимают крайний северозапад тихоокеанского обрамления. Со стороны Азии этот регион ограничивает Охотско-Чукотский вулканический пояс, отвечающий краю материка мелового времени. От Тихого океана они отделены Курило-Камчатским глубоководным желобом, а севернее — Командорской, а затем Алеутской глубоководными впадинами, входящими в структурный комплекс Беринговоморского региона.

Принципиальнейшим вопросом является характер тектонических соотношений Корякско-Камчатской области со структурами Аляски. От того, как решается этот вопрос, прямо зависят палеотектонические и палеогеодинамические построения, в частности те из них, которые основываются на идее о мигрантах-террейнах. Другой вопрос, также общего значения, когда и каким образом в этом регионе проявлялась аккреционная тектоника. Его разработка необходима не только для углубленного понимания закономерностей этого процесса в данной области, но и для лучшего понимания тектонического развития других регионов окраины Западной Пацифики.

Дальнейшее выяснение тектоники Камчатки как краевой зоны материка, непосредственно соприкасающейся с глубоководным желобом, укажет, каким образом происходит сочленение активной континентальной окраины и ложа океана в простейшем случае. Подобных соотношений на западе Тихого океана больше нигде не наблюдается. Наконец, характеристика Курильской системы позволит расшифровать динамику тектонического процесса непосредственно на океанической окраине в кайнозойское время.

Наше описание тектоники Корякского нагорья и Камчатки основано на данных Восточной экспедиции Геологического института РАН.

Корякское нагорье, как и Аляска, относится к северному обрамлению Тихого океана. Сделано несколько попыток сопоставить между собой тектонические черты этих регионов. Однако тему эту нельзя считать исчерпанной.

Одним из широко принятых представлений в отношении тектоники Аляски, как уже говорилось, является отображение ее в виде агломерации многочисленных, в общем случайно причлененных друг к другу разнородных тектонических зон либо их фрагментов, называемых террейнами. Некоторые авторы перенесли это представление и на Корякское нагорье. В какой мере это отвечает действительному положению вещей — большая проблема.

Далее надо отметить очень интересное тектоническое положение Корякского нагорья, отделенного от структур Северо-Восточной Азии мощным Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, приуроченным к краю материка, существовавшего в меловое время. Анализ структур Корякского нагорья должен раскрыть закономерности аккреции континента в данном регионе.

Корякское нагорье занимает обширную площадь, простираясь на 800 км в северо-восточном направлении от Парапольского дола на Камчатке до Анадырского залива (его ширина в 2,5 раза меньше), с высотами 1000—1800 м, но высшая точка имеет отметку более 2500 м. Главнейшие структурные единицы Корякского нагорья показаны на рис. 34.

С северо-запада Корякский структурный комплекс окаймляется северным отрезком Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, разделяющегося на две продольные зоны: внешнюю (прикорякскую) и внутреннюю (В.Ф. Белый). Последняя дискордантна по отношению к структурам мезозойд Северо-Восточной Азии и носит наложенный характер. В ее пределах возрастной диапазон вулканитов охватывает конец юры — палеоцен. Во внешней зоне он иной: альб—палеоцен. В эволюции вулканизма пояса выделено три этапа (Е.Л. Лебедев). Первый — этап андезитового вулканизма — охватывает конец юры — ранний мел; второй отвечает альбу—туруну, для него характерен контрастный, в значительной степени кислый, вулканизм; в третий этап — маастрихт—палеоцен — изливались базальты.

Особенное значение с точки зрения тектонического анализа имеет альб-туронский этап. Для него устанавливается разница в петрохимических особенностях вулканитов внешней и внутренней зон. Вопрос этот подробно рассмотрен в специальной работе [35], где, в частности, подчеркнуто, что для внешней зоны характерна формация высокоглиноземистых базальтов и андезитов, а для внутренней — андезитовые и игнимбриновые формации. Во внутренней зоне описаны изометричные, реже линейные отрицательные вулканоструктуры, разделенные вулканокупольными формами. Во внешней зоне развиты крупные линейные антиклинальные поднятия и сопряженные с ними вулканотектонические депрессии, в значительной части имеющие разломную природу.

Различно и глубинное строение земной коры в упомянутых зонах. В прикорякской части мощность коры и гранитно-метаморфического слоя меньше, чем во внутренней зоне. Имеются существенные различия также в характере гранитоидного магматизма. В современной структуре с границей между зонами совпадает полоса тектонических нарушений сбросовой и надвиговой природы, в которой породы часто раздроблены и милонитизированы.

Приведенные данные свидетельствуют о четком структурном разграничении мезозойд Северо-Востока Азии и Корякского тектонического региона для отрезка времени 150 млн лет. Мезозойды — часть сформировавшегося материка; Корякский регион — причленившаяся к нему область переходной зоны материк—океан, не ставшая пока участком полностью созревшей континентальной коры, хотя и с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем.

Палеотектонические реконструкции многих исследователей приводят к заклю-

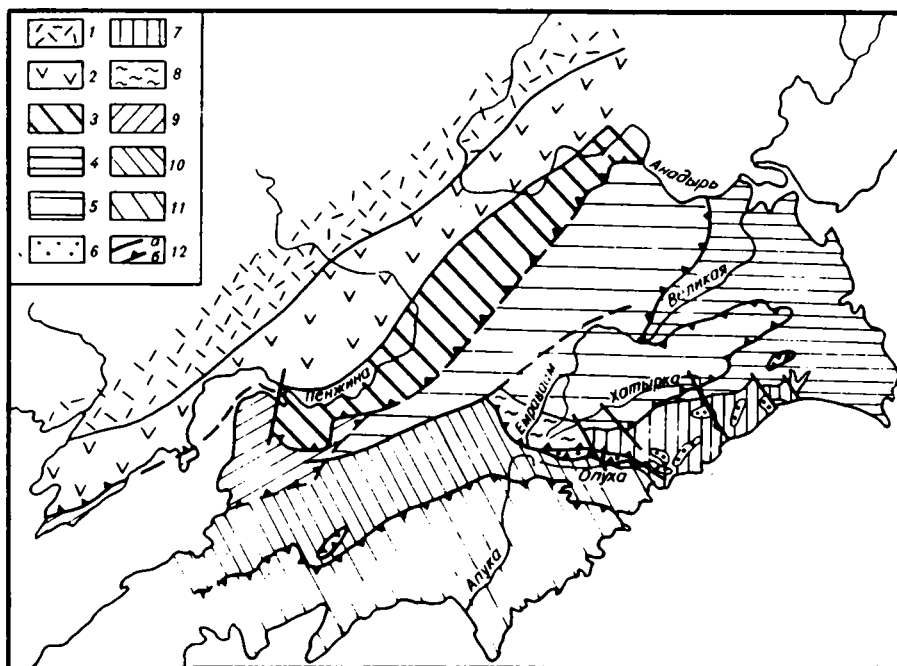


Рис. 34. Тектоническая зональность Корякского региона [74]

1, 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (зоны: 1 — внутренняя, 2 — внешняя); 3—11 — зоны: 3 — Пенжинско-Анадырская, 4, 5 — Корякская (4 — Великореченско-Алькатваамский автохтон, 5 — Алганско-Майницкий аллохтон), 6, 7 — Эконайская (6 — Яранайский автохтон (параавтохтон), 7 — Эконайский аллохтон), 8 — Евраваам-Пикасьваямская, 9 — Куюльская, 10 — Укзэлайтская, 11 — Олюторская; 12 — разломы: а — крутые, б — пологие

чению, что внешняя зона вулканического пояса имеет в основании позднеюрско-раннемеловые структурные образования поздних мезозоид — предальбский аккреционный островодужный комплекс. Корякские структуры причленены именно к нему. Этот комплекс сильно дислоцирован; иногда его надвиговые пластины перекрывают даже вулканы пояса. Комплекс возник вследствие очень длительного геологического развития (несколько геологических периодов) континентальной окраины.

К числу основных структурно-формационных зон Корякской покровно-складчатой системы относятся (с северо-запада на юго-восток): Пенжинско-Анадырская, сменяющаяся на юго-западе Куюльской, Корякская, Эконайская, Евраваам-Пикасьваямская и Олюторская. В их геологическом строении имеются весьма существенные различия; все они находятся между собой в тектонических взаимоотношениях.

Пенжинско-Анадырская зона простирается в северо-восточном направлении на 600 км. Ее исключительно характерную черту составляет распространение наиболее древних офиолитов региона. Они развиты в юго-западной части зоны, в Понтонейских горах. Тектонически эти горы представляют собой крупную аллохтонную массу, развитую на литопластине и перекрывающую раннемеловые флиш-олистоострововые отложения бассейна р. Куюл. Самые древние датированные породы аллохтона представлены литопластиной, сложенной вулканогенно-осадочными образованиями, метаморфизованными в глаукофан-зеленосланцевой фации и имеющими, по палеонтологическим данным, позднедокембрийский—раннепалеозойский возраст. Офиолиты приурочены к верхней пластине, пред-

ставленной (Г.Е. Некрасов) фрагментами полосчатого ультрабазит-габбрового комплекса, пироксенитовыми габбро, силлово-дайковым комплексом, шаровыми базальтами, кремнистыми породами и пелагическими известняками. Это типичный разрез океанической коры. Наиболее вероятное время образования ультрабазит-габбровой части разреза (на основании геологических сопоставлений) позднедокембрийское, а перекрывающих комплексов — раннепалеозойское.

На рубеже раннего и среднего палеозоя все эти образования были сильно деформированы, метаморфизованы и превращены в фундамент мощных палеозойских вулканогенных и осадочных комплексов. Среди последних палеонтологически датируются среднеордовикские, силурийские, девонские и каменноугольные образования, причем карбон представлен угленосной молассой. В конце палеозоя также проявилось надвигообразование, о чем свидетельствуют пермские олистостромы.

Офиолиты развиты и на севере Пенжинско-Анадырской зоны, в Усть-Бельских горах. Эти горы также обладают покровно-чешуйчатой структурой. Нижний офиолитовый покров, вскрывающийся в тектонических окнах, сложен ультрабазит-габбро-базальтовым комплексом и кремнисто-карбонатно-терригенными образованиями среднего палеозоя [53]. Помимо них, здесь присутствуют вулканогенно-осадочные и терригенные толщи юры и валанжина. Покров имеет внутреннее чешуйчатое строение. Верхний покров также разбит на чешуи (литопластины); представлен он мощным комплексом ультрабазитов и габброидов. Местами эти породы перекрыты базальтами и терригенными отложениями (MZ — ?). Соответственно в Усть-Бельских горах пространственно совмещены две разновозрастные генерации офиолитов: досреднепалеозойская и более поздняя, возможно мезозойская.

Автохтону принадлежат валанжинские вулканогенно-кремнистые отложения и лежащие на них с несогласием терригенные толщи альба—турона. Неоавтохтон — это морские молассы позднего альба — сенона, континентальная моласса сенона — дания и терригенные молассовые и вулканогенные комплексы кайнозоя. По поводу океанической природы офиолитов Усть-Бельских гор в литературе имеется большое число высказываний.

Мезозойские отложения за пределами офиолитов в Пенжинско-Анадырской зоне представлены в основном туфогенными и терригенными породами островодужных и субостроводужных серий. В разрезе присутствуют отложения среднего триаса — средней юры, верхней юры — нижнего мела и верхнего мела. Очень существенно с точки зрения палеотектонических построений отметить, что с этой зоной связана граница раздела верхнепалеозойско-нижнемезозойских бореальных фаунистических комплексов мезозоид и тетических комплексов корякских структур [74].

Несмотря на очень длительную геологическую историю Пенжинско-Анадырской зоны, она не может относиться к области полностью сформировавшейся континентальной коры. Здесь, в частности, отсутствуют массы калиевых гранитов — одного из самых важных показателей степени зрелости коры сиалического типа. Процесс становления гранитно-метаморфического слоя оказался очень долгим, растянувшимся на сотни миллионов лет.

Куюльская зона примыкает к юго-западному окончанию Пенжинско-Анадырской зоны. Площадь ее невелика, примерно 100×100 км. Для Куюльской зоны также характерно присутствие типичных офиолитов, но гораздо более молодых. В их строении участвуют габбро-гипербазитовые комплексы, с которыми тесно связаны триасовые и юрско-нижнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения. Широко развит серпентинитовый меланж. Офиолиты залегают в виде тектонической пластины толщиной около 1000 м, падающей на северо-запад. Относительный автохтон представлен породами верхней юры — низов нижнего мела, в том числе готеривской олистостромой и флишем. Внутренняя структура офиолитов сложная, тектонически расслоенная, дробленая; фрагменты офиолитового



разреза разделены серпентинитовым меланжем. Среди пород описаны гарцбургиты, реже лерцолиты, дуниты, пироксениты, полосчатые габбро, другие габброиды, габбро-диабазы, плагиограниты, диабазы, базальты, яшмы.

Нельзя исключать присутствие в меланже метаморфических пород ранне-мезозойского и даже палеозойского возраста. Для некоторых пород имеются возрастные датировки (К—Аг-метод) габброидов (115—121 млн лет) и перидотитов (112—132 млн лет).

В Куюльской зоне существует очень мощный разрез меловых отложений. Самая нижняя их часть (1200 м) индексируется как  $J_3-K_{1b}$ . Мощность оценивается в несколько тысяч метров. Они представлены туфогенными и терригенными породами флишодного облика, включающими уже упоминавшиеся готеривские, а также местами баррем-аптские олистостромы. Большие мощности меловых толщ и их изменчивый состав следует рассматривать как показатель контрастного тектонического рельефа в области перехода океан—континент [74]. Общее строение отложений чешуйчато-надвиговое. Этот комплекс пород несогласно с конгломератами в основании перекрывается шельфовыми отложениями, разрез которых начинается с верхнего альба(?) — сеномана.

Таким образом, меловые и частично верхнеюрские комплексы в Куюльской зоне формировались на коре океанического типа, многократно подвергавшейся процессам тектонического срыва и внутреннего расслаивания с образованием тектонически скученных масс.

Центральную часть Корякского нагорья занимает Корякская тектоническая зона, включающая Великореченско-Алькатваамский автохтон (параавтохтон?) и обширный Алганско-Майницкий аллохтон (рис. 35).

Автохтонная подзона, простирающаяся до р. Анадырь, занимает северо-восток нагорья. Ее значительная часть перекрыта Анадырской впадиной, заполненной неоген-четвертичными, к стати нефтегазоносными, отложениями (рис. 36). В районе нижнего течения р. Великой в строении автохтона принимают участие альб-коньякские преимущественно терригенные отложения, как грубообломочные, так и алевритистые и глинистые (В. П. Зинкевич). Встречаются туфы кислого состава. Толщи носят флишодный облик. Мощность отдельных свит меняется в пределах 1000—2500 м, составляя в среднем 4—5 км. Можно присоединиться к мнению, что формирование толщ происходило в шельфовых и склоновых условиях. Породы дислоцированы в складки и осложнены главным образом молодыми разрывными нарушениями. С резким угловым несогласием поверх отмеченного комплекса залегает сенон-датская угленосная моласса (хребет Рарыткин).

Юго-восточная часть подзоны носит название Алькатваамской. Здесь развиты верхнеюрско-меловые отложения. Они представлены терригенными и туфогенными отложениями общей мощностью также в несколько километров. В основании коньяк-нижнекампанской свиты лежат базальные конгломераты, перекрывающие верхнеальб-туронскую свиту. Маастрихт лежит также с базальными конгломератами в основании, а поверх него залегает угленосная формация дания—палеогена. Местами в верхах автохтона развиты базальты и андезиты.

Внутренняя структура Алькатваамского комплекса сложная (А. Д. Казимиров, В. Н. Григорьев и др.). Здесь выделяются тектонические пластины с перемещением до нескольких десятков километров. Внутри пластин породы существенно деформированы. Верхний покров включает и хребет Кэнкэрэн, хорошо известный благодаря наличию в нем верхнетриасовых пород с остатками многообразной тети-ческой фауны. Эти последние выступают в виде тектонических блоков среди верхнеюрско-нижнемеловых отложений. В обломочных, в том числе туфогенных, породах имеются прослойки известняков. Мощность триаса около 2000 м. Обособляются две литопластины; на юге хребта развит серпентинитовый меланж. Более значительный выход серпентинитового меланжа приурочен к ядру антиформы, разделяющей описываемую подзону и лежащую юго-западнее систему

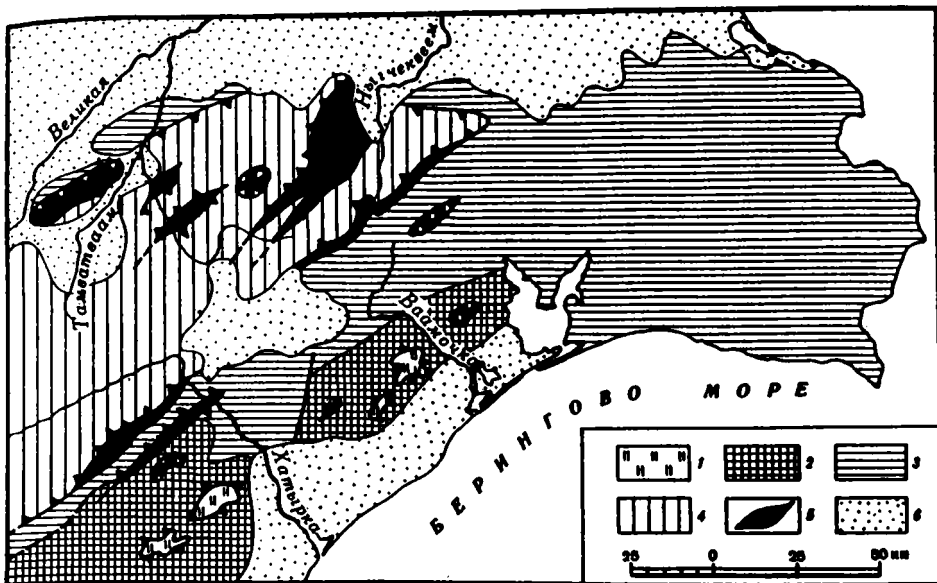


Рис. 35. Размещение серпентинитовых меланжей и габбро-гипербазитовых массивов в тектонических единицах Корякского хребта [55]

1 — Яранайский автохтон (параавтохтон); 2 — Эконайский аллохтон; 3 — Аляктваамский автохтон; 4 — Майницкий аллохтон; 5 — серпентинитовые меланжи и габбро-гипербазитовые массивы; 6 — кайнозойские прогибы и наложенные впадины

Эконайских литопластин (см. ниже). Меланж погружается здесь под вулканогенно-кремнистую толщу верхнего палеозоя — триаса.

Характерны готерив-барремские образования, представленные лавово-туфовой ассоциацией (базальты, андезитобазальты, андезиты).

На основании фациального анализа верхнеюрско-нижнемеловых образований реконструируются Кэнкэрэнская вулканическая островная гряда, а также прилегающие к ней с юго-востока прогиб с гемипелагической седиментацией и далее — невулканическая гряда.

Алганско-Майницкий аллохтон занимает основную часть Центральной Корякии. Он тектонически перекрывает Великореченско-Аляктваамскую подзону, будучи расчленен на ряд литопластин и деформирован в складки, опрокинутые на восток. С северо-запада по системе надвигов описываемый аллохтон перекрыт Пенжинско-Анадырской зоной. В его западной части находится система Ваежских чешуй, в которых в виде крупных масс выходят рифейско-раннепалеозойские (акритархи) сильно тектонизированные зеленосланцевые и глаукофансланцевые породы ваежской серии.

Массы метаморфит встречаются также в широко развитом здесь меланже. В качестве первичных пород диагностированы ультрабазиты, базальты и кремни. В меланже имеются также блоки и глыбы силурийских, девонских, каменноугольных и пермских пород, сложенных преимущественно известняками. Среди меловых отложений и метаморфит имеются блоки триасовых пород, представленных главным образом терригенными разностями, содержащими фаунистические остатки бореального типа. Распространены верхнетриасовые олистостромы, включающие олистолиты известняков силура, девона и карбона (В.П. Зинкевич).

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения района Алганских гор имеют вулканогенно-кремнисто-терригенный состав и местами достигают мощности 4 км.

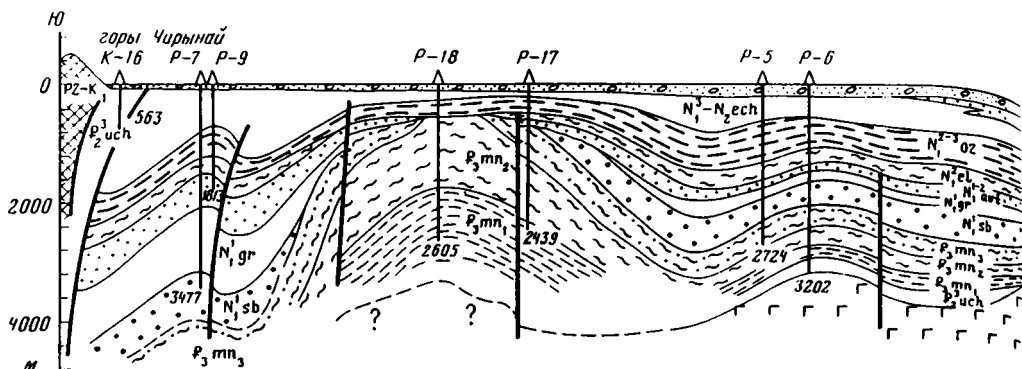


Рис. 36. Геологический профиль через центральную часть Анадырской впадины [27].

Породы очень интенсивно дислоцированы. Поверх них с несогласием залегает терригенная флишoidная толща, отвечающая среднему и верхнему мелу. Для маастрихта характерны молассы.

Из имеющихся данных можно заключить, что аллохтонные ваежские структуры представляют часть Пенжинско-Анадырской тектонической зоны, а верхнеюрско-меловые комплексы (вслед за С.Д. Соколовым) — образования краевого моря с вторичным симатическим основанием, т.е. деструктивной природы.

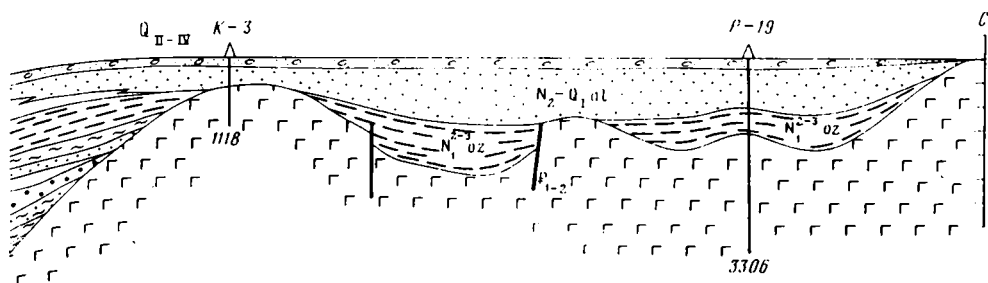
В описываемую тектоническую подзону входит еще один крупный аллохтонный ансамбль — Майницкий. Его юго-восточный край по системе надвигов перекрывает Великокорченско-Алькатваамскую подзону, охарактеризованную выше.

Майницкий аллохтон обладает сложной покровно-чешуйчатой структурой (С.Д. Соколов и др.). В его строении принимают участие залегающие в нижней части серпентинитовые меланжи, затем вулканогенно-кремнисто-терригенные, местами граувакковые образования с олистостромами верхней юры — раннего мела и средне-верхнемеловые терригенные отложения. Меланжи распространены широко. В составе глыб представлены офиолиты, а также разнообразные вулканы, сланцы, кремни, известняки (PZ—MZ<sub>1</sub>) и некоторые другие породы. Глыбы могут быть размером в несколько километров. Процесс формирования меланжей был длительным, от начальной стадии тектонического расслаивания до скупивания и конечных деформаций литопластин. Некоторые авторы считают, что среди офиолитов можно различить две генетические разности — океанические и офиолиты деструктивных структур. Сложность внутреннего строения аллохтона подчеркивается присутствием пластины пород, сходных по составу и возрасту (R—E) с наиболее древними ваежскими породами.

В зоне развития верхнеюрско-нижнемеловой толщ найдены известняки с аммонитами келловоя тетического типа. Очевидно, это фрагмент экзотических структур.

В работе [74] показано, что в большей части разрезов верхнеюрско-раннемеловых образований вулканогенно-кремнистая ассоциация пород занимает их низы, тогда как терригенная (граувакковая) ассоциация соответствует верхам. Общая мощность разрезов из-за сильных деформаций не может быть определена, но она по крайней мере составляет несколько километров. Формирование комплекса происходило в бассейне с океанической (точнее, субокеанической) корой типа окраинного моря, строение которого было осложнено вулканическими грядами с непродолжительным периодом развития.

Средне-верхнемеловые обломочные отложения несогласно перекрывают верхнеюрско-нижнемеловые либо контактируют с ними тектонически. Локально в их разрезах имеются несогласия. Более выдержанное несогласие — маастрихтское. Изменчивость литологических типов в пространстве свидетельствует о расчленен-



ности обширного бассейна седиментации, с одной стороны, и разнообразии источников терригенного материала — с другой. Это был бассейн типа "терригенной миогеосинклинали". В ряде мест морские отложения позднего мела вверх по разрезу сменяются континентальными ( $K_2m-d$ ). Более высокий структурный ярус образован приразломными грабенами, выполненными палеогеном.

На восток от Корякской зоны лежит Эконайская тектоническая зона, простирающаяся на 200 км параллельно краю Берингова моря. Ее наибольшая ширина около 60 км. Эконайская зона включает Янранайский автохтон и Эконайский аллохтон с его детально изученной чешуйчато-надвиговой структурой [53] (рис. 37). От Берингова моря Эконайская зона отделена Хатырским кайнозойским прогибом.

Янранайский автохтон (параавтохтон?) вскрывается в ряде тектонических окон, существующих в Корякском хребте. Основание автохтонного комплекса нигде не видно. В составе пород имеются переслаивающиеся в той или иной пропорции базальты, яшмы, песчаники, суммарная мощность которых может достигать 3 км [55]. Находки радиолярий позволили датировать возраст комплекса как позднеюрский—меловой. Породы залегают в виде куполовидных антиформ, погружающихся под лежащие сверху тектонические покровы, среди которых есть литопластины, сложенные палеозойско-триасовыми, а также верхнеюрско-меловыми породами. Внутренняя структура сложная. Так, в Янранайской антиформе выделяются четыре отличающиеся по типу разрезов и подвергшиеся складчатости литопластины. К нижней пластине приурочена олистостромовая толща маастрихтского возраста. Имеются достаточные основания [19], чтобы считать яшмово-базальтовую ассоциацию, присутствующую в Янранайском комплексе, по своей природе океанической (конденсированный разрез, металлоносные осадки и пр.).

Эконайский аллохтон представляет собой большой ансамбль тектонических покровов, для которых характерны крупные, опрокинутые на юго-восток или лежащие, осложненные дизъюнктивами складки. Насчитывается по крайней мере пять покровных единиц, обладающих индивидуальными чертами геологического строения. Нижняя из них образована туфо-терригенными отложениями верхней юры — нижнего маастрихта, суммарная мощность которых около 2,5 км. Имеются внутриформационные срывы. Сантонская часть разреза в бассейне р. Накыпый-ляк замещается мощными микститами. Характерен состав содержащихся в них глыб: габброиды, плагнограниты, кератофиры, кремни, известняки, базальты. Микститы близкого состава, но меньшей мощности фашиально замещают также валанжинские терригенно-туфогенные отложения.

Три более высоких покрова образованы офиолитами. Каждый из них состоит

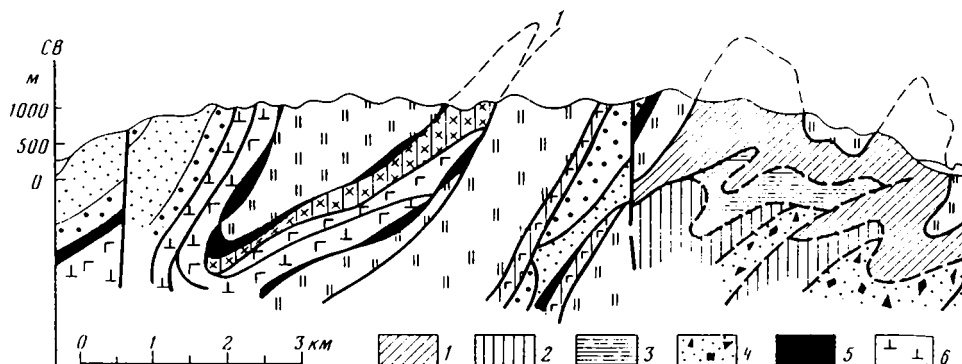


Рис. 37. Геологический профиль через Эконайскую зону. Составили В.Н. Григорьев, К.А. Крылов, С.Д. Соколов (1989 г.)

Янранайский автохтон: 1 — верхняя юра (титон) — нижний мел (до апта? включительно), 2 — альб—кампан (базальты, кремнистые и терригенные породы), 3 — альб—кампан (базальты, гиаокластиты, кремнистые породы, известняки), 4 — маастрихт(?) (олигостромы); Эконайский аллохтон: 5 — серпентиниты, 6 — дунит-гарцбургитовый комплекс, 7 — кумулятивный полосчатый комплекс, 8 — габброиды, 9 — дайковый комплекс основного и кислого состава, 10 — дайковый комплекс основного состава, 11 — карбон—триас (вулканогенно-кремнистые, кремнистые, туфокремнистые отложения), 12 — кимеридж—готерив (терригенные породы, туфы, микститы), 13 — альб—маастрихт (терригенные породы), 14 — четвертичные отложения

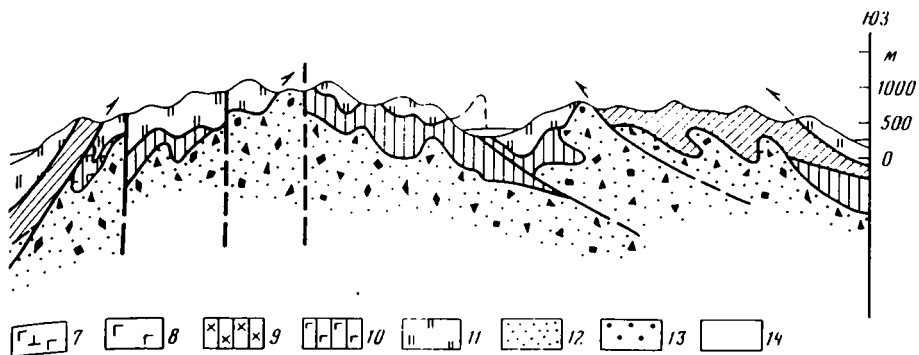
из нескольких литопластин, представляющих фрагменты океанической коры и верхов мантии. Характерна высокая степень брекчированности пород (С.В. Руженцев). Самый верхний покров сложен туфо-терригенными и кремнистыми отложениями верхнего палеозоя и триаса.

С нижнемезозойскими кремнистыми породами Эконайского аллохтона связаны находки фаунистических остатков тетического типа. Они заключены в экзотических глыбах верхнепалеозойских известняков. Эти известняки являются частью своеобразной экзотической ассоциации пород, формировавшейся в океаническом бассейне в геодинамической обстановке растяжения земной коры (С.Д. Соколов).

Первая фаза образования покровов относится к позднеюрскому времени. Основное же покровообразование в Эконайской зоне было в позднем мелу. Возраст базальных слоев неавтохтона меняется от сантона до позднего маастрихта. Представлен неавтохтон мощными грубообломочными толщами; включает он также вулканогенные породы андезитобазальтового состава.

Евраваам-Пикасьваямская зона, небольшая по размерам, расположена в средней части Центральной Корякии. В ее строении участвует несколько литопластин. Все они имеют тектонические контакты [75]. Обособляется пластина, сложенная кремнистыми породами триаса. Пластина, имеющая внутреннее чешуйчатое строение, образована вулканогенно-кремнисто-граувакковой толщей верхней юры — нижнего мела. Выделяется пластина, сложенная мощной толщей меловых (домаастрихтских) терригенных пород. Маастрихтские мелководные отложения, имеющие также значительную мощность, служат неавтохтоном. Они залегают с резким угловым несогласием. Тектоническое скупивание происходило здесь по крайней мере двукратно — непосредственно после неокома и затем перед маастрихтом. Евраваам-Пикасьваямская зона надвинута на верхнемеловые—палеоценовые отложения Корякской зоны.

Центральная область Корякского нагорья, в общем тектонически целостная, от распространенной на юге Олюторской зоны отделена Укэляйтской тектонической зоной. Ее неширокая полоса (20—60 км), слабо выгнутая на северо-



запад, протягивается на расстояние свыше 600 км. С обеих сторон Укэлятскую зону ограничивают крупные надвиги, по которым ее перекрывают сопредельные структурные комплексы. Со стороны Корякских зон движение масс происходило на юго-восток, с противоположной стороны — в обратном направлении. Этим обусловлены весьма сильные дислокации пород. Укэлятская зона рассматривается в качестве автохтонной. Сложена она мощной толщей пород сенона—палеоцена. Основную массу составляют терригенные породы, имеющие в кампан-маастрихтской части разреза флишоидное строение. В некоторых разрезах кампана содержатся базальты и кремнистые породы. В терригенных разрезах имеются олистостромы. Деформации выражены сжатыми складками, осложненными разрывами различных типов; картируются значительные надвиговые перемещения. Судя по характеру отложений, среди которых ведущую роль играют турбидиты, осадконакопление происходило в условиях континентального склона и его подножия. Базальты и кремнистые породы формировались, вероятно, в рифтогенных структурах.

Упомянутая Олюторская тектоническая зона, примыкающая к одноименному заливу, по рельефу и геологическому строению контрастно выделяется на фоне остальных структурных зон Корякского нагорья. В целом она представляет собой крупную аллохтонную массу, перекрывающую Укэлятскую зону. В полосе надвига развиты раннемаастрихтские олистостромы и терригенный меланж. Во фронтальной части аллохтона присутствуют тела ультрабазитов (дунит-верлитовые комплексы).

Краткое описание строения Олюторской зоны дано в работе [6]. В ней выделяются внешняя и внутренняя части. Первую из них слагают альб-кампанские кремнисто-вулканогенные отложения, формировавшиеся в бассейне с океанической корой. Диагностируются образования океанических гор, их склонов и абиссальной плиты. Породы интенсивно дислоцированы, причем выделяется несколько покровных литопластин, различающихся по характеру разрезов. Отмечается, что, чем более низкое структурное положение занимают литопластины, тем формирование слагающих их комплексов происходило дальше от материка. Выше со структурным несогласием лежит мощный вулканогенно-обломочный комплекс островодужного типа, что свидетельствует о переходе региона в качественно новый этап тектонического развития.

Внутреннюю часть Олюторской зоны слагают более молодые образования, относящиеся к маастрихту и палеоцену. В них выделяются маастрихтский вулканогенный комплекс островодужного типа и отделенные от него терригенной толщей средне-верхнепалеоценовые комплексы, представленные образованиями собственно островной дуги и сопредельных прогибов, фашиально замещающими друг друга. Интенсивность деформаций здесь существенно слабее, чем во внешней части;

лишь местами она значительная, о чем свидетельствуют, в частности, локально распространенные чешуйчато-надвиговые структуры.

"Палеоценовый всплеск вулканизма завершается внедрением известково-щелочных интрузий габброидного состава. На эоцен приходится этап коренной перестройки структурного плана региона и завершения формирования его покровно-складчатой структуры. В результате Олюторская система покровов по пологому региональному Ватынскому надвигу перекрыла Укэлятскую зону. Окончательное образование современной структуры относится к неогену, когда произошло раскрытие Командорской котловины вдоль субмеридионально ориентированной оси спрединга. На континентальной окраине происходили излияния известково-щелочных вулканитов" [6. С. 11].

Коряжская покровно-складчатая область на значительном расстоянии отделена от Берингова моря глубоким кайнозойским Хатырским прогибом. Он лишь частично виден на побережье; другая его часть находится на берингоморском шельфе.

Прогиб выполнен осадочными (терригенными) толщами, достигающими многокилометровой мощности [27]. Нижняя толща несогласно залегает на более древних породах и охватывает интервал верхний маастрихт — средний эоцен. Оligоцен (и частично эоцен), подразделяющийся на несколько свит, характеризуется резкой изменчивостью фаций и мощностей. На правобережье р. Хатырки мощность олигоцена достигает 6—8 км (возможно, это комплекс бокового наращивания). В миоцене отмечаются флороносные фации. Выделяются плиоценовые и четвертичные отложения. Неоген-четвертичные отложения представляют морскую молассу. Что касается маастрихт-палеогеновых отложений, то они имеют миогеосинклимальную природу и формировались в условиях внешнего шельфа, континентального склона и подножия.

Сочленение прогиба с коряжскими структурами обычно происходит по надвигам и взбросам. Прогиб распадается на отдельные ячеи; породы складчаты и локально разбиты разломами. С осадочным выполнением прогиба связываются перспективы нефтегазоносности.

По своей тектонической сущности Хатырский прогиб — это структура разграничения Берингоморского и Коряжского тектонических регионов. По геологическому строению и тектоническим соотношениям видно, что в кайнозойе здесь существовала морская окраина "пассивного" типа.

### КАМЧАТСКИЙ РЕГИОН

Камчатский полуостров, простирающийся на 1200 км, представляет собой расчлененное горное сооружение с 28 действующими вулканами, крупнейший из которых — Ключевская сопка высотой 4850 м. Общее число вулканов 99. Посредине полуострова проходит продольная Центральнокамчатская депрессия, являющаяся грабеном сложного строения, по обе стороны которой и простираются вулканические цепи, притом если с запада от нее в зоне Срединного хребта имеется 30 вулканов, то в восточнокамчатских хребтах их насчитывается 69. Эта последняя группа продолжает мощную вулканическую зону Больших Курил. Таким образом, Камчатский полуостров — современная весьма активная тихоокеанская окраина.

От Тихого океана Камчатку отделяет Курило-Камчатский глубоководный желоб, доходящий до Командорских островов, а от Берингоморского региона — Командорская глубоководная впадина. С запада структуры Камчатки на значительное расстояние простираются в Охотское море, доходя до изобаты 500 м, за которой лежат охотоморские структуры. Характерно, что контур этой изобаты и осевая линия сравнительно глубокой впадины ТИПРО, лежащей к западу от этой изобаты, повторяют простираения основных морфологических элементов Западной Камчатки. Таким образом, ширина полуострова

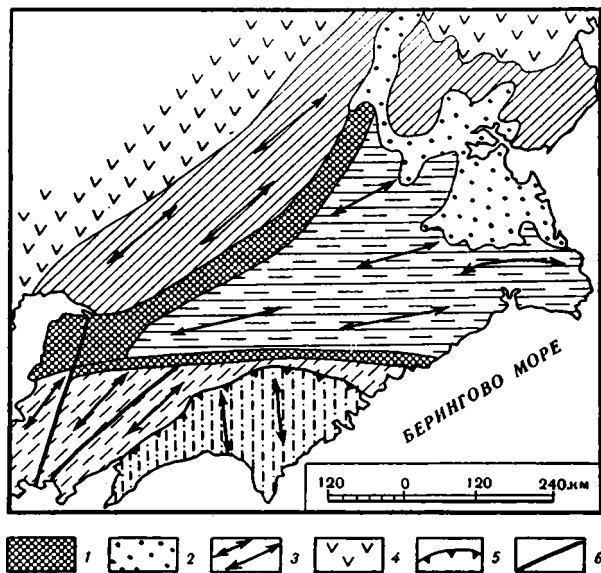


Рис. 38. Торцовое сочленение корякских и олюторско-камчатских структур [20]

Показаны различные тектонические зоны. 1 — шовные зоны; 2 — неоген-четвертичные впадины; 3 — генеральные простирания структур; 4 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 5 — надвиг; 6 — некоторые разломы

вместе с подводным продолжением достигает в средней части 800 км. Можно видеть, что это весьма крупный тектонический регион.

Структурные взаимоотношения описываемого региона с Корякским понимаются по-разному: по одной точке зрения, их связывает общность некоторых тектонических зон и преемственность в аккреционном процессе [74], по другой — эти регионы находятся в торцовом сочленении и являются чуждыми образованиями (рис. 38) [20]. Представления авторов по этому вопросу будут изложены в конце главы.

Основная часть Камчатки сложена кайнозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами. В восточных хребтах, в средней части полуострова и в малом количестве на Западной Камчатке имеются меловые образования, но не древнее среднего мела. В Срединном и Ганальском хребтах и в Хавывенском блоке, расположенном западнее п-ова Озерного, развиты метаморфические породы. Они имеют весьма важное значение для понимания структурного развития полуострова, и ниже мы коснемся не только общих сведений о них, но и некоторых деталей строения, тем более что до необходимой ясности в данной проблеме еще далеко. Общая геолого-тектоническая схема Камчатки приведена на рис. 39.

### Метаморфические породы

Наиболее крупные выходы метаморфических пород Камчатки расположены на юге Срединного хребта и в Ганальском хребте. Выступ Срединного хребта простирается на 200 км при ширине 30—40 км; Ганальский выступ вдвое меньше.

Многие вопросы, касающиеся возраста и структуры метаморфического комплекса Срединного хребта, не могут считаться окончательно решенными, в связи с чем и тектоническая интерпретация генезиса метаморфических образований многовариантна. Из всего многообразия трактовок можно выделить



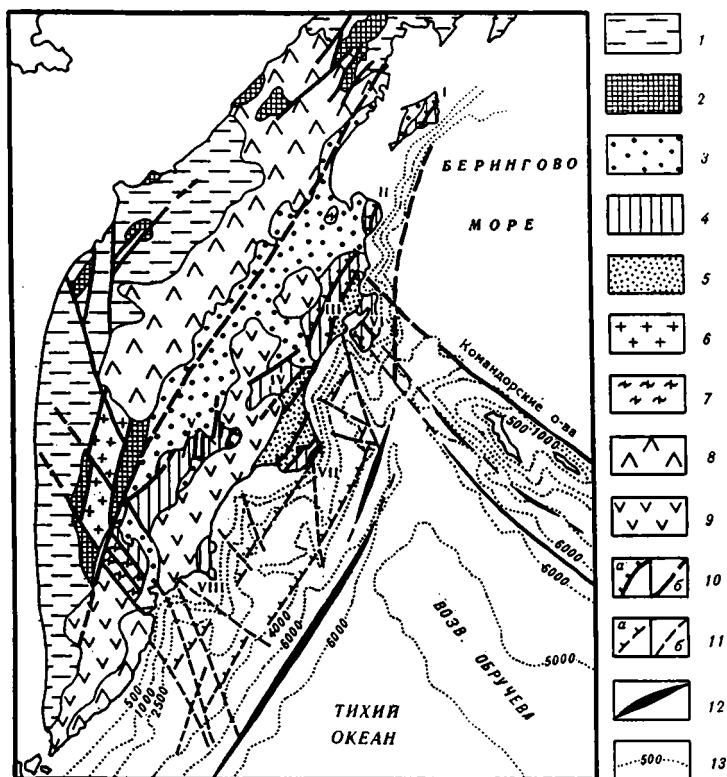


Рис. 39. Геологическая схема Камчатки [94]

1, 2 — образования Западной Камчатки: 1 — кайнозойские, 2 — меловые; 3 — терригенные образования Центральнокамчатской депрессии; 4 — тектонические поднятия Приокеанической зоны Камчатки (I—IV — Восточно-Камчатская система тектонических поднятий: I — Карагинское, II — Озерновское, III — Кумрочское, IV — Тумрокское, V — Валагинское; VI—VIII — система Прибрежных тектонических поднятий: VI — Камчатского Мыса, VII — Кроноцкое, VIII — Вахильское); 5 — вулканогенно-осадочные и терригенные образования Восточно-Камчатского прогиба; 6, 7 — метаморфические образования: 6 — Срединного хребта, 7 — Ганальского блока и Хавывенской возвышенности; 8, 9 — вулканические пояса: 8 — Центральнокамчатский (P—Q), 9 — Восточно-Камчатский (N—Q); 10 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — прочие; 11 — разрывные нарушения подводной части, устанавливаемые по геофизическим (а) и геоморфологическим (б) данным; 12 — оси глубоководных желобов; 13 — изобаты, м

две принципиально различные точки зрения. Одна из них рассматривает метаморфический комплекс как фрагмент Охотоморской платформы, игравший в мезозойской истории Камчатки роль срединного массива. В строении массива выделяют полиметаморфический фундамент (докембрийский или палеозойский) и вулканогенно-осадочный чехол (домеловой). Другая точка зрения основана на представлениях о постепенном переходе неметаморфизованных толщ (включая верхнемеловые) в метаморфические породы вплоть до образования по ним мигматитов и гранитогнейсов. Выходы метаморфических пород Срединного хребта рассматривают как метаморфическую зону (парный с метаморфическими породами Ганальского хребта пояс, краевое поднятие Западно-Камчатской позднемеловой складчатой зоны и т.п.), в которой палеозойские и мезозойские отложения, подвергшись полиметаморфическим процессам и гранитизации, сформировали позднемеловую континентальную кору. Таким образом, метаморфические породы Срединного хребта являются новообразованными, возникшими в позднемезозойский этап развития Камчатки.

Ни одна из трактовок не может считаться окончательно доказанной и требует дополнительных подтверждений. Отдавая предпочтение данным, полученным в последние годы, наиболее вероятным представляется, что в состав метаморфического комплекса входят неоднократно дислоцированные, высокометаморфизованные и гранитизированные вулканогенно-граувакково-глинистые толщи колпаковской серии (гнейсы, мигматиты, амфиболиты), которые, как установлено в районе вулкана Хангар [89], структурно и стратиграфически несогласно с базальным горизонтом метагравелитов в основании перекрываются отложениями малкинской серии. Гальки из гравелитов представлены гнейсами и гранитами, сопоставимыми с породами колпаковской серии. Малкинская серия сложена терригенно-вулканогенными толщами, зонально метаморфизованными от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. В ее составе снизу вверх выделяются шихтинская (терригенная), андриановская (эффузивная), хейванская (терригенная), химкинская (терригенно-кремнисто-туфогенная) и одновозрастная последней — алисторская (эффузивная) свиты, или толщи. Кроме того, в строении метаморфического комплекса участвуют также эффузивно-пирокластические образования квахонской свиты, метаморфизованные в глаукофановой фации и слагающие обособленную тектоническую пластину, надвинутую на метаморфические образования колпаковской и малкинской серий на северо-западе Срединнокамчатского выступа метаморфических пород.

Образования колпаковской серии метаморфизованы неоднократно. Ранний метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу, причем частично породы метаморфизованы в гранулитовой фации. Повторный метаморфизм охватывает породы как колпаковской, так и малкинской серии и относится к андалузит-силлиманитовому типу. В результате этого позднего метаморфизма была сформирована метаморфическая зональность, наблюдаемая в современном эрозионном срезе и характеризующаяся присутствием высокометаморфизованных пород в центральной части Срединного хребта и постепенным уменьшением степени метаморфизма к периферии. Однако не все еще окончательно ясно с характером и последовательностью проявления метаморфизма. Так, И.А. Тарарин [79] считает, что второй этап метаморфизма относится к зональному кианит-силлиманитовому типу, при котором он частично достигал гранулитовой фации, а по мере своего развития сопровождался процессами мигматизации и гранитизации, в то время как с предшествующим ему этапом связано лишь формирование андалузитсодержащих роговиков, обусловленных становлением гранитоидных массивов.

Столь же неоднозначны и представления о внутренней складчатой структуре метаморфических образований. Одни исследователи [22] предполагают наличие здесь различных тектонически совмещенных структурно-вещественных комплексов со сложноскладчатой внутренней структурой, характеризующейся изоклинальными и асимметричными складками; другие же [89] склонны рассматривать складки метаморфического комплекса как чисто метаморфогенные, полагая, что породы фундамента (колпаковская серия) перекрыты пологолежачим вулканогенно-осадочным чехлом (малкинская серия). Полученные новейшие данные по структуре чехла в верховьях р. Крутогорова показывают, что он имеет тектонически расслоенную структуру (рис. 40). Причем в этом районе закартированы как автохтонные вулканогенно-терригенные образования собственно чехла с размывом, перекрывающие породы фундамента, так и залегающие структурно выше аллохтонные вулканогенно-терригенные образования в отличных от чехла фациях и отделенные от него пластиной гипербазитов. Таким образом, малкинская серия является гетерогенным образованием и имеет покровно-складчатую структуру, что не позволяет рассматривать ее (в полном объеме) как пологолежачий чехол Охотоморской платформы.

В последние годы были проведены геохронологические исследования мета-

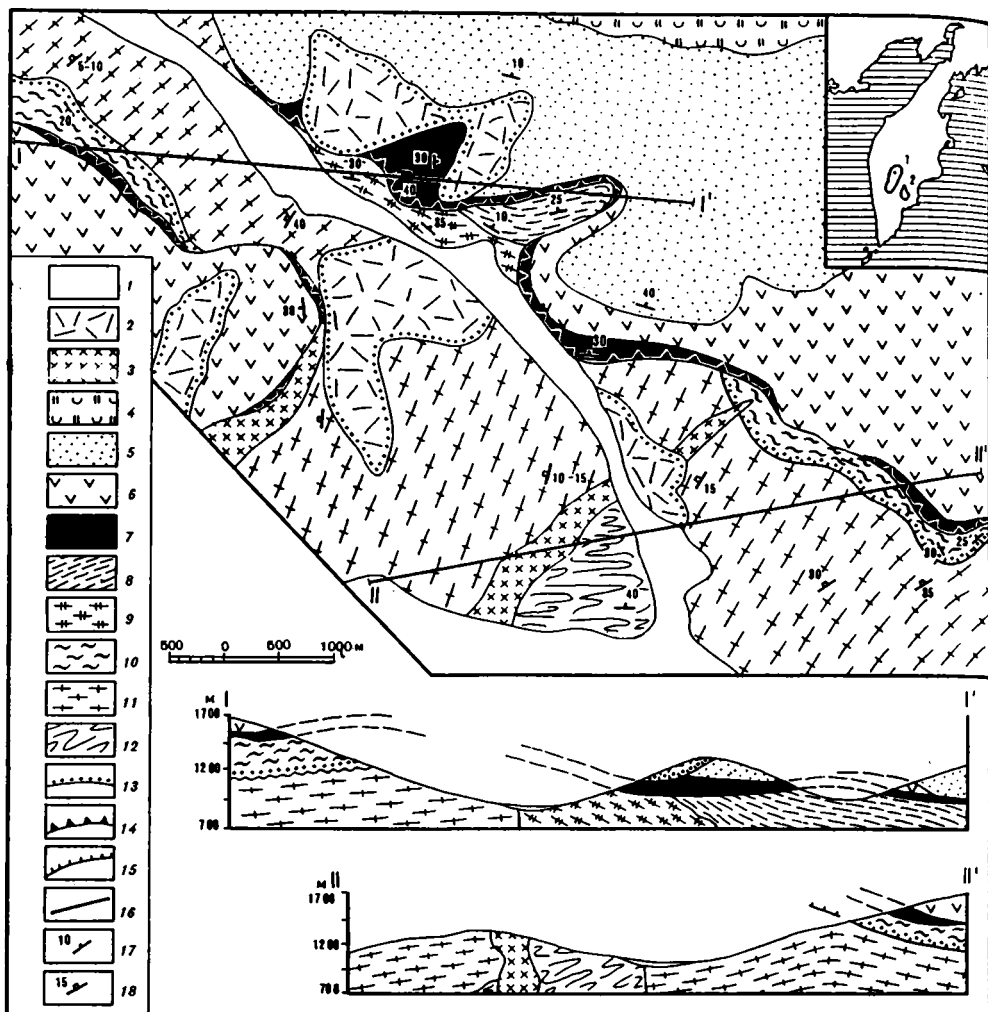


Рис. 40. Схема геологического строения верхьев р. КрутоГОРОВА (Срединный хребт Камчатки). Составил А. В. Рихтер (1990 г.)

1—3 — кайнозойские образования: 1 — аллювий, 2 — туфы, 3 — диориты; 4—12 — метаморфические образования: 4—7 — аллохтонный комплекс (4—6 — толщи: 4 — терригенно-кремнистая (химкинская), 5 — терригенная (хейванская), 6 — эффузивно-пирокластическая (андриановская); 7 — гипербазиты); 8—12 — автохтонный комплекс (8—10 — толщи: 8 — терригенная ("хейванская"), 9 — вулканогенная ("андриановская"), 10 — терригенная (шихтинская); 11 — граниты крутоГОРОВОГО комплекса; 12 — колпаковская серия); 13 — стратиграфическое и структурное несогласия; 14, 15 — надвиги: 14 — в основании аллохтонного комплекса, 15 — в автохтонном комплексе; 16 — крутопадающие разломы; 17, 18 — элементы залегания: 17 — сланцеватости, 18 — гнейсовидности. На врезке: 1 — контур Срединного метаморфического массива и местоположение рис. 40, 41; 2 — контур метаморфических образований Ганальского хребта

морфических пород [11]. Рубидий-стронциевым методом установлен возраст палеогнейсов колпаковской серии 125—127 млн лет — и посткинematических гранитоидов — 116 млн лет, прорывающих породы как колпаковской, так и малкинской серии. Полученные значения отражают время позднего зонального метаморфизма. На основании этих данных делается вывод, что метаморфизм и гранитизация пород, а следовательно, и становление континентальной земной

коры в этом регионе начались в раннемеловое время. Однако имеющиеся геологические данные (базальные горизонты с галькой метаморфических пород и гранитов в основании малкинской серии) позволяют предполагать существование внутри Срединнокамчатского выступа метаморфических пород фрагментов более древней континентальной коры. Полученные геологические данные не противоречат геологическим соотношениям между метаморфическими и неметаморфизованными толщами обрамления Срединнокамчатского выступа. На западе метаморфический комплекс перекрывается с конгломератами в основании терригенной толщей кихчинской серии мелового (досантонского) возраста, на севере — так называемыми барабскими конгломератами позднекампанского—раннемаастрихтского возраста, на востоке он тектонически сочленяется с вулканогенными образованиями ирунейской и кирганикской свит сантон-датского возраста. На основании этих данных зональный метаморфический комплекс был сформирован в раннемеловое время и выведен к поверхности в область эрозии к середине позднего мела.

Строение и тектоническое положение метаморфических образований Ганальского хребта также интерпретируются по-разному. Некоторые исследователи считают их выступами консолидированного фундамента, на котором заложилась структура позднемеловой островной дуги Восточной Камчатки, другие рассматривают их как комплекс основания или даже как фации той же дуги, метаморфизованные в позднемеловое время.

В строении метаморфических образований Ганальского хребта выделяются три структурно-вещественных комплекса, имеющие между собой тектонические соотношения (терригенно-вулканогенный, эффузивно-пирокластический и терригенно-кремнисто-вулканогенный), и три блока со сложной складчатой чешуйчатонадвиговой внутренней структурой (с юга на север: Вахталкинский, Стеновой и Северный) (рис. 41). Наиболее сложное строение имеет Вахталкинский блок. Нижнее структурное положение в нем занимает терригенно-вулканогенный комплекс (ганальский комплекс, или серия). Низы его разреза сложены океаническими толщами, которые перекрываются терригенной толщей, а верхи — терригенно-вулканогенными отложениями островодужного характера. Породы комплекса прогрессивно метаморфизованы в амфиболитовой фации и ретроградно метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. На северо-западе этот комплекс тектонически перекрыт верхнемеловыми толщами ирунейской свиты, а на юго-востоке на него налегает серия литопластин, нижняя из которых сложена метаморфизованными породами, сопоставимыми со стеновой серией, а верхняя — метаморфизованными породами терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса.

В Стеновом блоке тектонически совмещены два комплекса. Структурно внизу залегает эффузивно-пирокластический островодужный комплекс (стеновая серия, или комплекс), а на юго-востоке он тектонически перекрыт терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексом. Северный блок целиком сложен породами терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса. Этот комплекс во всех блоках занимает наиболее верхнее структурное положение, а по составу и характеру строения разрезов сопоставляется с неметаморфизованными толщами верхнего мела района Шаромского Мыса и толщами Валагинского хребта. Присутствующие в этом комплексе вулканогенные образования, так же как и аналогичные образования стенового комплекса и верхов разреза ганальского комплекса, относятся к островодужной ассоциации.

В Северном блоке породы терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса смяты в простые широкие складки субмеридионального простираения. Однако к югу, вблизи их контакта с породами Стенового блока, на эти структуры накладывается зона складчато-надвиговых дислокаций северо-западного простираения. В ее пределах развиты складки того же простираения с северо-

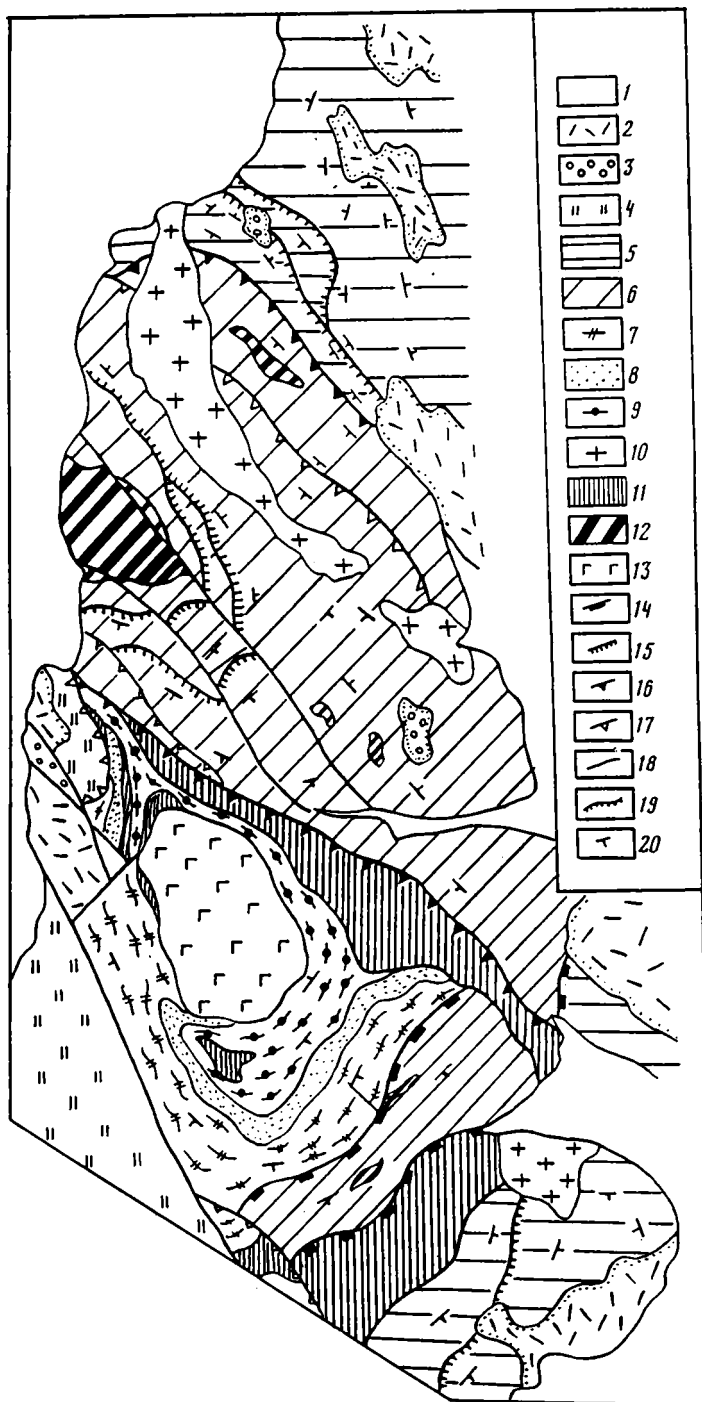


Рис. 41. Принципиальная схема строения метаморфических образований Ганальского хребта. Масштаб 1:300000. Составил А.В. Рихтер (1990 г.)

1—4 — отложения: 1 — четвертичные, 2 — неогеновые, 3 — эоценовые, 4 — кремнисто-вулканогенные ирунейской свиты; 5—9 — метаморфические образования, комплексы: 5 — терригенно-кремнисто-вулканогенный, 6 — терригенно-эффузивно-пирокластический (стеневая серия), 7—9 — терри-

восточной вергентностью и система пологих надвигов с юго-западными падениями сместителей. Эта зона характеризует собой тектонический контакт — зону надвига Стенового блока на Северный, которая сопряжена с левым сдвигом. Метаморфизм пород в Северном блоке увеличивается при приближении к этой зоне, достигая биотитовой субфации, т.е. структурно приурочен к зоне надвига.

В Стеновом блоке также наблюдаются две генерации складок и надвигов. Ранняя представлена изоклиральными складками, опрокинутыми к западу, и пологими надвигами с восточными падениями сместителей. Формирование ее связано с надвигом с востока на породы стеновой серии (комплекса) пород терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса. Вторая генерация складок и разломов, которая сминает эти ранние структуры, имеет северо-западное простирание и параллельна зонам сдвига-надвигов Стенового блока на Северный и Вахталкинского блока (на юге) на Стеновой. Метаморфизм внутри Стенового блока (литопластины) увеличивается от зеленосланцевой фации на севере (в основании Стенового блока) до эпидот-амфиболитовой фации на юге — в зоне надвига на него Вахталкинского блока. Поскольку метаморфизм дискордантен стратиграфическим границам, он, так же как и в Северном блоке, имеет только структурную приуроченность к зонам надвигов.

Наиболее сложная структура Вахталкинского блока. В верхней литопластине, сложенной терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексом, наблюдаются простые, реже изоклиральные складки северо-восточного простирания и система надвигов с юго-восточными падениями плоскостей сместителей. В нижележащей литопластине широко развиты изоклиральные, сильно опрокинутые к западу складки и надвиги. Метаморфизм в этих литопластинах увеличивается структурно вниз, достигая эпидот-амфиболитовой фации. В нижнем структурном подразделении (ганальский комплекс) картируются складки, морфология которых указывает на пластичное течение вещества при структурообразовании. Здесь же широко развиты синкинематические пластовые тела габбро-плагиигранитной формации, которые маркируют как зоны надвигов вышележащих литопластин на ганальскую серию (включая пластину верхнемеловых пород), так и зону надвига всего Вахталкинского блока на соседний с севера Стеновой блок. Такое структурное положение габбро-плагиигранитной формации и морфология складок пластического течения в ганальском комплексе указывают на слитность проявления обеих генераций структурообразования, т.е. на единый этап структурообразования.

В раннюю фазу его проявления происходило тектоническое совмещение различных структурно-вещественных комплексов при общем субмеридиональном сжатии, а позднее возникли системы левых сдвигов, сопряженных с ними надвигов северо-западного простирания с юго-западными падениями сместителей и складок северо-западного простирания с северо-восточной вергентностью, в результате формирования которых некогда единый пакет литопластин был разбит на блоки, которые надвинулись один на другой. Время этого этапа структурообразования и связанного с ним метаморфизма (прогрессивного при надвигообразовании и ретроградного при выводе пакета пластин к поверхности) определяется участием в структуре верхнемеловых толщ, возрастом синкинематических плагиигранитов — 65 млн лет и "запечатыванием" структуры эоценовыми отложениями. Таким образом, время структурообразования и связанного с ним

генно-вулканогенный (ганальская серия), толщи: 7 — дьявольская, 8 — воеводская, 9 — вахталкинская; 10—13 — интрузивные образования; 10 — гранодиориты неогена, 11 — синкинематические габбро и плагииграниты, 12, 13 — докинематические: 12 — субвулканические габбро, гранитоиды, 13 — габбро-нориты и постметаморфические диориты (нерасчлененные); 14—17 — тектонические нарушения первой (14, 15) и второй (16, 17) фаз (14, 6 — границы литопластин; 15, 17 — надвиги внутри литопластин); 18 — крутопадающие разломы; 19 — структурные и стратиграфические несогласия; 20 — элементы залегания слоистости или сланцеватости

метаморфизма определяется как палеоценовое. Что касается возраста раннего метаморфизма пород ганальского комплекса, то, так же как и для образований колпаковской серии Срединного хребта, он пока остается неизвестным.

Хавывенский блок наименее изучен. В нем развиты различные кристаллические сланцы и кварциты, местами встречается серпентинитовый меланж. Породы сильно разбиты разломами. Некоторые исследователи предполагают, что нижняя часть метаморфических сланцев образовалась за счет вулканических пород остроководужного типа. О возрасте пород данных нет.

Имеются данные ГСЗ о строении земной коры в районе Ганальского выступа и юга Срединного хребта. В первом из упомянутых регионов поверхность Мохо лежит на глубинах 26—28 км [3]. Верхним 20—22 км свойственны пластовые скорости, не превышающие 5,8—6,0 км/с, отвечающие породам гранитно-метаморфического слоя. Следовательно, на "базальтовый" слой, где скорость сразу увеличивается до 6,6—6,8 км/с, приходится лишь несколько километров. Сходные характеристики относятся и к южной части Срединного хребта. По гравиметрическим данным [4], образования Ганальского хребта слагают бескорневую структуру, надвинутую на комплекс более молодых отложений. Вдоль же Центральнокамчатской депрессии от Хавывенской возвышенности на юг прослежена линейная положительная аномалия силы тяжести, которая интерпретируется как уходящая на глубину пластина базит-гипербазитового состава, ограниченная с запада глубинным разломом.

Изложенный материал показывает, что метаморфические комплексы Срединного и Ганальского хребтов имеют покровно-складчатую и чешуйчато-надвиговую внутреннюю структуру. Время зонального метаморфизма в Срединном хребте соответствует раннему мелу, а время динамометаморфизма пород в Ганальском хребте — палеоцену. Что касается имеющих различия различных тектонических интерпретаций генезиса метаморфических комплексов Камчатки, то из-за недостаточной изученности этих комплексов ни одна из них в настоящее время не может считаться достаточно обоснованной.

### **Аккреционная тектоника Восточной Камчатки**

Восточная Камчатка, ограниченная на западе Центральнокамчатской депрессией, структурно расчленяется на три главные зоны. С северо-запада на юго-восток здесь выделяются зона восточнокамчатских поднятий, Восточно-Камчатский прогиб и зона прибрежных поднятий. Все это крупные зоны, имеющие камчатское простирание и протягивающиеся на сотни километров. Первая из них включает пять поднятий, расположенных цепочкой с некоторым поперечным смещением друг относительно друга.

Наиболее северным является Карагинское поднятие, вытянутое вдоль водораздела одноименного острова на несколько десятков километров. Оно сложено в основном вулканогенно-кремнистыми образованиями и серпентинитовым меланжем. Присутствуют ультрабазиты и габброиды. Среди лав преобладают базальты, широко распространены туфы. Породы смяты в складки и залегают в виде тектонических пластин, надвинутых в юго-восточном направлении на терригенные отложения палеогена [9, 54 и др.].

Южнее расположено Озерновское поднятие. Оно занимает восточную часть п-ова Озерного, протягиваясь на 50 км при ширине 20—25 км [23]. Поднятие сложено в основном позднемеловыми вулканогенными и кремнисто-вулканогенными образованиями, эоцен-олигоценными флишоидами, заключающими микститы, пластинами серпентинитового меланжа. Имеются тела габброидов. Состав вулканитов пестрый, но преимущественно это базальты и андезиты. Комплекс радиоларий, извлеченных из кремнистых пород, доказывает их кампан-маастрихтский возраст (в одном пункте найден блок, сложенный серыми

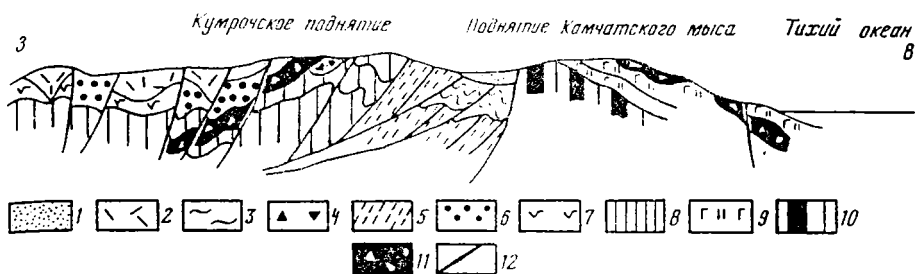


Рис. 42. Схематический геологический профиль через Восточную Камчатку (северный регион) для плиоцен-четвертичного времени [94]

1—9 — мел-кайнозойские образования: 1 — терригенные ( $N_2-Q$ ), 2 — вулканогенные ( $N_2-Q$ ), 3 — туфогенно-терригенные Тюшевского прогиба ( $P_2-N_1$ ), 4 — олистостромы ( $P_2-P_1^1$ ), 5 — аккреционные комплексы ( $P_1-P_2$ ), 6 — терригенные ( $P_{2,3}$ ), 7 — вулканогенные ( $P_{2,3}$ ), 8 — вулканогенно-осадочные островодужные ( $K_2-P_1$ ), 9 — эффузивно-кремнистые ( $K_{1al} - K_{2tr}$ ); 10 — габброиды Оленегорского массива; 11 — серпентинитовый меланж; 12 — разрывные нарушения

кремнями сеномана). Серпентинитовый меланж погружается под меловые породы, но местами в виде пластин мощностью 200—300 м наблюдается поверх этих пород. Чешуйчатая структура здесь вполне доказана, причем кайнозойские толщи образуют неоавтохтон.

Далее на юг лежит поднятие Кумроч (рис. 42). Оно простирается на 200 км при ширине 40—45 км [94]. В развитом здесь серпентинитовом меланже имеются глыбы кремней, датируемые по радиоляриям аптом—туроном. В строении поднятия участвуют лавовые (преимущественно базальты), вулканогенно-обломочные, терригенные, эффузивно-, терригенно- и туфогенно-кремнистые толщи кампан-палеоценового возраста, достигающие мощностей 1,5—2 км. Многие толщи фациально замещают одна другую. Кроме того, здесь развиты палеогеновые туфогенные и флишевые отложения. Для восточной и южной частей поднятия характерна чешуйчато-надвиговая структура (движение на запад и северо-запад), для северо-западной — покровная, с участием в строении комплексов серпентинитового меланжа. Мощность пластин — сотни метров. В формировании надвиговой и складчатой структуры выделяются три рубежа: конец мела — начало палеогена, поздний эоцен и поздний миоцен. Неоавтохтон представлен плиоцен-четвертичными образованиями.

Находящееся южнее поднятие Туморк простирается на 80 км. Оно изучено слабее других. В нем развиты позднемеловые грубообломочные туфы и лавы базальтов и андезитобазальтов; указываются прослои ультраосновных вулканитов. Поверх с несогласием лежат туфотерригенные отложения дат-палеоцена. Породы смяты в пологие складки, но, вероятно, это далеко не полная характеристика их тектоники.

Наиболее южное Валагинское поднятие имеет длину 200 км и ширину 25—35 км. Сложено оно в основном двумя складчатыми и разбитыми надвигами и сбросами комплексами: верхнемеловым вулканогенным ( $K_{2sn}$ ) и кремнисто-терригенно-туфогенным ( $K_{2sp}-P_1$ ) [94]. Первый (2000 м) представлен базальтами, андезитами, пикритами, пирокластами, а также терригенными породами, второй (1000 м) — пирокластами среднего состава, терригенными породами и кремнями. На севере в виде тектонической пластины развит серпентинитовый меланж. Структура поднятия покровная: первый из упомянутых комплексов надвинут на второй.

К востоку от охарактеризованной зоны восточнокамчатских поднятий, отделяя ее от зоны прибрежных поднятий, простирается крупный линейный Восточно-Камчатский (Богачевский, Тюшевский) прогиб, выполненный мощными (тысячи метров) олигоцен-миоценовыми толщами. Прогиб простирается на



250 км, его ширина 20—25 км. Заполнен он преимущественно обломочными породами молассоидного и флишоидного типов, в разрезе участвуют угленосные и туфогенные пачки и свиты. По описанию [54] прогиб имеет асимметричное строение: его западный склон круче восточного. Для западного склона характерны интенсивные складки, осложненные значительными позднемиоценовыми надвигами с движением масс на восток. Верхний ярус образован наложенными плиоцен-четвертичными впадинами либо пологими вулканическими покровами, датирующими время деформаций толщ, выполняющих прогиб.

В Прибрежную тектоническую зону входят три поднятия (с севера на юг): Камчатского Мыса, п-ова Кроноцкого и Вахильское. Поднятие Камчатского Мыса имеет северо-западное простирание, оно протягивается на 150 км при ширине 30 км. Поднятие сложено меловыми вулканогенно-кремнистыми и терригенными образованиями, кайнозойскими вулканогенно-осадочными комплексами, ультрабазитами и габброидами [9]. Вулканиты мела представлены шаровыми лавами базальтов и туфами. Яшмы заключают радиолярии, комплексы которых датируют альб-сеноманский возраст пород. Однако в разрезе общей мощностью до 3000 м предполагается присутствие пород до кампана включительно. Меловые породы сильно деформированы, в структуре выделяется несколько тектонических покровов. Кремнистые и кремнисто-вулканогенные образования тесно ассоциируются с габбро и ультрабазитами (офиолитовый комплекс).

Поднятие п-ова Кроноцкого простирается на север. Оно меньше предыдущего: 90×30 км [94]. В нем развиты преимущественно основные эффузивно-пирокластические образования коньяка-кампана (3000 м), серпентинитовый меланж, маастрихт-датские туфогенные отложения (1400 м). Последние, как и меланж, залегают в тектоническом покрове. Неоавтохтон сложен палеоцен-эоценовыми туфотерригенными отложениями, сменяемыми сверху потоками базальтов, андезитобазальтов и пирокластами олигоцена.

Вахильское поднятие занимает часть п-ова Шипунского и горы Лехова, его размеры 30×40 км. В горах Лехова развиты вулканогенные и терригенные образования, которые объединяются в вахильский комплекс (данные Н.В. Цуканова). В его составе выделяются четыре толщи, представленные: 1) кремнистыми породами ( $K_2km-m$ ); 2) афировыми базальтами с шаровой отдельностью и диабазами; 3) известняками и кремнями ( $P_1^1-P_2^1$ ); 4) алевролитами, туффитами, вулканомиктовыми песчаниками с олистостромовыми горизонтами, где глыбы сложены кремнями, известняками, порфиоровыми базальтами и андезитами.

Соотношения между выделенными толщами тектонические. Все образования интенсивно дислоцированы, смяты в сильно сжатые прямые и наклоненные на восток складки и разбиты круто падающими разломами на систему чешуй с общей восточной вергентностью. Образования вахильского комплекса надвинуты по разломной зоне, осложненной многочисленными чешуйчатыми надвигами, на туфогенно-осадочные, преимущественно среднего состава, верхнепалеоген-нижнемиоценовые слабодислоцированные отложения п-ова Шипунского. Но это уже формационный комплекс смежной (с востока) зоны прогиба.

Имеющиеся данные по геологии обеих групп охарактеризованных поднятий позволяют выяснить основные черты геодинамических обстановок в Восточно-Камчатском регионе в меловое и палеогеновое время, в совокупности типичных для регионов современной активной окраины на западе Пацифики. Соответствующий анализ выполнен в работах [94, 24].

Формационный состав всех поднятий как Восточно-Камчатской, так и Прибрежной зон однозначно показывает, что в позднемеловое и палеогеновое время в пределах камчатской окраины Тихого океана простирались островные дуги. Очень большая роль в разрезах принадлежит вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям — лавам и пирокластам. Геохимическое и петрохимическое изучение меловых и палеогеновых базальтов, а также андезитобазальтов выявило

их сходство с породами современных энсиматических островных дуг. По химизму вулканиды относятся к высокоглиноземистым базальтам и ферробазальтам.

Энсиматическая природа позднемеловой островной дуги в районе поднятия Камчатский Мыс устанавливается непосредственно. Здесь нижнюю часть разреза слагают фрагменты среднемеловой океанической коры. Они представлены офиолитами и включают, помимо ультрабазитов и габбро, пиллоу-базальты, яшмы и другие силициты. Что касается базальтов этого возраста, то они принадлежат типу нормальных толетитов MORB и рассматриваются как эффузивы спредингового центра. Соответственно для эпохи среднего мела здесь реконструируется бассейн с океанической корой. Признаки существования среднемелового бассейна океанического типа имеются также и в ряде пунктов Восточной зоны поднятий. В серпентинитовых меланжах Кумроча, Валагинского хребта, п-ова Озерного и о-ва Карагинского в виде блоков и глыб встречаются кремнистые тонкослоистые кремнисто-карбонатные и кремнисто-вулканогенные породы, содержащие комплексы радиоларий, позволяющие считать, что образование осадков происходило в краевом море либо в окраинной части океана в условиях тропиков или субтропиков. В меланжах встречаются также фрагменты ультрабазитов и габброидов.

К западу от вулканической дуги Кумроча — Валагинского хребта, судя по обилию туфотерригенных и терригенных отложений, в позднем мелу, по-видимому, располагался задуговой бассейн, а еще западнее, как показывает анализ фаций, возможно, синалический блок. Между упомянутой выше дугой и дугой Кроноцкого полуострова простирался, как мы полагаем, прогиб типа междугового с глубоководным осадконакоплением.

Следует отметить, что наступлению островодужного этапа эволюции предшествовали существенные тектонические движения, деформировавшие структуры допозднемеловой (океанической) стадии развития региона. Это была первая фаза тектонической аккреции. Вторая фаза произошла в начале палеогена, а местами началась еще в конце маастрихта. В результате горизонтальных движений, кардинально изменивших геодинамическую обстановку в регионе, сформировались покровные и складчато-надвиговые структуры. В кайнозое происходило усложнение строения региона Восточной Камчатки.

### Подводные прикамчатские структуры

На расстоянии всего 130—180 км от берегов Камчатки в океане простирается северное окончание Курило-Камчатского желоба. Его материковый склон очерчивается по изобате 5000 м. Наибольшие глубины в желобе превышают 7500 м, уменьшаясь более чем на 1000 м в районе его северного выклинивания. В этом регионе происходит сочленение Курило-Камчатского и Алеутского желобов [73]. На участке сочленения выделяется несколько глубоководных поднятий дна с амплитудой более 1000 м, имеющих горстовую природу, которые разделены депрессиями соответственно камчатского и алеутского простираний. Оси желобов образуют острый угол, причем на простирании оси Алеутского желоба, а также параллельно ей с северо-восточной стороны лежат протяженные разломы, которые близко подходят к п-ову Камчатский Мыс и иногда продолжают в его пределах. Тем самым фиксируется резко выраженное торцовое сочленение между осевыми зонами обоих желобов с подавляющим геодинамическим режимом Алеутской системы.

Тектоническая ось желоба на камчатском отрезке изображается в виде двух кулисно заходящих друг за друга линий. Эти линии соответствуют границам раздела недислоцированных осадков днища желоба с океанической стороны и несколько деформированных — с материковой. Чем дальше в сторону материка, тем деформации интенсивнее.

Между желобом и берегом Камчатки лежит существенно расчлененная зона, распадающаяся на три глубокие впадины, соответствующие заливам Камчатскому, Кроноцкому, Авачинскому, разделенным поднятиями, продолжающимися в океан восточнокамчатские полуострова. Что касается впадин, то их происхождение связано с образованием крупных каньонов и молодыми разломами. Здесь выделяется большое число протяженных (обычно более 100 км) разломов, ортогональных и косых по отношению к оси желоба. На большие вертикальные смещения указывают террасы, обнаруженные на глубинах 2600, 2850 (залив Кроноцкого), 3000 м (Авачинский залив). На суше также имеются террасы, достигающие высоты в несколько сотен метров. Таким образом, констатируются молодые дифференцированные вертикальные блоковые движения значительных амплитуд.

Геологически прикамчатская зона является прежде всего зоной выклинивания гранитно-метаморфического слоя. Судя по особенностям подводного рельефа, характер этого выклинивания отнюдь не плавный, а фестончатый, притом обычно имеет место неправильное сочетание участков постепенного плавного выклинивания с относительно резким и быстрым. Совокупность данных о геологическом строении восточнокамчатских полуостровов позволяет думать, что начиная с позднего мела в прикамчатской полосе простирались структуры окраинно-океанического типа. Однако нет признаков их простираения в океане, за пределами современного глубоководного желоба.

Выявленная прикамчатская зона молодых деструктивных процессов должна быть соотнесена с Восточно-Камчатской зоной молодого и современного вулканизма, с одной стороны, и с зоной сейсмичности — с другой. Они параллельны и как таковые оканчиваются в одном районе, не простираясь севернее п-ова Камчатский Мыс. Зона сейсмичности, являющаяся одной из наиболее мощных на Земле, отличается следующими особенностями, установленными на основании детальных сейсмических наблюдений [86].

Как правило, землетрясения происходят в акватории к востоку от Камчатки, причем в своем большинстве на глубинах 0—40 км. Ширина зоны (для глубин 0—50 км) 200—250 км. С глубиной эпицентров их положение смещается на запад, а количество резко и неравномерно сокращается. Так, на глубине 40—50 км число землетрясений по сравнению с поверхностными убывает в 10 раз, затем до глубины 220 км постепенно еще в 30 раз. На глубинах 220—320 км степень убывания сокращается, а далее (320—360 км) отмечается минимум землетрясений. На глубине 400 км их число увеличивается, достигая максимума на уровне 440—460 км. Наиболее глубокие землетрясения происходят под Южной Камчаткой на глубине около 550 км.

Исходя из этих данных, естественно заключить, что геодинамическое взаимодействие коровых и мантийных масс окраины континента, с одной стороны, и океана — с другой, носит весьма сложный характер. В то же время фиксируется общий наклон зоны сочленения под материк. Можно добавить, что если ширина зоны коровых эпицентров превышает 200 км, то на глубине 100—150 км она становится лишь 50 км, а затем устанавливаются только отдельные эпицентры. Получается однозначный эмпирический вывод: упрощение и геометризация соотношений между корой и мантией океана и континента, влекущие за собой далеко идущие умозаключения, не адекватны природным процессам.

Необходимо отметить пространственное совпадение зон наиболее высокой сейсмичности и молодых движений, определивших в прикамчатской полосе деструктивную тектонику, что указывает на общность порождающих их процессов. В то же время современный камчатский вулканизм непосредственно не связан с сейсмическими явлениями. Действительно, современные вулканы Камчатки проектируются на глубины 100—200 км, "где число землетрясений в фокальном слое убывает быстрее всего" [86]. Что же касается связей вулканизма с деструктивными неотектоническими процессами, то, как показывает строение Центральной Камчатки они достаточно определены.

## Центральная и Западная Камчатка

Центральная Камчатка включает две геологические единицы: Центральнокамчатскую неотектоническую межгорную депрессию и обрамляющий ее с запада Центральнокамчатский вулканический пояс олигоцен-четвертичного возраста.

Центрально-камчатская депрессия простирается вдоль полуострова на 500 км, наибольшая ее ширина 60 км. Не только с запада, но и с востока депрессия сопряжена с вулканическим поясом, однако более молодым — плиоцен-четвертичным, включающим, в частности, Ключевскую группу вулканов. В других местах юго-восточными ограничениями депрессии служат северо-западные фасы рассмотренных выше поднятий Восточной Камчатки. Ограничения эти имеют разломную природу. Депрессия выполнена олигоцен-четвертичными отложениями, но в районе п-ова Озерного выходят на поверхность более древние палеогеновые туфогенно-осадочные породы. Выполняющие депрессию молассоиды деформированы незначительно.

Центральнокамчатская депрессия испытывает современные дифференцированные опускания, так что ее днище лежит на глубинах 0,5—5 км [21]. "Максимальное погружение — до 15—19 мм/год происходит в наиболее расширенной северной части впадины у Ключевской группы вулканов. На юг над меловыми блоками... скорости опусканий уменьшаются до 4—12 мм/год" [Там же. С.30]. Более того, локальное грабенообразование коснулось и метаморфического блока Срединного хребта и вообще юга Камчатки вплоть до Авачинского залива, притом скорости опускания измеряются несколькими миллиметрами в год. Приведенные данные позволяют коррелировать геодинамические и вулканические процессы на Камчатке.

Разрез земной коры в пределах Центральной депрессии и Ключевской группы вулканов специфичен [3]. Мощность "гранитного" слоя относительно соседних районов здесь сокращена, а "базальтового", наоборот, увеличена (10—12 км). Между последним и мантией расположена переходная зона мощностью 8—10 км со сложным распределением скоростей внутри нее. Наибольшей мощности эта зона достигает под Ключевской группой вулканов. Строение земной коры подчеркивает геодинамическую неустойчивость региона.

Центральнокамчатский вулканический пояс, простирающийся на север от метаморфического выступа Срединного хребта, имеет такие же размеры, как и Центральная депрессия. Действующих вулканов в его пределах практически нет — эта зона сместилась на Восточную Камчатку. Для пояса характерен базальтовый вулканизм плейстоценового (особенно раннеплейстоценового) возраста, обусловивший образование обширных лавовых плато, больших вулканических щитов, участков ареального вулканизма [5]. Плейстоценовый вулканизм наследовал более ранних, неогеновый. Вулканизм проявлялся также в голоцене, но в значительно меньшей мере. Здесь также видна сопряженность деструктивных тектонических и вулканических процессов.

Совершенно особую по строению зону представляет Западная Камчатка. В общем виде это глубокий кайнозойский прогиб, уходящий под воды Охотского моря. Выполняющие его мощные толщи палеогена и неогена лежат поверх меловых отложений. Прогиб распадается на несколько частных прогибов, разделенных поднятиями. Кайнозойские прогибы широко распространены в тыловой части Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса, привлекая внимание их нефтегазоносностью.

Толщи Западной Камчатки представлены главным образом терригенными отложениями, но местами включают также вулканы кислого состава и туфогенные отложения. Мощности значительные, составляют многие километры. Деформации пород как умеренные, так и весьма интенсивные; разломы главным образом продольные. Среди пород преимущественно мелководно-морского генезиса встречаются континентальные и угленосные. Характерна фациальная изменчивость всех стратиграфических подразделений.

Контраст по строению между Западной и Восточной Камчаткой столь разителен, что можно предполагать их тектоническое сближение. В подкрепление этой мысли приведем результаты палеомагнитных исследований [70], которые позволили заключить, что до середины эоцена "движения Западной и Восточной Камчатки (по палеоширотам и средним направлениям склонения) происходили независимо друг от друга. В интервале 44-38 млн лет назад, видимо, произошло приращение этих отдельных частей Камчатки и дальнейшие поступательные перемещения происходили совместно. На рубеже в 25 млн лет назад произошла перестройка тектонического режима, общего для всей Камчатки, также зафиксированная в палеомагнитных данных" [70. С.52]. Зона сочленения Западной и Восточной Камчатки скрыта под мощными молодыми формированиями центральной части полуострова.

#### КУРИЛЬСКАЯ СИСТЕМА

Курильская островная дуга, сопровождающий ее глубоководный желоб и лежащая в тылу Южно-Охотская глубоководная впадина образуют единую тектоническую (геодинамическую) систему. Однако это не общепризнанная точка зрения. Как желоб, так и Южно-Охотская впадина некоторыми авторами рассматриваются сами по себе как структурные элементы, не связанные в развитии. Ниже мы приведем аргументацию своей точки зрения, используя новейшие фактические данные.

Другой вопрос, вызывающий принципиально различное толкование, — это характер коры, на которой располагается курильская островная дуга: континентальный или океанический. Этот затянувшийся спор, по мнению авторов, решается в пользу второго варианта.

Третий вопрос, существенный для геодинамических выводов, относится к строению зоны сочленения Курильской дуги и глубоководного желоба, в частности он касается присутствия здесь тектонических деформаций типа надвигов и шарьяжей. В связи с этим необходимо будет коснуться геологии Курильской сейсмофокальной зоны.

Как известно, Курильская дуга принадлежит к категории двойных островных дуг. Она простирается между Камчаткой и о-вом Хоккайдо на 1100 км при ширине 80-100 км. Междуговой прогиб, существующий в ее южной половине, отделяет Большие Курилы, принадлежащие самой мощной молодой вулканической зоне на Земле, от Малых Курил. В пределах Малых Курил вулканизм проявлялся лишь в позднемеловое и раннекайнозойское время. По своему характеру он носил черты типично островодужного вулканизма.

Породы основания Малых Курил изучены в ксенолитах, вынесенных базальтами. Они указывают на меланократовое ее основание. Это преимущественно амфиболиты, апопироксенитовые и апогаббровые; в меньшем количестве найдены рогово-обманковые габбро, и в одной точке — серпентиниты. На океанической стороне о-ва Шикотан породы комплекса основания, по-видимому, обнажены на поверхности. Они представлены полосчатыми габбро и габбро-норитами, в небольшом количестве серпентинизированными перидотитами, а в верхах комплекса — также лейкократовыми габброидами. По наблюдениям одного из авторов, они слагают аллохтонную пластину, в верхней части которой заключен комплекс параллельных даек нескольких генераций. Пластина перемещалась в направлении на север и наклонена к юго-востоку. По геологическим соотношениям время надвигания пластины маастрихтское.

Островодужный комплекс на о-ве Шикотан начинается кампанской толщей, представленной чередованием базальтовых пиллоу-лав и грубых пирокластов, сменяемых вверх по разрезу только туфами и лавобрекчиями. Далее лежат преимущественно песчано-алевролитовая толща с олистолитами габброидов, а затем обломочные вулканы маастрихта-палеоэоцена. Общая мощность этого разреза

около 2000 м. Породы образуют пологую моноклираль, наклоненную в сторону желоба. В четвертичное время, судя по террасам, происходили слабые поднятия острова. Междуговой прогиб имеет ширину около 30 км. Он почти полностью заполнен, вероятнее всего, терригенно-вулканогенными осадками позднего кайнозоя мощностью в южной части более 2000 м.

Гряда Больших Курил сложена только кайнозойскими образованиями. По-видимому, общепринято представление, что наиболее древние породы здесь имеют олигоценый-раннемиоценовый возраст и выходят на о-ве Парамушир. Но О.А.Шмидт, изучая геологию о-ва Кунашир, предположил существование на нем и более древних палеогеновых отложений. Если бы это было так, то легче было бы увязать во времени развитие дуги Больших Курил с Алеутской или Марианской дугами, возраст которых — ранний кайнозой.

Для суждения о характере основания дуги здесь также изучались ксенолиты, заключенные в молодых эффузивах. Мы полагаем, что данные такого рода более значимы, чем геофизические, которым зачастую отдается предпочтение. Основная часть ксенолитов включает габброиды, реже амфиболиты или горнблендиты, иногда анортозиты и ультраосновные породы; на севере в составе ксенолитов обнаружены также гранулиты. Плагноклазовые пироксениты и гранулиты несут следы высокотемпературных деформаций и перекристаллизации.

Что касается пород, отвечающих гранитно-метаморфическому слою, то они присутствуют в ксенолитах о-ва Парамушир. Кроме того, в Центральных Курилах встречены ксенолиты диоритов и плагногранитов. На поверхности гранитоиды существуют на островах Парамушир и Кунашир. Полученные данные свидетельствуют о существовании в некоторой массе гранитно-метаморфического слоя под Большими Курилами, однако изменчивого по количеству и неравномерно распределенного. В данном случае имеется полное соответствие представлению о постепенном автохонном формировании сиалической коры по мере развития островной дуги, заложившейся на симатическом основании.

Островодужный комплекс Больших Курил включает разнообразные вулканиты, относящиеся преимущественно к известково-щелочной серии. Преобладают породы андезитового состава. Для разрезов характерен пестрый состав вулканогенного материала. Преобладают мощные пакки туфобрекчий с плохой сортировкой материала и грубой слоистостью, содержащие лавобрекчии и лавы. Местами присутствуют туфоконгломерато-брекчии, туфы и туфогенные песчаники, иногда переслаивающиеся с алевролитами и туфоалевролитами. Наряду с подводными образованиями встречаются и субазральные. В верхних частях разреза ( $N_1$ — $N_2$ ) количество терригенных пород возрастает.

На Больших Курилах имеется 105 наземных вулканов, из которых 42 активных и 81 подводный [1]. В то же время гряда расчленена глубокими проливами, в которых мощность неоген-четвертичных осадков может достигать 2—3 км. В целом рельеф гряды весьма контрастный. Вулканы располагаются цепочками, обычно косо ориентированными к простиранию дуги и отражающими, по-видимому, разрывы в земной коре. Выделяются две зоны вулканизма: фронтальная и тыловая [1]. Первая охватывает более 55% всех наземных и подводных вулканов, ширина ее 15—20 км. Тыловая зона находится на расстоянии нескольких десятков километров от фронтальной (40—75 км) и охватывает 20—25% всех вулканов. Наземные вулканы составляют большинство во фронтальной, а подводные — в тыловой зоне. Между ними находится зона ослабленного вулканизма. Предполагается разноглубинность областей генерации магмы. Вариации щелочности пород позволили выделить три их серии: известково-щелочную (резко преобладает), островодужную толеитовую и островодужную щелочную. Давно обнаружена поперечная зональность в их распространении: щелочность вулканитов увеличивается от океана в сторону континента. Установлена поперечная зональность и в отношении распределения редких и рассеянных элементов. В тыловой зоне

их содержание выше. Сделано заключение, что "генерация магмы, судя по петрохимическим, минералогическим и изотопным данным для наземных и подводных вулканов Курил и по составу содержащихся в их лавах глубинных включений, происходит в пределах мантийного клина под сейсмофокальной плоскостью под воздействием летучих, отделяющихся от поддвигаемой пластины Тихоокеанской плиты" [1. С. 1109]. Две разноуровневые области магмогенерации свидетельствуют о дискретном характере геодинамических процессов в переходной зоне океан—континент. Подобных областей магмогенерации может быть и больше.

Имеется и продольная зональность в химизме вулканитов. На флангах дуги, на Камчатке и Хоккайдо (фланговые зоны сателлитового вулканизма, по Ю.М. Пушаровскому), вулканиты имеют более кислый состав. Эта особенность коррелируется с изменением мощности земной коры вдоль Курильской дуги. В средней части (район пролива Буссоль) она составляет 12,5, на флангах около 30 км.

Совершенно иные данные о мощности земной коры под Курилами приведены в работе [25]. Так, мощность коры в районе Центральных Курил определена в 25—30, а на флангах в 28—44 км. Повсюду выделяются "гранитно-гнейсовый" и "гранулитно-гнейсовый" слои суммарной мощностью 10 км, откуда тип земной коры определяется как континентальный. По этому поводу следует заметить, что, даже если довериться этим данным, тип коры континентальным еще назвать нельзя, ибо дело не только и не столько в значениях мощности, сколько в геологических особенностях региона. И уж тем более у автора нет оснований делать заключение о формировании дуги на континентальном фундаменте. Результаты сейсмических исследований должны самым тщательным образом соотноситься с геологическими данными, притом, как показывает сверхглубокое бурение, даже в этом случае интерпретации могут быть весьма далекими от истины.

Складчатые дислокации на Курилах проявлены очень слабо, но разрывные распространены широко. Часть их субпараллельна простиранию дуги, другая их часть простирается в поперечном либо косом направлении. Общая тектоновулканическая позитивная структура осложнена горстами (крупные острова) и грабенами (проливы, поперечные депрессии). Некоторые участки дуги смещены по сдвигам. С точки зрения геодинамики Курильская дуга в целом ныне испытывает продольное растяжение. Впрочем, это нуждается в уточнении.

Сопровождающий дугу Курильский глубоководный желоб — одна из самых типичных структур подобного рода. Но он имеет существенную особенность, которая заключается в том, что здесь обитают наиболее древние эндемики глубоководной фауны, относимые, если учитывать скорость эволюции в океане, возможно, к середине кайнозоя. Наибольшая глубина желоба 9717 м; диапазон глубин, с которых были получены или наблюдались донные или придонные животные, 6080—9530 м. Если в других желобах эндемичными оказываются виды или реже роды животных, то в Курильском желобе (как и в желобе Рюкю) эндемизм проявляется на уровне подсемейств (устное сообщение Г.М. Беляева). Такой факт не соответствует представлению о юном возрасте желоба, наоборот, он допускает существование желоба в палеогене.

Длина желоба вместе с Камчатским отрезком 2200 км; ширина по изобате 5,5 км около 100 км. Приостровной склон осложнен террасами и продольными, а также поперечными грабенами. С последними связаны подводные каньоны. Океанический борт менее осложнен, хотя пологие гребни и ступени, связанные с разломами, имеются и здесь. Мощность осадков на дне (ширина его 15—20 км) до 2 км. У подножия островного склона существует мощный осадочный клин, подошва которого уходит под этот склон на 10—15 км. Осадки здесь существенно деформированы, причем интерпретация глубинных разрезов НСП и МОГТ [39] выявляет присутствие надвиговых и чешуйчатых структур с движением масс

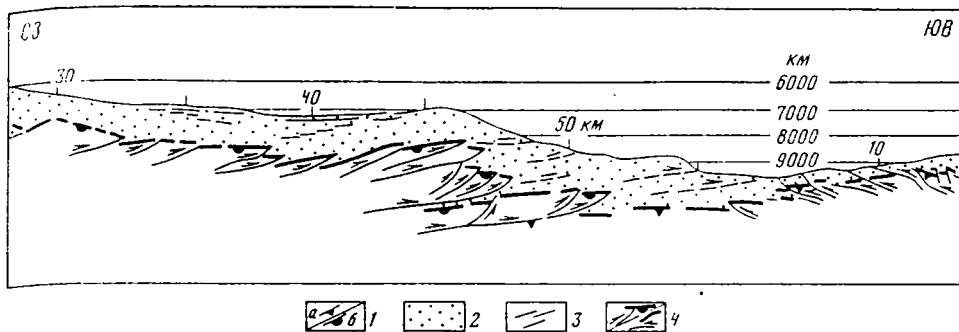


Рис. 43. Интерпретированный глубинный разрез НСП и МОГТ через Курильский желоб [39]  
 1 — опорные отражающие границы 1 (2) и 2 (6); 2 — низкоскоростной акустически прозрачный слой (океанический чехол, аккреционная призма и чехол континентального склона); 3 — отражающие площадки в осадочном чехле; 4 — разломы акустического фундамента

в сторону оси желоба (рис. 43). Как увидим ниже, это довольно характерная структурная черта фронтальных глубоководных желобов. Она отражает геодинамическую ситуацию в зоне раздела океанической и континентальной литосферы и, как нам представляется, позволяет проникнуть мыслью в характер глубинных литосферных и, даже можно сказать больше, мантийных процессов, происходящих в переходных зонах активного типа. В этом смысле исключительное значение принадлежит геологии сейсмофокальных зон (СФЗ). Для познания геологического строения СФЗ в первую очередь имеет значение размещение в пространстве гипоцентров землетрясений. Гипоцентры дают единственную прямую информацию о геологических процессах, протекающих в недрах на глубинах в несколько сотен (до 700) километров. О процессах значительно меньшей глубины приносит сведения изучение магматизма. Примерно в такой же или близкой мере глубинные процессы характеризуют феномены, объединяемые учением в тектоническом течении глубинных масс [40]. Но таких данных в отношении Курильской СФЗ пока нет.

Размещение гипоцентров землетрясений всегда изображается в виде единой широкой зоны, наклоненной под континент. Но распределение групп гипоцентров в такой зоне весьма неравномерное. В отношении Камчатского отрезка желоба об этом угле была речь выше. Группы гипоцентров в Курильском регионе располагаются следующим образом [78]. В верхней части СФЗ всегда наблюдается большое сгущение гипоцентров, а ниже они группируются в виде гнезд, более или менее значительных. Между гнездами гипоцентры могут отсутствовать (рис. 44). Гипоцентры отмечаются здесь до глубин 700 км. По имеющимся данным, в интервале 60—150 км между верхней и нижней группировками гипоцентров обнаруживается асейсмичный слой. Кроме того, осложнение вносит сейсмофокальная зона, направленная в обратном направлении от вулканической дуги на восток. Она прослеживается до глубин 120—150 км. В зонах очагов выявляются надвиги с движением масс по восстанию зоны. Весьма вероятно, что на фоне общего глубинного поддвига здесь происходит процесс обдукции тектонических пластин.

Что касается "магматического" подхода к пониманию геологического строения зон соприкосновения океанических и континентальных литосфер, то наиболее яркую роль в этом играют вулканические процессы. Выявленные в пределах Курил различающиеся по петрохимии и геохимии вулканические зоны раскрывают изменчивость состава глубинного вещества, разницу в термодинамических условиях на разных глубинах, дискретность геодинамических полей. Таким образом, картина сложных взаимоотношений коры и мантии океанического и материкового



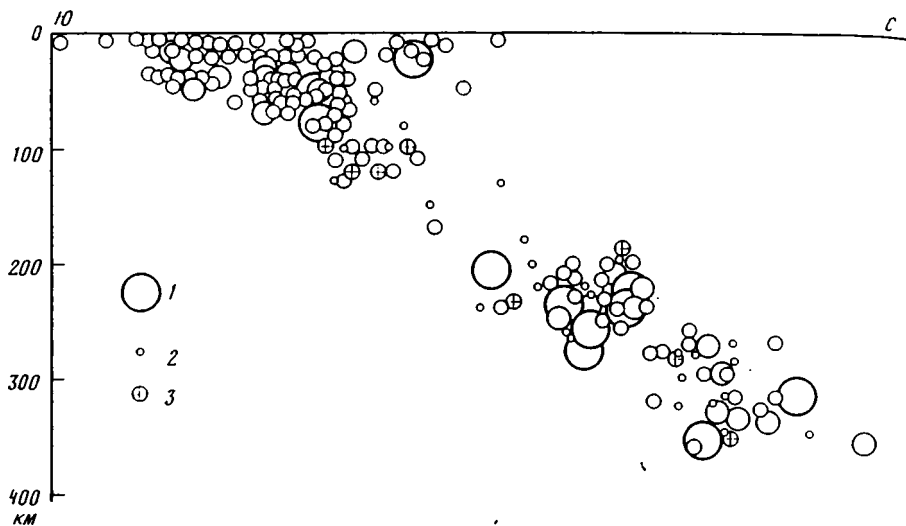


Рис. 44. Гнездовое расположение очагов землетрясений на субмеридиональном профиле: юг Курильского желоба — восток Хоккайдо — юг Сахалина — Советская Гавань [78]  
 Магнитуда: 1  $\geq 7,5$ ; 2 = 3,4; 3 — неизвестна

блоков, выявляющаяся при рассмотрении сейсмических процессов, дополняется данными о магматизме.

Расположенная в тылу Курильской дуги Южно-Охотская впадина принадлежит типу задуговых бассейнов. В плане она имеет форму клина, суживающегося к северу, и следует простирацию островной дуги. Протяженность впадины 900 км, ее наибольшая ширина (на юго-западе) 220 км. До Камчатки впадина не доходит на значительное расстояние, выклиниваясь у  $50^\circ$  с.ш. Она оконтуривается по изобате 3000 м, но глубины местами превышают 3500 м. В южном отрезке рельеф усложненный, в остальной части более простой. Гранитно-метаморфический слой в основании впадины отсутствует. Осадки имеют мощность до 5000 м и лежат на тонком слое с  $v_r=4,8$  км/с, близком второму слою океанической коры. Ниже залегает слой с  $v_r=6,6-6,8$  км/с, соответствующий третьему слою океанической коры. Его мощность в центральной части впадины 5 км, а на периферии до 12—15 км. Такое строение коры отвечает субокеаническому типу (известные данные ГСЗ). Тепловой поток в средней части высокий — 125, 150 мВт/м<sup>2</sup>, что также сближает впадину с задуговыми бассейнами. Акустический фундамент впадины расчленен. По бортам развиты крутые уступы, связанные с разломами. Наиболее крутые наклоны бортов в присахалинской части, так что сахалинские структуры срезаются этими бортами. Здесь происходит резкое выклинивание (возможно, обрыв) гранитно-метаморфического слоя, развитого в Сахалинском регионе. Такое соотношение со структурами Сахалина указывает на сравнительно молодое время образования этой наиболее контрастной по рельефу части впадины — не древнее неогена. В Восточной зоне Сахалина с этим временем связано формирование грабенообразных впадин. Таким образом, выявляются вполне коррелируемые процессы.

Непосредственное соседство впадины с островной дугой, ее курильское простираение, морфологические особенности, субокеаническое строение земной коры в основании — все это свидетельствует о принадлежности впадины к типу задуговых бассейнов деструктивной природы. Такие впадины образуются в

обстановке растяжения земной коры и в конечном счете являются составным (тыловым) элементом островодужных тектонических систем. На этом основании можно предположить зарождение Южно-Охотской впадины в более раннее (третичное) время, чем неоген.

#### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Сопоставление тектоники и структурного развития Корякского региона, Камчатки и Курильской островной системы не выявляет геологического единства этого сектора тихоокеанского обрамления. Так, Курильская система внедряется в более древний тектонический комплекс Камчатки и преобразует его структурный план. В свою очередь, строение Камчатки очень специфично по сравнению со строением Корякского региона. Но всех их объединяет преемственность простираний, аналогично тому как это наблюдается в других линейных сегментах Тихоокеанского кольца.

Можно констатировать тот факт, что все упомянутые регионы располагаются в зоне перехода океан—континент и что ни в одном из них до настоящего времени не сформировалась зрелой континентальной коры. Даже в тех случаях, где мощность земной коры сравнительно велика и имеется гранитно-метаморфический слой, массовое внедрение калиевых гранитоидных интрузивов еще не произошло, а это один из главных показателей степени зрелости континентальной коры. Поэтому геодинамическая обстановка здесь не может считаться устойчивой.

В пределах Корякского региона видно, сколь длительно и противоречиво может протекать процесс аккреции в тихоокеанском обрамлении. Офиолиты и перекрывающие их океанические комплексы юга Пенжинско-Анадырской зоны, находящиеся восточнее азиатской материковой окраины мелового времени, имеют позднедокембрийский—раннепалеозойский возраст. Океаническая стадия развития завершилась здесь на рубеже раннего и среднего палеозоя мощной фазой тектогенеза, приведшей к сильным деформациям и метаморфизму пород. Кстати, такое явление следует особо подчеркнуть, поскольку для геотектоники очень важно накапливать факты о тектонических и геодинамических процессах на океанической стадии развития земной коры. Далее формировался мощный комплекс палеозойских вулканогенных и осадочных пород, а затем, после позднепалеозойских движений, дифференцировавших структуру, — мезозойских островодужных и субостроводужных серий. В кайнозое не произошло сращивания этой новообразованной структуры с континентом, так что и по настоящее время Пенжинско-Анадырская зона продолжает быть краевой частью зоны перехода океан—континент. Не случилось этого и на севере зоны, где установлено два офиолитовых покрова — среднепалеозойский и мезозойский(?), также аргументирующих наличие бассейнов с океанической корой, но более молодых, чем в первом случае.

Верхнепалеозойско-триасовые офиолиты образуют покровные структуры в Эконайской зоне, т.е. на противоположной стороне Корякского нагорья. Верхнеюрско-раннемеловые офиолиты, залегающие также в виде тектонического покрова, имеются в Куюльской зоне. Необходимо отметить, что в Корякском нагорье широко развиты серпентинитовые меланжи, содержащие включения офиолитов. Они особенно характерны для Майницкого аллохтона, Эконайских и Ваежских чешуй. Возраст этих офиолитов разнообразный, но в основном позднеюрско-меловой.

Наконец, существование реликтов древних бассейнов с океанической (субокеанической) корой в пределах нагорья подтверждается довольно широким распространением глубоководных, прежде всего кремнистых, отложений различного возрастного диапазона, но в основном позднеюрских и меловых. Они могут присутствовать

также в составе автохтонных комплексов (Яранайский относительный автохтон).

Однако более широким распространением здесь пользуются островодужные, субостроводужные и окраинно-морские образования. Их мощные верхнемезозойские комплексы выявлены в пределах всех тектонических зон Корякского нагорья, кроме Укзаятской, где реконструируются обстановки континентального склона и его подножия (сенон—маастрихт). На юге, в Олюторской зоне, возраст таких образований моложе, чем в других частях нагорья (до позднего палеоцена включительно).

Существенно, что нигде в Корякском нагорье не имеется сиалических гранитизированных блоков, подобных центральнокамчатским. Насколько можно судить, такие породы не встречаются и в меланжах или олистостромах. В то же время местами в позднем мезозое существовали крупные прогибы, заполнявшиеся мощными терригенными сериями, в том числе флишевыми, формировавшимися на шельфах.

Все сказанное позволяет считать, что Корякское нагорье состоит из фрагментов структурных образований океанической и главным образом переходной стадий развития земной коры. Этот регион, как можно судить, в фанерозое и даже в конце позднего докембрия представлял собой окраину Тихого океана.

Покровная структура, тетическая фауна и идеи об экзотических террейнах в пределах Кордильер и Аляски породили у некоторых геологов представление о коллаже чужеродных масс и на территории Корякского нагорья. Согласно таким взглядам, "... Корякское нагорье представляет собой комбинацию пакетов аллохтонных пластин, принадлежащих разным палеоклиматическим областям" [84. С. 1221]. Но имеется и диаметрально противоположная точка зрения (В.Ф. Белый, В.П. Похилайнен). Она фактически отрицает мобилистскую тектонику в приложении к Корякскому нагорью, а элементы имеющейся здесь тетической фауны объясняет гидрологическими, климатическими и геоморфологическими причинами.

С этим взглядом согласиться нельзя. Множество фактов однозначно указывает на покровно-складчатое строение нагорья с крупными горизонтальными перемещениями масс горных пород. Но если из этого исходить, то миграция блоков с тетической фауной представляется вполне возможной.

Говоря о Корякско-Камчатском регионе в целом, можно заключить, что формирование континентальной окраины происходило здесь путем прогрессивного причленения структур приокеанических и краевых океанических зон. С точки зрения геомеханики процесс аккреции заключался в тектоническом срыве литопластин (расслаивании), движении этих последних, как правило, на большие расстояния и скупивании литопластин с образованием сложных покровно-складчатых сооружений.

Но есть и другой фактор аккреции, который состоит в вещественном преобразовании окраинно-океанических симатических масс в сторону их сиалитизации под воздействием глубинных (мантийных) процессов, в том числе флюидных потоков.

Континентализация океанической коры может происходить также за счет вторичных минералогических изменений пород ее второго слоя [46]. Исследование процессов преобразования базальтов океана, прежде всего появления в них аномально высокого содержания окиси калия, привело к заключению о существовании "явления низкотемпературной начальной континентализации пород океанической коры" [Там же. С. 4]. В качестве факторов, от которых зависит степень континентализации, указываются проницаемость пород, продолжительность их активного взаимодействия с морской водой, возраст базальтов, влияние теплого потока.

Соответственно процесс окраинно-материковой аккреции является многофакторным, однако основными следует считать два первых фактора из указанных выше.

Имеющиеся палеонтологические данные дают основание заключить о присутствии в покровной структуре Корякского нагорья экзотических террейнов, которые могли транспортироваться (в направлении с юга на север) на большое расстояние, порядка 1000 км.

Что касается Камчатки, то террейны-мигранты здесь пока не описаны. Однако нельзя исключать, что ими окажутся блоки гранитизированных метаморфических пород, находящиеся в срединной части полуострова<sup>1</sup>. В этой связи нельзя не отметить, что общий структурный план Камчатки, если исключить позднекайнозойский вулканизм, очень напоминает размещение структурных зон на Сахалине. В обоих случаях их восточная зона, образованная островодужными и океаническими комплексами, окаймляется с запада молодой депрессией, за которой следует полоса блоков метаморфических пород, а затем глубокий терригенный прогиб позднемелового—кайнозойского времени. Отсюда следует, что представление о террейнах-мигрантах может распространиться и на сахалинские блоки метаморфических пород. Возраст метаморфизма этих пород — мезозойский (А.В. Рихтер).

Структурно-формационные комплексы, сходные с корякскими (островодужные, периокеанические), характерны лишь для Восточной Камчатки. Но их существенно отличает возраст: в массе это позднемеловые комплексы.

В структурном развитии Корякского нагорья, с его офиолитами, меланжами и покровами, различаются следующие значительные эволюционные этапы: позднедокембрийско-раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский, позднеюрско-раннемеловой, позднемеловой, наконец, кайнозойский. Все они разделены эпохами тектогенеза, из которых наиболее широко проявлены среднемеловая и особенно ларамийская, приуроченная к маастрихту—палеоцену. Такие эпохи доказываются сменой структурно-формационных комплексов, угловыми несогласиями, распространением моласс, неавтохтонных серий, олистостром серпентинитовых меланжей на определенных рубежах. Они обуславливают смену палеогеодинамических обстановок.

На Восточной Камчатке аккреционная тектоника по имеющимся данным устанавливается лишь с позднего мела. Здесь выделяются следующие тектонические рубежи: ларамийский, которому соответствует мощное скупивание структур островодужного спектра; среднеэоценовый, характеризующийся дальнейшим значительным сжатием региона; неотектонический — этап существенных, преимущественно вертикальных перемещений. В ходе структурного развития Корякского нагорья и Восточной Камчатки неоднократно проявлялись деструктивные процессы, иногда с вторичным раскрытием симатического субстрата. Деструктивные процессы были ярко выражены на неотектоническом этапе, когда образовались крупные тектонические депрессии (Анадырская, Центральнокамчатская, шельфовые восточнокамчатские и др.) и поднялись горные хребты.

Из приведенных данных видно большое различие в тектонической истории Корякского нагорья и Камчатки. Ныне сопоставление их эволюции вообще возможно начиная лишь со второй половины позднемелового времени. Ярким общим признаком является ларамийский тектогенез, заложивший основы современного структурного плана ближайшей периферии Северо-Западной Пацифики, включая сюда Алеутскую систему дуга—желоб и юг Аляски, с одной стороны, и Сахалин — с другой.

В сеноне вплоть до маастрихта и в палеоцене корякские структуры с юга ограничивались системой континентального склона и его подножия (Укэлаятская зона), а олюторские и камчатские структуры располагались где-то южнее.

<sup>1</sup> К заключению, что метаморфические комплексы Срединного хребта Камчатки представляют собой экзотический террейн, пришел также С.Д. Соколов [74].

Ныне они находятся в торцовом сочленении [20]. Столкновение с образованием крупного надвига с движением масс на север произошло в эоцене.

В позднем кайнозое главным регионом тектонической и магматической активности стала система Курильская островная дуга — глубоководный желоб — задуговая впадина. О более ранних структурах этого региона судить трудно из-за недостатка данных. Некоторые сведения дает строение фронтальной Малокурильской гряды, где в кампане на океанической коре начали формироваться островодужные вулканогенно-осадочные серии. Однако в постпалеоценовое время вулканизм на гряде больше не проявлялся. Он возобновился в конце палеогена, но уже в зоне Больших Курил. Исключительно мощными вулканическими процессами являются и в настоящее время.

Таким образом, имеющиеся данные все же позволяют считать, что структуры переходной зоны между континентом и океаном в районе Курил возникли в позднем сенеоне, но реконструкция строения этой зоны пока затруднена.

Северо-Западный сектор периферии Тихого океана иллюстрирует целый ряд существенных черт тектонического развития переходной зоны. Здесь проявлены три стадии ее формирования. Курильская тектоническая система отражает сравнительно раннюю стадию. Восточно-Камчатская зона отвечает более зрелой стадии, где процесс вещественно-структурного преобразования океанической коры зашел уже достаточно далеко. Корякское нагорье — область очень длительного развития структур переходной зоны с противоречивым течением аккреционного процесса, но тем не менее далеко продвинувшимся, о чем свидетельствует многоярусная тектонически скупенная структура.

Другой момент, на который необходимо обратить внимание, — это разновременность формирования нынешней океанической окраины в секторе. Наиболее молодой окраиной является Курильская система, существующая с кампанского времени. Восточнокамчатская окраина начала формироваться на несколько десятков миллионов лет раньше, вероятно с альба. В главе девятой прослежено время зарождения структур современных континентальных окраин по всему Тихоокеанскому кольцу.

Следующее положение — это наличие в структуре описываемой зоны экзотических террейнов. Относительно Корякского нагорья аргументов в пользу их существования гораздо больше, чем обратных. Что касается Камчатки и Сахалина, о чем была речь, то это не больше чем догадка. Кстати, можно упомянуть, что в последнее время большое значение тектоническому коллажу придается японскими геологами, стремящимися расшифровать процессы образования очень сложной структуры Японских островов. Предполагается, что перемещения террейнов происходили вдоль тихоокеанской окраины, а не являлись трансокеанскими. Движение шло в направлении с юга на север. Обо всем этом свидетельствует большое количество чужеродных комплексов, принадлежащих именно зоне перехода океан—континент, а также тетические фауны.

Наконец, тектоника сектора наглядно иллюстрирует существование в пределах переходной зоны фронтальной весьма активной и тыловой с относительно слабой тектонической активностью частей. В первом случае речь идет о Курильской системе, во втором — о Корякском нагорье и Западной Камчатке. Такое тектоническое районирование способствует пониманию общей направленности структурной эволюции переходной зоны. Корякское нагорье явилось одним из главных опорных регионов для развития учения о тектонической расслоенности литосферы.

Наконец, следует коснуться тектонических связей между Северо-Западным сектором и Аляской. Такие связи не очевидны. Речь может идти лишь о Южной Аляске, поскольку более северные регионы обладают совершенно иным строением. Да и на юге Аляски, где имеется ряд выгнутых на север тектонических

дуг и подобных им огромных разломов-сдвигов, геологического сходства мало. Имеется лишь некоторое подобие во времени аккреционных процессов и в факте преобразования здесь столь же сложной системы краевых морей и островных дуг в субконтинентальную структуру. Такое преобразование, как и в Северо-Западном секторе, происходило в мезозое и раннем кайнозое. Отмеченное геологическое несходство Корякско-Камчатского сектора и Южной Аляски расходитсся с широко распространенным мнением об их родстве. Окончательное суждение, однако, требует проведения детального сравнения обоих регионов.

## ГЛАВА ШЕСТАЯ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Приокеаническая область Тихого океана в районе Дальнего Востока и Японии отличается структурной гетерогенностью, которая проявляется в существовании областей с корой дорифейского, позднепалеозойского и позднемезозойского возраста, а также регионов с новообразованной океанической корой. Строение переходной зоны определяется сочетанием складчатых, покровно-складчатых и покровных структур, неоднократно формировавшихся в течение длительного времени (с конца палеозоя до плейстоцена включительно) с постепенным "захватом" районов с океанической корой. Структурное развитие неоднократно усложнялось как деструктивными, так и магматическими процессами, проявление и значение которых значительно изменялось от места к месту.

За основу приняты материалы, полученные Геологическим институтом РАН в течение многолетних исследований на Дальнем Востоке, а также многочисленные литературные источники, прежде всего последнего времени. При написании текста постоянно использовались Геологическая карта Японии [156] и монография "Геология и минеральные ресурсы Японии" [158], на которые в дальнейшем специальных ссылок не будет.

### СИХОТЭ-АЛИНЬ

Общепринято, что в хребте Сихотэ-Алинь и его отрогах существует продольная тектоническая зональность. Однако характер структурных соотношений между зонами и их внутреннее строение понимаются неодинаково. Яркой иллюстрацией этого может послужить дискуссия о внутренней структуре центральных районов Ханкайского массива. Отметим, что в ходе исследований все большее обоснование находят представления о широком развитии в Сихотэ-Алине чешуйчато-надвиговых, а в ряде районов и покровных структур, сформированных в течение нескольких фаз деформаций в основном в допозднемеловое время. Их существование доказывается полевыми наблюдениями и подтверждается новыми геофизическими данными [57], которые, кстати, показывают, что "существование мощных кристаллических комплексов Ханкайского массива под Сихотэ-Алинем маловероятно, он может присутствовать здесь лишь в виде экзотических глыб" [Там же. С. 9].

Большую часть хребта Сихотэ-Алинь занимает Восточно-Сихотэ-Алинская складчатая зона, которая в Южном Приморье расположена между Центрально-Сихотэ-Алинским разломом и Прибрежной зоной, а севернее — между серией крупных разломов, круто наклоненных к юго-востоку, и Татарским проливом. Описываемая зона отличается широким развитием терригенных нижнемеловых образований, смятых в напряженные линейные складки северо-восточного простирания с шириной до 20 км, крылья которых нередко осложнены левыми сдвигами разных амплитуд и надвигами [12].

Наиболее древние образования зоны представлены на юге Сихотэ-Алиня эрдагоуской свитой ( $J_3-K_1$ ), которая сложена кремнистыми породами со спилитами (170 м). Они надстраиваются берриас-альбскими алевролитами, песчаниками, объемные соотношения которых могут значительно изменяться в разрезе. Примерно на уровне валанжина отмечаются олистостромы с блоками каменноугольно-пермских известняков и пермских, триасовых, юрских и валанжинских кремней. В отдельных блоках песчаников встречены и норийские моноитиды. С апта в разрезе начинают появляться прослои туфотерригенных пород, линзы и прослои андезитовых туфов.

Сходное строение имеют берриас-альбские отложения и севернее, при этом к верхам разреза отмечается увеличение грубообломочных пород, а с нижеальбского уровня — появление лав и туфов среднего и основного составов. Нижнемеловые толщи совместно с прорывающими их альбскими гранитами на севере Сихотэ-Алиня перекрыты с резким угловым несогласием сеноман-туронскими континентальными терригенными отложениями.

Прибрежная зона расположена на юго-востоке Сихотэ-Алиня. На западе она по системе надвигов перекрывает меловые образования Восточно-Сихотэ-Алинской зоны, на востоке — скрыта под водами Японского моря.

Наиболее древними фаунистически охарактеризованными образованиями являются фаменские известняки и спилиты, стратиграфически выше которых с неясными взаимоотношениями находятся каменноугольно-пермские толщи, низы которых представлены пиллоу-лавами, гиалокластитами, лавобрекчиями высокоили умереннотитанистых базальтов, аналогичных базальтам океанических островов либо срединно-океанических хребтов [90]. Выше залегают рифогенные известняки или кремни, известковистые брекчии, песчаники. Количество тех или иных пород меняется от места к месту. Максимальные мощности непрерывных разрезов карбонатных пород (гора Зарод) достигают 1500 м. Палеозойские известняки, кремни и эффузивы нередко встречаются в виде глыб в олистостромах раннемелового возраста.

Наиболее обстоятельно описано строение Прибрежной зоны в районе Дальнегорска [12 и др.]. Здесь выделены автохтонный, параавтохтонный, два аллохтонных и неавтохтонный комплексы. Первый из них сложен песчаниками, алевролитами и олистостромами баррем-альбского или берриас-валанжинского возраста, второй — флишоидами. Нижний аллохтон представлен берриас-валанжинскими олистостромами с олистоплаками триасовых и(или) пермских известняков, верхний — кремнистыми породами триасово-юрского возраста, находящимися в тектонических взаимоотношениях с терригенными толщами титона—валанжина и нижнего мела. В целом структура района представляется как покровно-складчатая, осложненная многочисленными крутыми разломами. Неавтохтонный комплекс представлен валанжинскими терригенными породами. Покровная и чешуйчато-надвиговая структура известна и в других районах Прибрежной зоны [42, 12].

Все отмеченные образования с несогласием перекрыты эффузивами среднекислого состава и прорваны мел-палеогеновыми интрузивами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Западно-Сихотэ-Алинская зона протягивается широкой полосой субмеридионального простираения от побережья Японского моря вдоль западных отрогов хребта Сихотэ-Алинь до р. Ануй [42, 12 и др.]. Этой зоне соответствуют максимальные мощности (40—42 км) земной коры. Восточным ограничением зоны в пределах Южного Приморья является Центрально-Сихотэ-Алинский разлом; севернее она граничит по сложной системе разломов с Восточно-Сихотэ-Алинской зоной.

На западе Западно-Сихотэ-Алинской зоны залегают деформированные тектонические пластины амфиболизированных катаклазированных габброидов, габбро-

норитов, серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, верлитов, которые представляют собой тектонически разобленную офиолитовую ассоциацию, слагающую аллохтонный комплекс [42, 18]. Его восточным ограничением служит Калиновский надвиг. По последним данным [90], гипербазит-габбровый комплекс перекрыт толщей спилитизированных базальтов или кремнистых пород позднедевонско-раннепермского возраста. Базальты нередко включают крупные блоки каменноугольно-пермских известняков. В отдельных местах зоны достоверно установлено, что офиолиты перекрыты слюдястыми песчаниками или конгломератами верхней перми.

Вдоль Калиновского надвига, а также вдоль отдельных выходов габброидов, с ним не связанных, протягивается узкой полосой толща тонкозернистых песчаников и алевролитов верхней перми. Для Западно-Сихотэ-Алинской зоны характерно широкое развитие олистостромовых толщ как минимум двух типов. Первый из них представляет собой хаотический комплекс, матрикс которого сложен алевролитами, аргиллитами позднетриасово-среднеюрского возраста с прослоями кремней и песчаников, в которые заключены каменноугольные и пермские известняки, кремни пермского, ранне-, средне- и позднетриасового возраста, эффузивы палеозойского возраста и песчаники, которые во многом сходны с образованиями зоны Тамба-Мино-Ашио Японии [42]. Второй тип олистостромовых образований включает блоки пород офиолитовой ассоциации, и их формирование увязывается со становлением аллохтонных структур в раннемеловое время.

Олистостромовые комплексы подстилаются кремнистыми толщами пермского и позднетриасового возраста. Они представляют собой тонкое чередование кремней и кремнистых алевролитов. В верхней части сихотэ-алинского комплекса увеличивается количество терригенных пород. Все эти породы слагают чешуйчато-надвиговые структуры, осложненные складками, оси которых имеют северо-восточное простирание. В восточной части зоны отмечается запрокидывание складок к юго-востоку.

Ханкайский массив представляет собой фрагмент дорифейской континентальной коры. Его основание сложено мраморами, различными сланцами и гнейсами позднепротерозойского возраста, перекрытыми карбонатными и терригенными толщами рифея. Дофанерозойские образования имеют сложную складчатую структуру с разломами различных простираний и падений.

Палеозойские комплексы [49] в низах представлены терригенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия, сменяющимися кверху молассоидами нижнего—среднего кембрия с общей мощностью кембрийского разреза до 7500 м. Верхний кембрий сложен лавами и лавобрекчиями риолитов и липаритов. Ордовикско-силурийские толщи имеют пестрый терригенный состав. Среди силурийских пород широко развиты туфы, тефронды, лавы базальтов, андезитов, андезито-базальтов и терригенные образования, формировавшиеся в рифтах на континентальной коре. Они известны и к западу от Ханкайского массива, где распространены кремни, потоки базальтов, песчаники и алевролиты. Девон (до 5000 м) представлен толщами лав и туфов риолитов, терригенными породами, которые ложатся с резким угловым несогласием на нижележащие комплексы. В верхах его широко развиты лавы трахибазальтов и трахиандезитов. Каменноугольные образования сложены туфотерригенными маломощными породами.

Опущенные по Западно-Сихотэ-Алинскому разлому и переработанные части Ханкайского массива установлены в пределах Арсеньевской зоны; на них формировались вулканогенно-терригенные комплексы девона и перми. По данным [90], Арсеньевская зона состоит из двух подзон. В западной развиты пермские существенно вулканические и интрузивные образования, в восточной — терригенные (ариадненская свита) позднепермского—юрского возраста. Восточная граница зоны совпадает с Арсеньевским разломом. Все



палеозойские породы Ханкайского массива и Арсеньевской зоны с несогласием перекрыты триасовыми, а затем и юрскими мелководными и(или) прибрежными терригенными породами.

Севернее Ханкайского массива расположена Бикинская зона, сложенная верхнетриасово-юрскими кремнями и алевролитами, перекрытыми вулканогенно-терригенными и терригенными толщами мелового возраста. Нижнемезозойские образования имеют много общего с породами Сихотэ-Алиня.

### ЯПОНИЯ

Ниже будут рассмотрены основные черты донеогеновой тектонической зональности Японских островов. Наиболее крупные из них (Кюсю, Сикоку и Хонсю) традиционно разделяются японскими геологами на юго-западную и северо-восточную провинции, отделенные друг от друга крупной зоной кайнозойских разломов Итоигава-Сидзуока. Она имеет субмеридиональное простирание, крутое западное падение и протягивается от района залива Суруга к восточным отрогам хребта Хида, выходя на побережье Японского моря восточнее залива Тояма. В южной части разломной зоны лежит грабен Фосса-Магна, выполненный неогеновыми осадочными и неоген-четвертичными вулканическими породами. Однако для мезозойского времени более существенную роль играла зона разломов Танакура, которая протягивается вдоль западных отрогов плато Абукума. Именно она и принимается нами как граница северо-восточной и юго-западной тектонических провинций Японии.

Юго-западная провинция разделена на внутреннюю и внешнюю части Срединным (Медианным) разломом, который был заложен в меловое время и интенсивно развивался как левый сдвиг в раннем олигоцене и как правый — в четвертичное время. Возможно, что основные движения, приводившие к катаклазу пород, завершились в раннем миоцене.

### Строение Юго-Западной Японии

Внутренняя область Юго-Западной Японии с севера на юг разделяется на зоны Хида, Циркум-Хида, Сангун, Майзуру, Ультра-Тамба, Тамба-Мино-Ашию и Риоке (рис. 45).

Зона Хида расположена в районе п-ова Ното и гор Хида. В ее состав включаются также части возвышенности Ямато в Японском море и фундамент о-ва Оки. Основная часть зоны сложена докембрийскими сложнодислоцированными гнейсами Хида, надвинутыми на юг, на кианит-силлиманитовые сланцы Уназуки. Последние развивались по верхнекаменноугольным известнякам, пелитовым породам и вулканитам кислого состава. После надвигания гнейсы Хида совместно с палеозойскими образованиями были дислоцированы с последующим (220—250 млн лет назад) региональным метаморфизмом. Позже структура усложнилась при внедрении массивов кварцевых диоритов, диоритов, гранодиоритов и гранитов среднеюрского возраста.

В зоне Циркум-Хида установлены блоки силурийско-девонских и каменноугольно-пермских образований, частично метаморфизованных до филлитов и кристаллических сланцев, заключенные в зоны милонитов или в серпентинитовый меланж. Силурийские породы в районе Фукуи формировались в условиях мелководного шельфа с рифогенными постройками, в пределах которого в позднем лудлове были заложены вулканические аппараты, поставившие пирокластический материал существенно кислого состава. Жедин-эмс представлен карбонатно-терригенными породами и чередованием туфов кислого состава, алевролитов и известняков. Каменноугольно-пермские образования делятся на карбонатные (преобладают на северо-востоке зоны) и терригенные. Известняки, как правило, залегают на вулканических породах основного состава. Все палеори-

фогенные постройки (например, Оми) имеют в настоящее время тектонические контакты. Некарбонатные фации верхнего палеозоя представлены туфобрекчиями, песчаниками, аргиллитами, кремнями и конгломератами, в которых обнаружены гальки известняков с девонской фауной и гранитов.

Метаморфические породы и неметаморфизованный палеозой зон Хида и Циркум-Хида с несогласием перекрываются плохо сортированными конгломератами, песчаниками и алевролитами с отдельными горизонтами туфов (серия Тетори и Курума) с общим возрастным интервалом от ранней юры до конца раннего мела. Они имеют мощность от десятков до тысяч метров и содержат мелководную фауну, а также флору.

Зона Сангун расположена на западе о-ва Хонсю и северо-востоке о-ва Кюсю и по серии пологих надвигов или по крутопадающим разломам граничит с зоной Майзуру. Предложено несколько вариантов интерпретации строения зоны [147, 213], при этом все отчетливее ставится вопрос о ее сложном покровном строении. Вне зависимости от представлений о строении принимается, что зона сложена тремя основными комплексами пород: карбонатным, некарбонатным и метаморфическим.

Карбонатный комплекс представлен массивами (Акийоси, Атетсу, Таишаку и др.) визейско-среднепермских известняков, сходных с отмечавшимися выше известняками Оми (зона Циркум-Хида). Наиболее обстоятельно изучен массив Акийоси, расположенный на крайнем западе о-ва Хонсю. Он сложен светлыми биокластическими известняками, в которых на разных стратиграфических уровнях залегают рифовые тела. Важнейшими породообразующими организмами известняков являются фузулиниды, криноидеи, мшанки и синезеленые водоросли. Известняки практически лишены терригенных прослоев и залегают на потоках щелочных базальтов с подушечной отдельностью и гиадокластитах того же состава. Общая мощность известняков Акийоси 720 м. Они слагают аллохтон, породы которого смяты в сложные, в том числе лежащие, складки северо-восточного простирания с надвигами или крутопадающими разломами северо-восточного и северо-западного простираний.

Автохтон образован палеозойскими сериями (Беппу, Тсунемори, Ога), которые соответственно представлены кремнистыми светло-зелеными сланцами с тонкими прослоями терригенно-кремнистых пород и обломками известняков (визе — средняя пермь), массивными алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитов (моложе верхов средней перми) и массивными песчаниками с блоками черных алевролитов, известняков и кремней (моложе средней перми). Все породы смяты в опрокинутые напряженные складки с северным падением осей. Серия Беппу надвинута на серию Ога по пологим надвигам.

Считается, что комплекс палеозойских образований [240] формировался на вершине, склоне и у подножия подводной горы, а затем был перемещен в виде террейна и вовлечен в покрово-складкообразование в поздней перми или раннем триасе. Вся структура зоны Сангун перекрыта с несогласием верхнетриасовыми мелководными толщами, которые в юрское и меловое время были вновь надвинуты в южном направлении [147].

Третий комплекс, слагающий зону Сангун, представлен одноименными метаморфическими породами, образовавшимися при высоких давлениях. Первично это были терригенные породы, известняки, радиолариты, базальты, диабазы, габбро и ультраосновные породы. В известняках обнаружены верхнекаменноугольно-нижнепермские фузулиниды, а в алевролитах остатки пермских растений. Кроме них, были найдены средне-верхнепермские и юрские радиолариты [213], что позволяет говорить о частичном формировании кристаллических сланцев меозойским породам, чему не противоречат К-Аг-датировки: 260—170 млн лет. Сланцы Сангун претерпели как минимум три фазы складкообразования, причем первые две привели к образованию изоклинальных складок запад-северо-за-

падного простираения. В раннемеловую фазу были сформированы субширотные складки с размахом крыльев до 10 км. Сланцы Сангун были надвинуты в южном направлении на породы зоны Тамба или Майзуру.

Наконец, в пределах зоны Сангун установлены комплексы нижнемезозойских олистостром [213], структурное положение и палеотектонический смысл которых обсуждаются.

Зона Майзуру протягивается от залива Ваказа в юго-западном направлении до префектуры Ямагучи [213, 147]. Она характеризуется широким развитием пермских терригенных образований (серия Майзуру), основных и ультраосновных пород комплекса Якуно, а также мезозойских терригенных отложений. В некоторых районах установлены вулканиты основного состава и кремнистые образования позднекаменноугольно-среднепермского возраста (толща Шимамото). Все домезозойские породы находятся, как правило, в тектонических взаимоотношениях. В целом зона Майзуру надвинута на более южные зоны по системе надвигов. Серия Майзуру сложена вулканическими породами основного состава, включая туфы (700 м), олистостромами и флишем (1300 м), алеволитами и песчаниками, относительное количество которых меняется от места к месту. Возраст серии определяется как позднепермский. В олистостроме имеются блоки пермских известняков, метаморфических пород, основных и ультраосновных пород Якуно и сланцев Сангун.

Комплекс Якуно представляет собой сложную ассоциацию перидотитов, клинопироксенитов, серпентинитов, метагаббро, амфиболитов, гранитоидов, основных вулканических пород, метаморфических образований и рассматривается как тектонизированная офиолитовая ассоциация. Возраст горнблендитов (К—Аг-метод) — ранняя—средняя пермь (278—241 млн лет), но есть и другие датировки (228—275 млн лет). Породы Якуно претерпели значительное пластическое течение, но не были подвержены метаморфизму высокого давления в отличие от своих аналогов в метаморфических породах Сангун. Тем не менее они объединяются как реликты единого океанического бассейна. Предполагается [147], что еще на океанической стадии породы Якуно участвовали в надвигообразовании.

В районах Майзуру и Комигори офиолиты надвинуты на серию Майзуру, в которой, кроме перечисленных пород, обнаружены олистолиты пиллоу-лав, базальтов, габбро, плагиогранитов и серпентинитов.

Севернее пород Якуно известны массивы ультраосновных пород, иногда объединяемых с ними в единый внутренний офиолитовый пояс. Он протягивается с перерывами от залива Ваказа до Северного Кюсю. Это в основном серпентинизированные дуниты (до 82%) и сильнодеформированные гарцбургиты, с которыми связаны небольшие тела лерцолитов и ортопироксенитов. Подчеркивается, что все описанные породы имеют вид тектонической смеси (меланж? — А.М.) и в плане обрамляют с юга выходы кристаллических сланцев Сангун, расположенных вдоль побережья Японского моря.

Зона Ультра-Тамба находится в тектонических взаимоотношениях с расположенной севернее зоной Майзуру и с более южной зоной Тамба-Мино-Ашио. Установленная протяженность зоны Ультра-Тамба с северо-востока на юго-запад 120 км при ширине от первых сотен метров до 3 км.

Зона представляет собой деформированный в складки пакет покровов, состоящий из двух аллохтонов. Нижний, или относительный, автохтон (подзона Ультра-Тамба II) сложен зелеными песчаниками свиты Хиками, которые переслаиваются с черными или зелеными алевролитами. Как правило, массивные песчаники состоят из плохо сортированных и угловатых обломков кварца, плагиоклаза, щелочного полевого шпата, кислых туфов и гранитов. Максимальная мощность — 1000 м — отмечается в более западных районах зоны. К востоку она уменьшается до 100—150 м, что позволяет предполагать снос с западных

районов о-ва Хонсю. В алевролитах обнаружены радиолярии верхов средней или низов верхней перми. Иногда возраст определяется как позднепермский— триасовый (?). Верхний аллохтон (подзона Ультра-Тамба I) сложен верхнепермской свитой Ои, которая представлена тонким чередованием кремнистых и пелитовых пород, переслаиванием песчаников и алевролитов (флиш), а также олистостромовыми комплексами с общей минимальной мощностью до 100 м.

Совмещение аллохтонов произошло в триасе, что совпадает с временем углового несогласия в северо-западных и западных районах о-ва Хонсю. В средне- или раннеюрское время они были надвинуты на образования зоны Тамба-Мино-Ашио.

Южнее описанных зон, от северо-востока Кюсю до нагорья Абукума, протягивается сложнопостроенная область, в которой, как считали ранее, были развиты палеозойские эвгеосинклинальные образования, несогласно перекрытые верхнемеловыми или более молодыми эффузивами кислого состава. Интенсивное изучение остатков радиолярий и конодонтов показало, что во всех выделенных ранее зонах (Тамба, Мино, Ашио) палеозойские образования, как правило, залегают в виде покровов, олистоплак или олистолитов в среднеили верхнеюрских олистостромах. В связи с этим вслед за [185] мы выделяем единую зону Тамба-Мино-Ашио, строение которой иллюстрируется рядом примеров.

В районе Нохи развиты верхнемеловые риолиты, образующие в плане полосу север-северо-западного простиранья шириной до 30—40 км, которая разделяет подзону Мино на две части — восточную и западную. Палеомагнитные данные по верхнемеловым образованиям показали, что эта часть о-ва Хонсю испытала больший поворот (до 48°) против часовой стрелки по отношению к более западным районам Юго-Западной Японии.

С севера восточная часть подзоны Мино ограничена серпентинитовыми меланжами зоны Циркум-Хида или надвигами, по которым переместились образования подзоны Тамба. На юге граница проводится при появлении пород зоны Риоке (см. ниже). На востоке она проходит по разломам Итоигава-Шидзуока. Большая часть подзоны Мино сложена нижнемезозойскими образованиями, которые изредка прорываются верхнемеловыми гранитоидами. По данным Т. Отсука [214], в восточной части подзоны Мино с севера на юг выделено семь комплексов пород, образующих в плане ряд полос северо-восточного простиранья.

Комплекс Хираю представляет собой среднеюрские алевролиты и аргиллиты, в которые включены блоки (от первых сантиметров до 1—2 км) ниже-среднепермских известняков, базальтов и кремней, триасовых и нижнеюрских кремней и юрских песчаников. Комплекс Юкава сложен нижнеюрскими кремнями, выше которых залегают среднеюрские алевролиты светло-зеленых, голубовато-серых и характерных красновато-коричневых оттенков, реже туфоалевролитов и аргиллитов. Эти отложения падают круто к северо-западу, в кремнях развиты асимметричные складки. Комплекс Ширахонэ представляет собой микстит верхов средней юры, большая часть которого образована блоками среднепермских известняков, иногда с прослоями кремней, пиллоу-лавами и гиадокластитами базальтов и, наконец, кремнистыми породами. Комплекс Савандо сложен переслаиванием кремней, песчаников и туфоалевролитов середины нижнего триаса — низов поздней юры. В верхах встречаются оползневые несоортированные конгломераты с гальками песчаников, гнейсов, гранитов, кремней, гранатбиотитовых гнейсов, известняков позднего триаса. Породы падают к северо-востоку под углами от 45 до 80°.

Комплекс Шимашима — микстит с алевролитовым матриксом верхов средней — низов верхней юры, в котором заключены блоки кремней нижнего — верхнего триаса и песчаников. Породы интенсивно рассланцованы, смяты в складки, которые формировались как до консолидации осадков, так и после. Комплексы Мизогава и Киогатаки представляют собой турбидиты позднеюрского

возраста, сложенные песчаниками, алевролитами и подводно-оползевыми образованиями. В последних наблюдаются блоки кремней, кремнистых алевролитов, пермских и верхнетриасовых известняков и эффузивов основного состава протяженностью до 2 км.

На востоке западной части установлены микститы, матрикс которых представлен темно-серыми алевролитами верхов верхней юры — низов нижнего мела. В них заключены обломки и блоки песчаников, кремней и базальтов размером от миллиметров до километров. По радиоляриям из кремней восстановлен непрерывный разрез от среднего триаса до низов мела. В берриасе микститы были превращены в меланж, а затем смяты в складки северо-восточного простиранья.

Западная часть подзоны хорошо изучена на северо-западе гор Мино, где установлен пакет аллоптонов, смятый в синформную складку, ось которой погружается на северо-запад. Он сложен серией Окумине, которая разделена на три толщи, палеоокеанские породы которых имеют ранне-среднепермский возраст и находятся в тектонических взаимоотношениях. Первая из них образована пиллоулавами и гналокластитами базальтов, кремнями и доломитами, вторая — известняковыми брекчиями и мелководными известняками и третья — карбонатными породами с гналокластитами основного состава в основании. Кроме этого, в составе аллоптонов выявлены юрские песчаники и алевролиты ( $J_1^1$ — $J_2^1$ ) и алевролиты ( $J_2^2$ — $J_3^2$ ) с блоками кремней и кремнистых алевролитов.

Имеются работы, согласно которым юрские кремнистые образования района Инуяма были сформированы на 7° с.ш. и испытали перемещение на 8000 км к северу. Вместе с тем находки в среднеюрских микститах в западной части подзоны Мино аммонита *Keplerites* [241], относящегося к бореальной фаунистической провинции, противоречат палеомагнитным данным. Все описанные литологические ассоциации и структуры, установленные в подзоне Мино, прослеживаются как на запад в подзону Тамба, так и на восток в подзону Ашио.

Зона Риоке расположена севернее Срединного разлома, т.е. протягивается вдоль южной границы Внутренней области юго-западной тектонической провинции Японии более чем на 700 км. Иногда принимается, что гранитоиды гор Абукума являются аналогами пород зоны Риоке.

Более половины площади зоны занимают гранодиориты, граниты, тоналиты, кварцевые диориты и габброиды, которые по времени образования разделяются на древние и молодые. Метаморфические высокотемпературные породы слагают не менее трети зоны. На основании данных по радиологическому возрасту и геологическим наблюдениям установлено, что региональный метаморфизм и последующее внедрение древних гранитоидов Риоке произошло в конце позднерюрского — начале мелового времени, молодых — в позднем мелу. По геологическим данным, комплекс пород зоны Риоке образовался в результате метаморфизма терригенных и кремнистых пород (зоны Тамба-Мино-Ашио), которые были уже деформированы до этого события. Установлено, что изограды метаморфизма Риоке пересекают под небольшим углом складчатую структуру.

В южной части зоны Риоке, на островах Сикоку и Кюсю, развиты мощные (5000—7000 м) толщи кампан-маастрихтских морских терригенных отложений (серия Изуми), смятых в сложную синклиналичную складку. Низы серии образуют трансгрессивный ряд, верхи — регрессивный. На разных горизонтах присутствуют туфы риолитового и дацитового состава.

Внешняя область юго-западной Японии с севера на юг разделена на зоны Санбагава, Микабу, Чичибу, Куросегава, Самбосан и Симанто.

Зона Санбагава расположена непосредственно к югу от Срединного разлома. Она сложена метаморфическими образованиями высоких ступеней давления. Исследования последних лет показали, что метаморфиты слагают серию тектонических покровов, однако их взаимоотношения и состав до сих пор обсуждаются. Установлено, что метаморфиты имеют возраст 73—70 млн лет.

По мнению М. Фаура и др. [147], на о-ве Сикоку автохтон сложен конгломератами и лавами кислого состава среднепалеозойского возраста. На него надвинут пакет покровов, состоящий из глаукофановых сланцев, амфиболитов, эклогитов, слюдяных сланцев, диабазов, пиллоу-лав и серпентинизированных перидотитов, расслоенных серпентинитами на ряд литопластин, а также различными сланцами по породам зон Микабу и Чичибу (см. ниже).

Зона Микабу расположена южнее зоны Санбагава и представляет собой сложно деформированный покров, залегающий как на кристаллических сланцах зоны Санбагава, так и на олистостромах зоны Чичибу. Покров смят в изоклинальные или опрокинутые син- и антиформы. Перемещение, метаморфизм, широко развитый в зоне, и деформации пород произошли между поздним триасом и ранним мелом. На о-ве Сикоку зона Микабу образована [261] сложно построенной ассоциацией основных и ультраосновных пород, кремней, песчаников и известняков. Наиболее широко в зоне представлены гиалокластиты и лавы базальтов, вулканические брекчи и туфы, которые по петрохимическим особенностям относятся к толеитовым, пикритовым и щелочным базальтам. Большое количество гиалокластитов и некоторые другие особенности позволяют утверждать, что породы формировались на глубинах дна не более 500 м. На разных уровнях эффузивного разреза встречаются силлы габбро, образующие серии мощностью до 900 м.

Составной частью зоны Микабу является также перидотит-габбровый комплекс. Он представлен небольшими телами в той или иной мере серпентинизированных перидотитов, клинопироксенитов и габбро, которое их прорывает. В зоне описаны также специфические габбровые брекчи, которые представляют собой блоки, глыбы и гальки габбро размером от 1 см до 1 км, заключенные в песчаники того же состава. До 90% объема этой необычной олистостромы сложено клинопироксенитами и роговообманково-клинопироксеновыми габбро, иногда плагиогранитами. В осадочных породах зоны Микабу обнаружены остатки конодонтов позднекаменноугольного и средне-позднетриасового возраста. Вся ассоциация формировалась в нестабильной тектонической обстановке в поднятой области (спрединговый центр) окраинного бассейна [261], но несколько позже было сделано предположение, что эта габбровая олистострома образовалась в глубоководном желобе.

Зона Чичибу занимает центральную часть о-ва Сикоку, где она разделена на три подзоны — северную, среднюю и южную [176]. В средней подзоне установлены фрагменты древних образований зоны Куросегава (см. ниже). В северной подзоне наблюдается комплекс мезозойских образований, который надвинут на палеозойские породы. Наиболее древними породами в районе являются верхне-каменноугольные-среднепермские известняки и пиллоу-лавы основного состава, среди которых встречаются прослои песчаников и алевролитов. Верхнепермский комплекс (группа Ширикадани) сложен алевролитами, песчаниками, эффузивными и кремнистыми породами. Терригенные разности представлены плохо сортированными алевролитами с глыбами и линзами песчаников, кремней и эффузивов. Песчаники обычно содержат обломки кварца, плагиоклаза, обломки пород кислого и среднего состава. Эффузивы слагают как небольшие глыбы (до 0,1 м), так и гигантские блоки (протяженность до 2 км, мощность до 100 м) и тесно связаны с красными слоистыми кремнями. Оба комплекса образуют пакет тектонических пластин с северным падением под углами от 50 до 80°. Иногда по контактам пластин развиваются серпентиниты.

Стратиграфически выше расположена толща Шингаи, которая состоит из терригенных пород (до 1000 м) с блоками песчаников, массивных лав и гиалокластитов базальтов, известняков, известняковых конгломератов, кремней и диоритов с ксенолитами гнейсов.

К верхам перми относят толщу красных слоистых кремней, эффузивов основного состава и толщу слоистых кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов.

Мезозойские образования представлены олистостромовой толщей Камиякава мощностью до 2000 м, сложенной алевролитами с блоками (протяженностью от 2 до 5 км) пиллоу-лав и гиалокластитов базальтов, пермских и триасовых кремней, песчаников и чужеродных алевролитов. Матрикс формировался на поздних этапах ранней юры и начальных — средней.

Комплекс Кензан объединяет серию тектонических пластин, сложенных слоистыми кремнями, кремнистыми алевролитами, черными алевролитами и песчаниками, а также лавами базальтов, с которыми связаны доломиты позднекаменноугольного возраста. Все эти породы заключены в алевролиты верхов средней и верхней юры.

Зона Куросегава протягивается в виде узкой полосы с Южного Кюсю на Сикоку и далее на запад, до п-ова Кии. Она изучалась исследователями, которые отмечали, что ее породы являются экзотическими для всей территории Японских островов. По новейшим данным [147], в зоне Куросегава обнаружены гранитоиды, тоналиты, гранатовые амфиболиты, гранулиты, гранатовые пироксениты и габбро возрастом 300—400 млн лет. Вторую группу пород составляют метаморфические породы с глаукофаном, лавсонитом и жадеитом возрастом 400 и 200—240 млн лет. Широко развиты серпентиниты, и даже высказывалась точка зрения о том, что зона Куросегава представляет собой гигантский серпентинитовый меланж. Силурийско-девонские образования представлены песчаниками, кислыми туфами, известняками и конгломератами с обломками гранитов.

В описываемой зоне установлены также верхнепермские олистостромы с блоками карбон-пермских известняков, радиоляритов, основных вулканитов, сланцев и гранитов, которые несогласно перекрываются триасовыми песчаниками и конгломератами, а также верхнеюрскими мелководными конгломератами. Породы сильно тектонизированы, разбиты надвигами на отдельные аллохтоны. На Кюсю [211] они слагают крупные покровы (например, Кашимине). Практически все исследователи предполагают, что зона Куросегава образовалась в результате эволюции крупного блока с континентальной корой. Он представлял собой на длительном интервале времени цепь островов, протягивающихся от Кюсю до Северо-Восточной Японии.

Зона Санбосан представляет собой верхнеюрские флишонды с рифовыми известняками Ториносу. В терригенных образованиях установлены блоки верхнепермских и верхнетриасовых радиоляритов и каменноугольно-пермских известняков с вулканитами основного состава в основании. Структура зоны неясна, но в ней широко развита напряженная складчатость.

Зона Симанто протягивается от о-ва Окинава через южную часть о-ва Кюсю, о-в Сикоку на юг о-ва Хонсю, в районы п-ова Кии, гор Акаиси и Като и п-ова Босо. Она сложена верхнеюрско-миоценовыми вулканогенными и терригенными комплексами, объединенными в супергруппу Симанто, которая описана с разной степенью детальности в разных районах. Интерпретация структуры и происхождения супергруппы Симанто может заметно отличаться в разных работах.

По возрасту образований описываемая зона разделяется на северную и южную подзоны. Первая из них представлена верхами верхней юры — мелом, вторая — палеогеном — нижним миоценом. Все породы деформированы в складки разной степени напряженности и разного порядка, слагают покровные или чешуйчато-надвиговые структуры, прорваны в ряде мест (острова Кюсю, Якусима, Тапегасима, запад о-ва Сикоку) миоценовыми гранитоидами или перекрыты пирокластикой, лавовыми потоками риолитов щелочно-известковистых серий того же возраста. В целом супергруппа Симанто претерпела низкотемпературный метаморфизм в пренит-пумпеллитовой или зеленосланцевой фациях.

Мезозойская часть разреза супергруппы Симанто отделена от более северных районов крупным надвигом Батузо. В ней выделены мелководные морские фации, возраст которых омолаживается в сторону океана (от неокома до кампана-мааст-

рихта). Они сложены песчаниками, алевролитами или известняками и рассматриваются как фронтальные зоны островной дуги. Основную часть разреза образуют турбидитовые фации (2000—5000 м), которые представлены песчаниками и алевролитами с горизонтами олистостром. Древнейший возраст определен по радиоляриям как альбский. В северной подзоне зоны Симанто широко развиты терригенные меланжи, в которых глыбы и блоки песчаников, кремней и пиллоу-лав базальтов размером от сантиметров до километров заключены в рассланцованном терригенном матриксе. Кремни, связанные с базальтами, имеют валанжинский возраст, а матрикс — коньяк-сантонский или коньяк-кампанский.

Кайнозойская часть разреза супергруппы Симанто в целом сходна по составу с мезозойской. В ней широко развиты турбидиты, олистостромы, терригенные меланжи и отложения подводных каньонов и конусов выноса. Возраст изменяется от палеоцена до олигоцена. Возраст меланжа считается палеоцен-раннеэоценовым. В раннем-среднем миоцене палеогеновые образования супергруппы Симанто были дислоцированы, надвинуты в южном направлении и испытали метаморфизм. На о-ве Сикоку и п-ве Босо известны выходы серпентинитов.

### Строение Северо-Восточной Янии

Зона Абукума характеризуется широким развитием метаморфических образований (сланцев, гнейсов) и гранитоидов нескольких генераций, которым в рельефе соответствует одноименное плоскогорье (50×200 км). Многочисленные выходы сходных пород прослеживаются и севернее вплоть до побережья Японского моря, и, таким образом, общая протяженность зоны достигает 1000 км.

Весь гранитно-метаморфический комплекс, имеющий общее простираие 340°, ограничен с юго-запада системой разломов Танакура, с запада — Футаба. Разлом Хатагава разделяет зону Абукума на западную и восточную части. Все разломы рассматриваются большинством авторов как левые сдвиги.

На севере гор Абукума (район Сома) известна толща Аиносава (70 м), сходная с толщей Тобигамори (юг Китаками). Она представлена темными алевролитами с прослоями базальтовых и андезитовых туфов с брахиоподами позднего девона. Выше с несогласием залегает толща песчаников и алевролитов (130 м) нижнего карбона (до верхнего визе), перекрытых, в свою очередь, с несогласием известняками (150 м) верхов нижнего карбона, сходными с известняками Онимару (Южное Китаками). Разрез палеозоя венчается алевролитами, песчаниками с телами известняков всех отделов перми, которые с несогласием перекрывают карбон. Общая мощность перми, известной только в двух районах нагорья Абукума, достигает 1500 м. Указывается, что более северные выходы соответствуют разрезам Южного Китаками, чем южные.

Неметаморфизованный мезозой известен в районе Сома, в котором он представлен одноименной серией среднеюрско-раннемелового возраста, которая сложена аркозовыми песчаниками и алевролитами с остатками аммонитов, пелеципод, реже флоры. В отложениях установлены прослои известняков и углей. Меловые отложения (конгломераты, песчаники, иногда дацитовые туфы) общей мощностью до 700 м развиты вдоль восточного края нагорья Абукума.

Метаморфические породы зоны Абукума уже давно разделены на две серии: Такануки (кварц-полевошпатовые гнейсы с известняками) и Госайосё (сланцы, амфиболиты), которые относили к самым разным уровням вплоть до докембрия. Недавно было установлено [148], что метаморфические образования Госайосё надвинуты с юга на север на Такануки в допозднемеловое, скорее всего в позднеюрское, время. Покровная структура испытала несколько фаз деформаций под воздействием внедрения двух комплексов гранитоидов: молодых (100 млн лет) и более древних, что привело к формированию сложной купольной структуры.

Аллохтонные образования сопоставляются с породами зоны Санбагава. Указывается, что известняки раннекаменноугольного и раннепермского возраста сов-



местно с ультраосновными породами являются олистолитами, а породы изначально представляют собой мезозойскую олистострому.

В районе гор Китаками выделены зоны Северного и Южного Китаками, разделенные зоной Хаяшине-Миямори.

Зона Южного Китаками расположена на юге одноименных гор и в восточной части гор Абукума. Она сложена силурийско-девонскими турбидитами, каменноугольно-меловыми мелководными осадками и более молодыми толщами.

Палеозойско-нижнемеловые образования деформированы в несколько фаз: в начале раннего карбона (складчатость Шизу), конце карбона (складчатость Сетанац, сопровождавшаяся метаморфизмом), валанжине (перемещение аллохтона Китаками), постнеокомскую-допозднеаптскую (складчатость Осима). С последней фазой связывают образование главных складок север-северо-западного и субмеридионального простирания с амплитудой до 2—4 км и кливажа север-северо-восточного простирания, а также внедрение гранитоидов.

В районе Тоно-Офунато (южная часть зоны) венлок-лудловские отложения с размывом залегают на гранитах Хиками, обнаженных в ядре антиклинали. В основании разреза установлен горизонт конгломератов с обломками разгнейсованных гранитов и аркозовых песчаников мощностью в несколько метров. Выше — силур (толща Коваучи), который представлен переслаиванием алевролитов, туфов кислого и основного состава, известняками и в меньшем количестве, известняковыми брекчиями. Общая мощность до 400 м.

Граниты Хиками представляют собой комплекс разгнейсованных биотит-кварцевых диоритов, биотитовых гранодиоритов, биотит-роговообманковых гранодиоритов с ксенолитами слюдястых сланцев и гнейсов Цубонозава.

Нижний девон залегает согласно на силуре. Он представлен туфами кислого состава и терригенными пачками с известняками подводно-оползневого происхождения (390 м). Средний девон (750 м) образован алевролитами и пирокластическими породами кислого и среднего составов, которые выше по разрезу сменяются алевролитами и песчаниками. В одном из тектонических блоков установлены верхнедевонские алевролиты (2000 м) с маломощными туфами основного и среднего состава, а также конгломераты.

По данным М. Минато и др., в районе Сетамай-Сакари ниже-среднедевонского образования сложены красными и зелеными кремнями с радиоляриями, переслаивающимися с туфопесчаниками (50 м). Они перекрываются кератофировыми туфами с небольшим количеством алевролитов и известняков с фауной (390 м). Разрез венчается черными алевролитами с туфами основного состава (750 м). Кератофировые туфы встречаются только в низах последней толщи. Верхи разреза содержат трилобиты, брахиоподы и кораллы. Верхи среднего и верхний девон не установлены.

Каменноугольные образования в районе Тоно-Офунато разделяются на несколько серий, которые можно объединить в две части. Нижняя, залегающая с несогласием на девонских и более древних образованиях, сложена конгломератами (10 м), черными и зелеными алевролитами, туфами основного и среднего состава, а также незначительным количеством известняков. Мощность этой части разреза 2500 м. Возраст — ранний — низы среднего (?) карбона. В основании верхней части отмечается резкая смена литофаций. В разрезе имеются несогласие и перерыв, после которого вплоть до конца карбона накапливались известняки и черные углистые сланцы общей мощностью до 1000 м.

В наиболее западных частях Южного Китаками (район Сетамай, субпояс Омата) разрез отличается от вышеописанного. Здесь верхневизейские образования (800 м) сложены алевролитами, песчаниками, оолитсодержащими песчаниками известняками и вулканокластическими породами, а выше появляются потоки базальтов, сочетающиеся с вулканокластическими отложениями. Алевролиты, из-

вестковистые песчаники, спекшиеся лапиллиевые туфы кислого состава и известняки с кораллами завершают разрез. Согласно выше установлены верхневизейско-намюрские породы (450 м), представленные известняками с отдельными прослоями туфов основного состава и алевролитов в верхней и нижней частях. Эти породы интерпретируют как краевую часть обрамления палеолагуны Онимару.

Юрские (средняя юра — низы верхней) отложения мощностью до 2500 м в Южном Китаками представлены мелководно-морскими, аллювиальными и озерными терригенными толщами, формировавшимися в дельтовых условиях. Они смяты в систему субмеридиональных складок и разбиты сдвигами восток-северо-восточного простирания.

Зона Хаяшине-Миямори разделяет зоны Северного и Южного Китаками. Здесь широко развиты ультраосновные породы, долериты, габбро, слагающие два крупных комплекса (Хаяшине и Миямори) и ряд мелких массивов, структурное положение которых находится в стадии обсуждения [215].

В Северном Китаками ультраосновные породы Миямори образуют тектонический покров (40×7 км), надвинутый с юга на метаморфизованные и неметаморфизованные каменноугольно-пермские образования. В его составе выделены три основные части: ультрабазитовая, габбровая и порфирировая интрузивная, которая является наиболее поздней. Габбровая часть состоит из роговообманкового, клинопироксен-роговообманкового габбро, горнблендитов и клинопироксеновых горнблендитов. Большинство контактов между габбро и перидотитами тектонические. Ультраосновные породы разделены на тектоническую и кумулятивную части, при этом ксенолиты тектонизированных гарцбургитов обнаружены в кумулятивных породах, что указывает на более ранние деформации нижних частей комплекса. Кумулятивная часть сложена "переслаиванием" дунитов, плагиоклазовых верлитов, верлитов и клинопироксенитов.

В целом комплекс Миямори представляет собой низы офиолитовой ассоциации и рассматривается как фрагмент верхней мантии, сформированный в среднесилурийское время под островной дугой. Перемещение покрова Хаяшине-Миямори происходило с юго-запада на северо-восток в начале валанжина, и амплитуда перемещения достигла 50 км.

На севере горного массива Китаками выделены три тектонические зоны — Северного Китаками, Иваидзуми и Таро, первая из которых относилась к эвгеосинклинальному комплексу позднекаменноугольного(?) — пермского возраста. Две последних отличались соответственно широким развитием ниже- и верхнемезозойских образований. На основании новых данных, как представляется, целесообразнее выделять единую зону Северо-Восточного Китаками с тремя подзонами, разделенными разломами Козумаки и Таро.

Основание зоны Северо-Восточного Китаками сложено триасово-юрским комплексом кремней, вулканитов основного состава, флиша, терригенных образований с глыбами каменноугольно-пермских, триасово-юрских, юрско-нижнемеловых известняков, пермско-триасовых кремней. В целом можно считать, что верхи разреза нижнего мезозоя представляют собой олистостромы юрско-раннемелового(?) возраста. Они перекрыты уже после складчато-надвиговых деформаций нижнемел-палеогеновыми осадками и прорваны комплексом калиевых гранитоидов (110—120 млн лет, К—Аг-метод). Гранитоиды слагают шесть зон. Отмечается, что есть массивы, образованные только гранитами или только габбро, а также теми и другими образованиями в разных соотношениях.

В подзоне Таро (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>nc) в меловой части разреза установлены песчаники, алевролиты с фауной, андезитовые и более кислые лавы (до 2500 м), вулканокластика (толща Рикучи). Верхнеапт-альбские образования с несогласием ложатся на толщу Рикучи и граниты и представлены конгломератами и песчаниками (200 м), в которых встречены многочисленные остатки водорослей, аммонитов,

брахиопод. Сеноман сложен песчаниками с косою слоистостью, конгломератами, углистыми сланцами с флорой и кислыми туфами (500—600 м).

Нижнемезозойские образования зоны Северо-Восточного Китаками во многом сходны с породами Западного Хоккайдо.

### ХОККАЙДО-САХАЛИНСКИЙ РЕГИОН

Описываемый регион имеет ряд специфических черт, которые резко его отличают как от охарактеризованной выше основной части Японских островов, так и от районов Приморья. Вместе с тем ряд тектонических зон, установленных на Хоккайдо, достаточно уверенно трассируется на о-в Сахалин, что позволяет нам ввести для них собирательные названия.

Исикари-Западно-Сахалинская зона протягивается от пролива Невельского вплоть до южного побережья о-ва Хоккайдо. Ее северная часть представляет собой моноклираль с западным падением, осложненную складками [45]. Нижняя часть разреза в основном сложена верхнемеловыми (с сеномана) глинисто-алевролитовыми породами общей мощностью 5—10 км, которые залегают на кремнисто-терригенных образованиях нижнего мела. На отдельных уровнях верхнего мела присутствуют горизонты и пачки туфов среднего и кислого состава, реже конгломератов. Установлено, что низы терригенных пород формировались в глубоководных условиях, а верхи — в мелководных. Грубообломочные образования палеогена с угленосными пачками залегают на мезозое со следами размыва, но без углового несогласия. Мощность палеогеновых пород достигает 1—3 км.

На о-ве Хоккайдо аналогами сахалинских меловых толщ являются флишевые комплексы с прослоями туфов ("группа Иезо"), которые содержат относительно большее количество алевролитов и аргиллитов. Эоцен-олигоценые образования представлены морскими терригенными породами. Разрез заканчивается молассами. Как мел-палеогеновые комплексы, так и неогеновые молассы смяты на юге о-ва Хоккайдо в перевернутые складки с западной vergenцией и осложнены надвигами и покровами.

Камуикотан-Сусунайская зона сформирована в результате тектонических движений конца мела — палеогена, которые привели к сближению и метаморфизму разнородных верхнемеловых комплексов, по которым, однако, возможно реконструировать палеотектонические обстановки их образования.

Камуикотан-Сусунайская зона отделена от Исикари-Западно-Сахалинской надвигом. На территории о-ва Хоккайдо в зоне Камуикотан установлен комплекс основания, реликты которого слагают отдельные блоки, заключенные в серпентинитовый меланж. Они сложены серпентинитами, полосчатыми метаперидотитами-габброидами, метагаббро, амфиболитами и амфиболовыми сланцами (офиолитовый комплекс Хороконаи), которые залегают на голубых сланцах, обнаженных в тектонических окнах на протяжении более чем 90 км. Эти же сланцы известны и в блоках серпентинитового меланжа. На юрских офиолитах несогласно залегают основные вулканиты, кремни и терригенные породы берриас-барремского возраста, перекрытые породами группы Иезо.

На о-ве Сахалин в Камуикотан-Сусунайской зоне восстановлены [71] фрагменты верхнемеловых разрезов, представленных терригенными породами (алевролитами, песчаниками, гравелитами), тектоногравитационными микститами и вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями, которые подстилаются вулканогенно-яшмовым комплексом триасово-раннемелового возраста (конденсированные разрезы). Кроме того, в составе серпентинитовых меланжей были выявлены реликты метаофиолитовых комплексов, реже — эклогитов, различного рода амфиболитов и роговообманковых метасоматитов. В альб-сеноманских

тектоногравитационных микститах содержатся глыбы каменноугольных и пермских известняков, некогда представлявших органогенные постройки. Отсутствие в них крупных бентосных фораминифер, известных как в Приморье, так и в Юго-Западной Японии, указывает на формирование известняков в борсальной или умеренной палеогеографической провинции.

Зона Хидака отделена от Камуикотан-Сусунайской зоны олигоцен-среднемиоценовым надвигом. Она разделяется на три подзоны субмеридионального простираения. Самая западная из них представлена меланжами Идоннаппу. Восточнее установлены выходы метаофиолитов, имеющих различное строение. Это либо сложное сочетание множества долеритовых силлов, внедрившихся в пиллоу-лавы и алевролиты кампанского возраста (комплекс Томурауши), либо линзовидные тела метагаббро, серпентинитов и своеобразных брекчий (барремские офиолиты Шимокава). В обломках брекчий установлены пиллоу-лавы, долериты, тонкозернистые песчаники и алевролиты. Считается, что офиолиты зоны Хидака формировались в бассейне с симатической корой с обильным терригенным осадконакоплением в условиях спредингового режима недалеко от континента.

Еще восточнее выделяется главная подзона зоны Хидака, сложенная метаморфическими породами, претерпевшими несколько фаз метаморфизма и деформации. В позднем олигоцене — раннем миоцене интенсивно внедрялись интрузии габбро и гранодиоритов. В формировании структуры важную роль играли зоны смятия, которые образовывались при правых сдвигах. Большая часть метаморфических пород была образована по терригенно-туфогенным комплексам супергруппы Хидака позднекампан-раннемаастрихтского возраста. В них заключены блоки эффузивов основного состава, известняков и верхнеюрско-нижнемеловых кремней [202].

Зона Токоро сложена неметаморфизованными или слабометаморфизованными юрско-меловыми образованиями. Верхнеюрские породы представлены щелочными базальтоидами (гавайит-муджнерит-трахитовые разности), образующими потоки, дайки и гиалокластиты. В незначительных количествах присутствуют известняки и кремни. Они рассматриваются как верхи офиолитового разреза, будучи несогласно перекрыты верхнемеловым флишем.

Немуро-Шикотанская зона расположена на северо-востоке о-ва Хоккайдо и на островах Малокурильской дуги. В Японии в основании разреза залегает кампан-маастрихтский флиш (2000 м) с вулканитами основного состава в основании. На о-ве Шикотан синхронные отложения представлены базальтовыми пиллоу-лавами и гиалокластитам, туфопесчаниками, которые перекрыты флишодными образованиями [45]. В маастрихте происходило надвигание габброидов, после которого были образованы туфотерригенные отложения палеоценового возраста. Сходные кайнозойские породы известны и на п-ове Немуро. Здесь палеоцен, однако, перекрыт олигоценовыми угленосными песчаниками, потоками андезитовых лав и конгломератами (2000 м). Совместно с неогеновыми образованиями мел-палеогеновые смятия в брахиантиклинальные складки, образующие систему северо-восточного и субширотного простираний. Есть данные о надвигании зоны Немуро (в понимании японских геологов) в западном направлении.

## ЯПОНСКОЕ МОРЕ

Неоген-четвертичные процессы перестроили структурный план региона, сформированный в течение предшествующего времени. Континентальная окраина оказалась подверженной деструкции, которая привела к образованию глубоководных впадин Японского моря.

В рельефе Японского моря установлены несколько крупных котловин и поднятий, а также отдельные подводные горы и банки. В настоящее время

прочно утвердились представления о том, что эти морфоструктуры были образованы во время растяжения земной коры всего дальневосточного региона с последующими крупными опусканиями [14, 263 и др.].

Изучение поднятий показало, что они имеют различную природу. Значительная часть из них представляет собой фрагменты как утоненной, так и нормальной континентальной коры докембрийского, пермского и мелового возрастов. Такие блоки широко развиты вдоль восточного побережья Корейского полуострова, в центральной и восточной частях Японского моря. К ним относятся возвышенности Восточно-Корейская, Криштофовича, поднятие Ямато, банки Кита-Оки, Оки и некоторые другие. Наиболее крупное из них поднятие Ямато. Оно состоит из северной и южной частей и банки Такуе, протягиваясь в субширотном направлении почти на 700 км при ширине 200—300 км. Земная кора региона имеет трехчленное строение, и в ней установлены "осадочный" ( $v_{пл}=2,0$  км/с), "гранитный" (5,3—5,6 км/с) и "базальтовый" (6,8 км/с) слои общей мощностью до 25 км. С разных мест поднятия был драгирован набор вулканических, осадочных и метаморфических пород, которые находят свои аналоги среди докембрийских, палеозойских и мел-кайнозойских комплексов Южного Приморья и Японских островов, а также Корейского полуострова. Кроме этого, с них были драгированы палеозойские, триасовые и юрско-меловые интрузивные породы различного состава (преимущественно гранитоиды). Акустический фундамент поднятия перекрыт хорошо стратифицированной толщей.

Осложняющие хребты (Окусири, Садо) имеют тектоническое происхождение и были сформированы в результате движений по крутопадающим разломам и надвигам в конце плиоценового времени. Их фундамент, судя по строению о-ва Садо, сложен нижнемиоценовыми вулканитами авгит-оливиновых базальтов и андезитовых пирокластических образований или лавовых потоков. Поднятие Окусири представляет собой эшелон хребтов, перекрытых осадочным чехлом позднемиоцен-плиоценового возраста. Хребты пространственно связаны с крупными депрессиями в акустическом фундаменте (трог Могами и др.), мощность осадочного чехла в которых может превышать 1,5 км.

Вулканические горы (Гебасс, Уллындо и др.) были сформированы в позднемиоцен-плиоценовое время и известны как в глубоководных котловинах, так и на поднятиях. Они сложены щелочными базальтами, трахитами. В осевой части котловины Хонсю [270] подводные горы образуют две цепи, простирания которых соответствуют простиранию котловины. На южной цепи были драгированы свежие пиллоу-базальты и гялокластиты возрастом 6—17 млн лет. Аналогичные породы с северного хребта имеют возраст 7—15 млн лет. Отмечается, что на границе миоцена и плиоцена произошло формирование систем разломов субмеридионального простирания. В целом считается, что впадина Хонсю образовалась в условиях спредингового центра.

Упомянутая глубоководная впадина, а также котловины Центральная и Цусима занимают большую часть моря. Они лишены "гранитного" слоя. Центральная котловина имеет выровненное дно (глубина около 3500 м), над которым возвышаются отдельные, часто высокие горы (Богорова и др.). В пределах котловины повсеместно развит осадочный чехол, мощность которого максимальна по периферии (до 2,2 с) и уменьшается к ее внутренним частям (до 1,5 с). Котловина Хонсю характеризуется несколько меньшими глубинами дна (на 500 м) и меньшими мощностями осадков (около 0,5 с). Дно котловины полого погружается с юга на север от 1000 до 2300 м. Накопление осадочного чехла началось с позднего олигоцена. Строение западной части впадины осложнено правыми сдвигами север-северо-восточного простирания.

Таким образом, дискордантное положение Японского моря по отношению к простиранию структур его обрамления, наличие утоненной континентальной и новообразованной субокеанических кор, повышенные тепловые потоки (например,

центральный грабен на поднятии Ямато), сходство вещественных комплексов Южного Приморья и Японских островов делают представления о деструктивной природе этого бассейна наиболее вероятными. Вместе с тем вопрос об истории его формирования до конца не решен. Последовательность событий может быть следующей. Процесс растяжения начался в олигоцене в районе котловины Цусима. В среднемиоценовое время растяжение охватило область Центральной котловины, а в позднемиоцен-плиоценовое — район котловины Хонсю (мультирифтовый спрединг). В плиоцен-четвертичное время процесс этот приостановился.

Образование Японского моря коррелируется с эволюцией Японской островной дуги, которая в неогеновое время разделилась на две крупные тектонические провинции. Первая из них ("зеленых туфов") характеризуется широким развитием кислых и основных вулканических пород раннемиоценового возраста, слагающих два пояса.

Пояс Су-Син-етцу — Север Фосса-Магна протягивается от Западного Хоккайдо до зоны разломов Итогигава-Сидзуока. Он представляет собой серию прогибов субмеридионального простирания, выполненных осадками мощностью до 3000 м, которые были смяты в складки в среднем миоцене — раннем плейстоцене (складчатость Мицзе). Пояс Хокурику-Сан-ин расположен между заливом Тояма и Цусимским проливом. Его отличают меньшее количество вулканического материала и менее интенсивная складчатость.

"Незеленотуфовая провинция" характеризуется слабо измененными вулканическими породами и обильным терригенным осадконакоплением. Неогеновые породы либо смяты в складки, как на Центральном Хоккайдо или в области Огигава-Бозо, либо разбиты на блоки.

В четвертичное время тектонические процессы интенсивно развиваются в районах внутреннего моря Сето, где происходило формирование блоковых структур. В ряде районов зеленотуфовой провинции отмечается дальнейшее образование складчатых структур. В Юго-Западной Японии происходило интенсивное воздымание ряда регионов и разломообразование.

#### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Геологические реконструкции Приморско-Сахалинско-Японского региона сопряжены с большой неоднозначностью получаемых выводов. Это обусловлено исключительной сложностью строения территории, недостатками в определении возраста горных пород, фрагментарностью сведений о составе фундамента и возраста осадочного чехла в пределах акваторий. Попытаемся предложить такие реконструкции до раскрытия Японского моря.

В раннем мелу в Приморье, на Японских островах и на п-ове Корея существовало по крайней мере пять крупных палеогеографических и палеотектонических областей (рис. 46). Первая из них отчетливо вырисовывается как область прибрежно-морского и континентального терригенного осадконакопления. С тектонической точки зрения она соответствует областям с древней (докембрийской) континентальной корой. На юге Корейского полуострова (впадина Гионгсанг), в Цусимском прогибе, а также в отдельных частях Очхонского и Пхенгамского прогибов, в поздней юре — альбе формировались грубообломочные, иногда угленосные образования мощностями от 1900 до 4500 м. Среднеюрско-нижнемеловые толщи (преимущественно конгломераты с гальками гранитов, гнейсов и пр.) известны и на территории зоны Хида. Здесь низы разрезов формировались в мелководно-морских условиях, которые постепенно сменялись континентальными. Необходимо обратить внимание на то, что сколько-нибудь сходные образования не известны на территории зоны Тамба-Мино-Ашио. В верхах нижнего мела начинают появляться лавы кислого состава, формирование которых сопровождалось отложением туфов. Нижнемеловые алевриты и

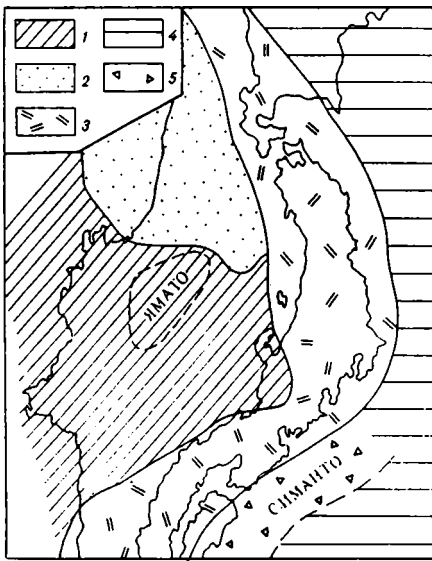


Рис. 46. Схема палеотектонической зональности Дальнего Востока для конца раннего мела

1 — континентальная кора (суша и прибрежно-морские условия); 2 — окраинное море с терригенным осадконакоплением; 3 — островная дуга и краевой вулканический пояс; 4 — океаническая кора; 5 — преддуговой прогиб

песчаники установлены на подводных хребтах Северного и Южного Ямато, причем в последнем случае палинокомплекс сходен с таковым из альбских отложений Южного Приморья. В юго-западной части Приморья готерив-альбские образования представлены песчаниками с подчиненными горизонтами конгломератов, углей и алевролитов (сучанская и никанская серии мощностями 1400 и 1200 м соответственно).

В Сихотэ-Алине нижнемеловые образования тесно связаны с верхнеюрскими и представлены в низах кремнистыми породами и спилитами. Однако уже берриас-

валанжинские толщи сложены преимущественно флишоидами и хаотическими комплексами (олистостромами), готерив-альбские отложения — в основном песчаниками и алевролитами. Подобный набор формаций распространен в пределах всего Восточного Сихотэ-Алия, однако не имеет аналогов на территориях Японских островов и Сахалина, что позволяет выделить здесь особую палеогеографическую область.

Существенно по-иному развивались территории, которые входят сейчас в состав Юго-Западной и Северо-Восточной Японии, Западного Хоккайдо и районов, прилегающих к Татарскому проливу. Здесь широко проявился магматизм в виде становления массивов гранитоидов, а также получили развитие комплексы риолитовых, дацитовых, андезитовых туфов, туфобрекчий, лав, спекшихся туфов. В ряде мест (осевые зоны Кюсю, Сикоку, в горах Канто) в апте-альбе появляются маломощные лагунные песчаники. Развитие эффузивных комплексов в пределах Юго-Восточной Кореи началось уже в готеривское время (серия Сума). Таким образом, констатируется третья крупная палеотектоническая провинция, которая, однако, неоднородна по простиранию. Можно предполагать, что в Южной Корее и Юго-Западной Японии она была представлена окраинно-материковым вулканическим поясом, который севернее переходил в островную дугу. В тылу этой дуги находилось окраинное море (территория Восточного Сихотэ-Алия).

В районе Сахалина в раннем мелу продолжалось формирование яшмовых комплексов, а на Хоккайдо — берриас-барремских вулканитов, кремней и терригенных пород, которые перекрывали офиолитовые ассоциации юрского времени. Фрагменты этих образований сохранились в Камуикотан-Суунайской зоне, восточнее которой известны барремские офиолиты Шимокава. Таким образом, восточнее островодужных ассоциаций существовал океанический бассейн. Позже произошли закрытие бассейна и деформации выполняющих его пород, которые в кайнозойе были надвинуты в западном направлении.

Наконец, во внешней зоне Юго-Западной Японии, протягиваясь до центральных районов дуги Рюкю, существовала тектоническая провинция Симанто, в которой формировались эффузивы основного состава, кремнистые и терригенные образования. По всей видимости, это была преддуговая область.

Таким образом, сопоставление комплексов пород Приморья, Японии и

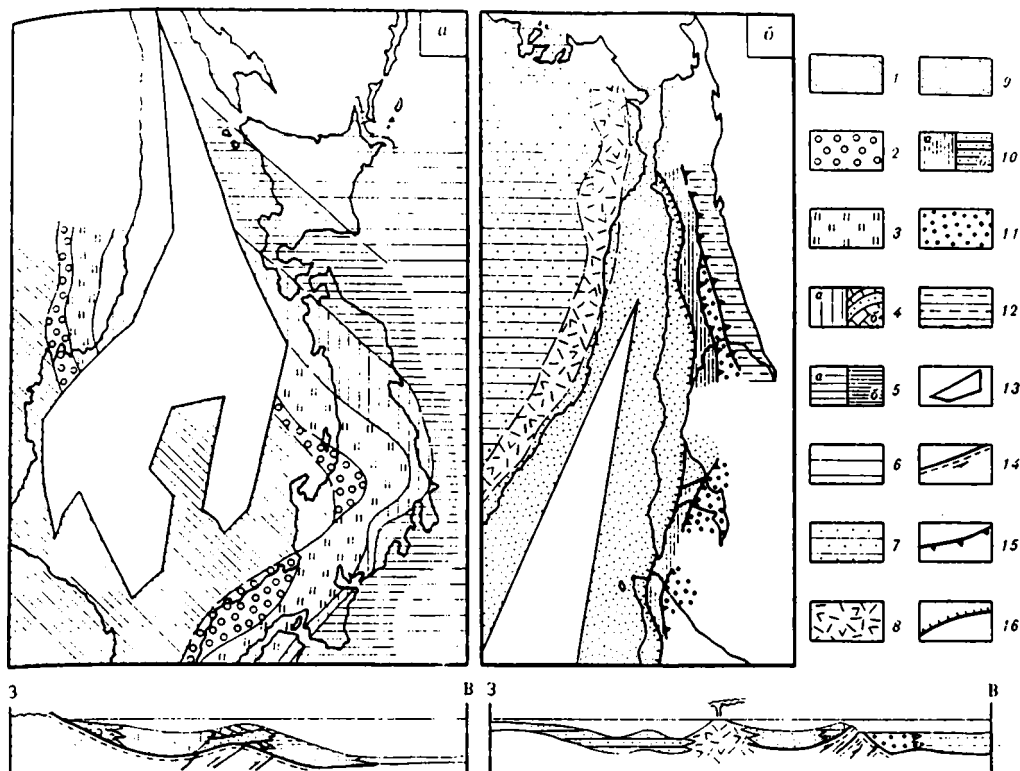


Рис. 47. Схема современного распространения на Дальнем Востоке триасовых (а) и меловых (б) структурно-формационных комплексов и палеоструктурные профили по А.О. Мазаровичу и А.В. Рихтеру

1—6 — триасовые образования: 1 — отложения отсутствуют или слагают отдельные грабени (континент), 2 — морские терригенные (шельф), 3 — вулканогенно-терригенно-кремнистые (склон и окраинное море), 4 — терригенно-карбонатные (подводное поднятие) на карте (а) и на профиле (б), 5 — вулканогенно-кремнисто-терригенные с линзами известняков (внешний склон поднятия) на карте (а) и на профиле (б), 6 — маломощные вулканогенно-кремнистые (океанический бассейн); 7—12 — меловые образования: 7 — терригенные и туфотерригенные (окраинное море), 8 — эффузивно-пирокластические и туфотерригенные (островная дуга), 9 — глинистые и туфотерригенные (преддуговой прогиб), 10 — грубые терригенные (подводные поднятия) на карте (а) и на профиле (б), 11 — тектоно-гравитационные микситы (внутренний склон желоба), 12 — вулканогенно-кремнисто-терригенные (основание внутреннего склона желоба); 13 — граница позднекайнозойской рифтовой структуры Японского моря; 14 — несогласное залегание; 15, 16 — надвиги (только для о-ва Сахалин); 15 — конца мела — начала палеогена, 16 — плиоцен-четвертичные

Сахалина свидетельствует о том, что здесь в меловое время существовала обширная активная переходная зона между континентом и океаном, которая вследствие складчатых и покровно-складчатых процессов конца мела — кайнозоя структурно значительно видоизменилась, сократившись при этом по ширине.

Анализ распространения ассоциаций магматических и осадочных пород триасового времени показывает, что они относительно хорошо прослеживаются с континента на острова (рис. 47).

В наиболее западных районах существовала Тюгоку-Ханкайская палеосуша с шельфом, представляющая собой покровно-складчатое сооружение, сформированное в досреднетриасовое время. Здесь формировались терригенные комплексы с прослоями углей. Восточнее располагалось сложно построенное окраинное море (Тамба-Уссурийская палеозона). В пределах Сихотэ-Алиня триас установлен как в



кремнистых (терригенно-кремнистых), так и в карбонатно-кремнистых фациях. Первые образовывались в бассейне с нормальной океанической соленостью в тропических или субтропических условиях. Глубины, по всей видимости, были абиссальными. Встреченные здесь комплексы радиоларий и конодонтов сходны с японскими. В восточных районах Сихотэ-Алиня известны карбонатно-кремнистые отложения, которые формировались в глубоководных условиях вблизи уровня карбонатной компенсации. На территории Японских островов установлены как терригенные, так и кремнистые образования, а также эффузивы основного состава.

Изложенное свидетельствует, что от западных районов Юго-Западной Японии до севера Сихотэ-Алиня в триасе протягивалась полоса зонального осадконакопления со сменой в восточном направлении мелководных условий более глубоководными. Восточнее этой полосы существовали сложно построенные зоны поднятий (палеозоны Титибу-Китаками и Самбосан-Северо-Сихотэ-Алинская), в которых образовывались терригенно-туфогенные и известняковые отложения, а также вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи.

В районах Хоккайдо и Сахалина устанавливается область преимущественного развития вулканогенно-кремнистых образований, формировавшихся в океанических условиях. Таким образом, для триасового времени также выявляется переходная зона, фрагменты которой известны как на континенте, так и на островах. При этом восстанавливается большое разнообразие геодинамических обстановок.

Позже в условиях прогрессивного сжатия начали образовываться мощные среднеюрские, позднеюрско-раннемеловые олистостромовые ассоциации, широко известные во всей Юго-Западной Японии (зоны Сангун, Тамба-Мино-Ашио), а также в пределах Западно-Сихотэ-Алинской зоны. С этим временем связано становление покровной структуры региона. В Юго-Западной Японии процессы покровообразования завершились перед внедрением гранитоидов Рекё ( $J_2 - K_1$ ).

Тектоническая эволюция в палеозойское время вырисовывается в следующем виде. Каменноугольные образования, как правило тесно связанные с пермскими, известны в разных районах внутренней зоны Юго-Западной Японии. Они залегают в виде тектонических пластин, блоков, олистолитов или олистоплак в серпентинитовых меланжах либо мезозойских терригенных комплексах.

В зоне Хида верхнекаменноугольные породы представлены слоистыми известняками, пелитами и туфами кислого состава. Южнее, в зоне Циркум-Хида, визе-верхнекаменноугольные образования образуют ассоциацию туфов основного состава, известняков с прослоями терригенных пород и слоистых известняков. Есть данные о близко одновременном внедрении гранитоидов в зоне Хида. На Корейском полуострове каменноугольно-пермские толщи сложены карбонатно-терригенными, часто угленосными образованиями прибрежно-морского или морского происхождения. Как в этом районе, так и на Ханкайском массиве установлены отдельные выходы туфогенных или туфотерригенных толщ. Большая часть всей этой территории определенно имела континентальную кору докембрийского возраста.

Каменноугольные и пермские образования известны также в зонах Сангун и Тамба-Мино-Ашио. В первой из них в низах разреза залегают пиллоу-лавы и гиадокласты базальтов, которые надстраиваются известняками, формировавшимися в мелководных условиях. Некарбонатные породы образуют обломочные шлейфы, развитые вокруг гор. Представлены также кремнистые толщи.

В зоне Тамба-Мино-Ашио разрезы карбона начинаются с пиллоу-лав и гиадокластитов базальтового состава и надстраиваются кремнистыми породами и доломитами или известняками. В зоне Майзуру верхнекаменноугольно-среднепермские образования выделены пока только в составе толщи Шимамото, которая рассматривается как верхняя часть офиолитовой ассоциации, и представлены вулканитами основного состава и кремнистыми породами. Во внешней части Юго-Западной Японии, в зоне Микабу, к карбону отнесены лавы и гиадокластиты ба-

зальтов, кремни, ультраосновные и основные породы. В зоне Чичибу развиты известняки, которые подстилаются пиллоу-лавами и гналокластитами основного состава.

Южнее, в зоне Куросегава, известны верхнепермские олистостромы с блоками карбон-пермских известняков, вулканитов основного состава и радиоляритов. Тем не менее принято считать, что все эти породы образовались на древней континентальной коре. В Северо-Восточной Японии установлены относительно полные разрезы палеозоя и их каменноугольная часть залегает с несогласием и представлена песчаниками, алевролитами, известняками, туфами основного, среднего и кислого составов. Этот комплекс также формировался на континентальной коре.

В пределах Сихотэ-Алиня каменноугольные образования известны в Западно-Сихотэ-Алинской и Прибрежной зонах. В обоих случаях они представлены глыбами известняков, иногда эффузивами основного состава и (или) кремнистыми породами.

Указанное распределение каменноугольно-пермских ассоциаций свидетельствует о существовании в пределах Приморско-Японского региона окраинного моря (Сангун) с океанической корой и подводными горами (Акийоси, Атетсу и др.), севернее и восточнее которого находились области с корой континентального типа (Хида-Корейская и Куросегава соответственно). Латеральное прослеживание этих палеотектонических провинций в пределах современного континента проблематично, однако обращает на себя внимание то, что известняки из глыб в олистостромах Сихотэ-Алиня во многом (в том числе и по фауне) сходны с японскими.

В позднепермское время обстановка существенно изменилась. На этом этапе эволюции вдоль восточной границы Ханкайского блока и поднятия в зоне Майзуру начинают формироваться мощные вулканогенные толщи кислого состава. В целом тектоническая обстановка в это время соответствовала активной континентальной окраине.

Большинство современных моделей тектонического развития переходной зоны Восточной Азии опирается на представления о последовательном причленении к континентальному блоку террейнов — экзотических образований, претерпевших значительные перемещения [147, 185 и др.]. Террейны "создали в конце мела и палеогене аккреционную окраину Евразии в Корьякии, Сихотэ-Алине и на Сахалине, где эти блоки образуют прихотливую мозаику, скрепленную цементом из серпентинитового меланжа, флиша и олистостромов" [26. С.16-17]. Вместе с тем имеются весомые аргументы в пользу того, что на востоке Азии происходят процессы приокеанической аккреции "за счет преобразования океанической коры в сиалическую, в отличие от аллохтонного пути, который обуславливается столкновением масс в результате их дрейфа" [63. С.9].

Синтез геологического материала показывает, что переходная зона формировалась в данном случае не по хаотическому принципу, а вполне закономерно. Во-первых, по своему строению переходная зона представляет сложное сочетание разновозрастных покровно-складчатых, реже складчатых структур, первоначальные взаимоотношения между которыми осложнены деструктивными процессами. Достоверные данные о покровных движениях устанавливаются в зонах Сангун и Циркум-Хида уже в досреднетриасовое время. По простирацию переходной зоны синхронное покровообразование неизвестно. Это может свидетельствовать о неравномерности сжатия в разных регионах. Существенно, что наиболее молодое покровно-складкообразование фиксируется, как правило, в районах, наиболее удаленных от платформенных областей или их фрагментов. Исключение составляет "эмбриональное" надвигообразование вдоль шельфа Хонсю, что, как представляется, связано с началом наступившего этапа закрытия впадины Японского моря.

Важной особенностью тектонического развития Восточной Азии является то, что покровообразование, как правило, прекращается после формирования крупных интрузивных серий гранитоидов. Хорошим примером служат районы Сихотэ-

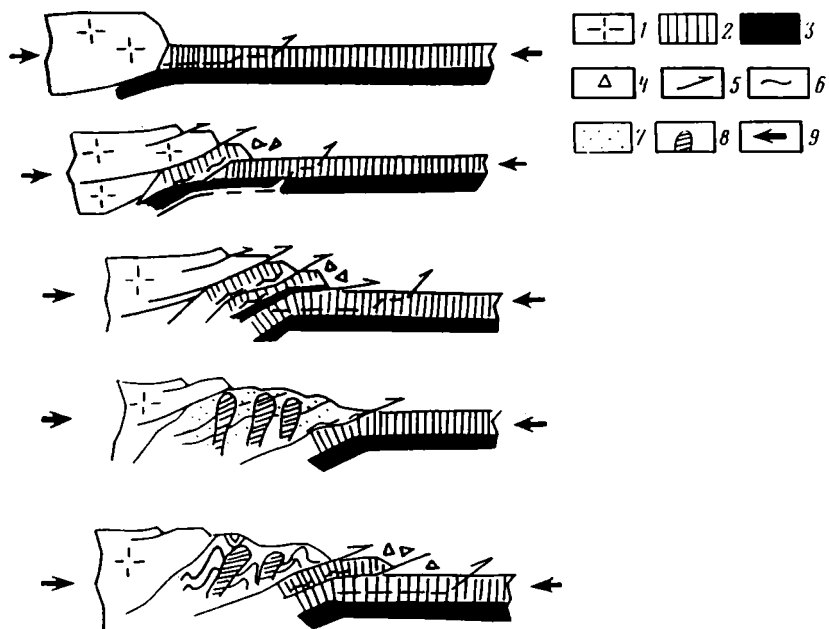


Рис. 48. Принципиальная схема формирования покровов в переходной зоне

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — мантия; 4 — олистостромы; 5 — надвиги; 6, 7 — метаморфические образования высокого (6) и низкого (7) давления; 8 — интрузии; 9 — направление сжатия

Алиня, где континентальная кора была сформирована в конце мела, т.е. после образования основных покровных структур Западно-Сихотэ-Алинской и Прибрежной зон. Показательна также в этом отношении Юго-Западная Япония. Здесь, как говорилось выше, первые покровно-надвиговые процессы начались в конце перми — начале триаса, затем структура усложнилась покровами юрского времени. В конце юры — начале мела произошло внедрение гранитоидов Рёкё и покровообразование переместилось в более южные районы. Севернее районов покровообразования происходит дальнейшее усложнение структуры в основном за счет складчатых деформаций. Здесь же многократно внедряются массивы гранитоидов (в раннем и позднем мелу, палеогене и неогене).

Все эти данные позволяют заключить, что формирование покровных структур действительно предшествует образованию интрузивных серий, которые, в свою очередь, "сшивают" пакеты покровов в консолидированные блоки, и в дальнейшем их перемещение осуществляется как единое целое без сколько-нибудь заметного тектонического расслоения. Это можно сравнить с композитным эффектом, когда механическая прочность материалов резко возрастает при введении в них наполнителей (волокон, стержней и пр.). Существенно, что формирование покровных зон не всегда сосуществует с островодужным режимом. Идеализированная схема становления покровных структур показана на рис.48.

Во-вторых, очевидно, что в строении Приморско-Японско-Сахалинского региона принимают участие комплексы пород, сформированные не только в разных палеогеографических или палеотектонических условиях, но и на различных уровнях литосферы. Это, на наш взгляд, является доказательством относительно крупных премещений разных частей переходных зон, т.е. тектонического раслаивания литосферы. Общее перемещение масс приокеанической зоны на протяжении раннего мезозоя — неокома происходило в южном или восточном направлении. Позже

в отдельных зонах (Хоккайдо и др.) проявились движения в обратных направлениях.

В-третьих, прогрессивное становление структур сжатия могло осложняться деструктивными явлениями, которые приводили к формированию районов с новообразованной океанической корой.

Подводя итог, можно заключить, что в результате тектонического расслоения литосферы перемежение ее отдельных частей друг относительно друга вызывало образование многоярусных покровных структур. Такие процессы тектонического образования приводили к разогреву земной коры или более глубоких горизонтов и метаморфизму и(или) внедрению интрузивных комплексов. Неоднократное повторение подобных явлений в конечном итоге составляет сущность эволюции переходной зоны и преобразования океанической коры в континентальную.

## ГЛАВА СЕДЬМАЯ ЗАПАДНЫЙ СЕКТОР

Западный сектор тихоокеанской активной окраины естественно обособляется в общей структуре в силу наибольшей сложности и мобильности его элементов. Особенности мезозойско-кайнозойской тектоники региона определяются его положением на участке бреши, существовавшей в пределах единой границы океан-континент. Развитие современной системы активной окраины отражает сложное взаимодействие структур Тихоокеанской, Индонезийской, Евразийской и Австралийской областей. Наиболее стабильный элемент континентальных кор Евразии и Австралии представляют древние платформы с докембрийским возрастом коры. Их граница с океаном в течение длительного времени определяла важнейшие структурные направления для всего региона.

### ЮГО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ

#### Континентальные структуры Юго-Восточной Азии

На площади Юго-Восточной Азии совмещены разнородные и разновозрастные тектонические комплексы, или террейны, границами которых в ряде случаев служат крупные сутурные зоны (рис. 49). Их объединение в единый континент и создание современной тектонической картины региона относится к эпохе индосинийского тектогенеза.

Крупные платформенные массивы Южно-Китайский и Индосинийский представляют континентальные фрагменты протерозойского возраста. Их фундамент сложен гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой и в небольшом объеме гранулитовой фации метаморфизма. Окончательная консолидация коры на Южно-Китайской платформе оказывается более поздней, чем на Северо-Китайской (850—700 млн лет) [233]. Разрез платформенного чехла начинается с верхнего протерозоя (синия). В фанерозое для обоих массивов отмечены несвойственная платформам тектоническая расчлененность, локальное надвигообразование и неоднократные проявления магматизма. Фанерозойские складчатые области обрамляют со всех сторон древние массивы. На западе Индокитая и в Малайзии они принадлежат, по-видимому, южному ответвлению Палеотетиса и его окраинам. Несомненно циркумтихоокеанскую природу имеют тектонические структуры юго-востока Китая, занимающие Катазию и Яннань.

Тектонические зоны Юго-Восточного Китая во многих районах имеют докембрийский (?) континентальный фундамент, сравнимый с таковым Южно-Китайской платформы. В каледонидах Катазии возраст метаморфического

комплекса в ряде мест может быть более молодым, но несомненно додевонским; в герцинско-индосинийской зоне, на востоке, — допозднекаменноугольным. Нижнепалеозойский разрез каледонид образован мощной (порядка 10 км) серией флиша, граувакк, аспидных и кремнистых сланцев, ассоциирующихся в низах с зелеными сланцами, образованными по андезитам и базальтам [233, 259]. Все отложения до нижнесилурийских включительно подверглись сложным дислокациям, метаморфизму зеленосланцевой и отчасти амфиболитовой фации, мигматизации и внедрению гранитных интрузий. То есть к востоку от платформенного массива фиксируется этап формирования гранитно-метаморфического слоя в ордовике — раннем силуре, связанный с каледонской эпохой складчатости. Красноцветные грубообломочные толщи нижнего и среднего девона образуют молассу каледонид.

Как в каледонидах, так и в герцинско-индосинийских структурах Катазни проявлен также позднепалеозойский этап гранитообразования. В разрезе герцинид в районах Гуандуня и о-ва Хайнань известны мощные гравакковые толщи карбона и перми, дислоцированные и метаморфизованные; в южных районах отмечено локальное присутствие пермских и триасовых кремнистых пород и вулканитов. Но на большей части площади Юго-Восточного Китая отложения верхней половины палеозоя — нижнего мезозоя (около 3 км) представлены обычно в мелководных карбонатных и обломочных фациях, так что от разрезов платформы их отличают лишь большие мощности. Сходство шельфовых и паралических платформенных разрезов может отвечать относительной близости нахождения различных зон региона еще в палеозойское время. Палеогеографическая карта юго-востока Китая для раннего кембрия показывает северо-восточную (в современных координатах) ориентировку и закономерное расположение ряда зон окраины континента, субпараллельное современному побережью. Такова же закономерность распределения и раннепалеозойских зоогеографических зон.

Общая тектоническая картина осложняется наличием в Юго-Восточном Китае продольных офиолитовых сутур, разделяющих континентальные комплексы. Они включают фрагменты палеоокеанических разрезов: серпентинизированные перидотиты, габбро, пиллоу-базальты и глубоководные кремнистые породы, обычно сильно деформированные. В Яннани определен их триасовый возраст, а в сутурной зоне Лишуй-Хайфенг на востоке обнаружено присутствие нижнеюрских пород [184]. Внутри сутурных зон наблюдается совмещение нижнемезозойских (?) океанических комплексов с окраинно-континентальными ассоциациями известково-щелочного состава. Это позволяет предполагать здесь замыкание раннемезозойских бассейнов с океанической корой, произошедшее в индосинийскую эпоху складчатости.

Для всего региона Юго-Восточной Азии обсуждается существование в начале мезозоя бассейнов как остаточных — фрагментов океана Палеотетис, так и новообразованных. На востоке Китая это были, вероятно, структуры относительно малой ширины и непродолжительного развития. Их происхождение могло быть связано с рифтингом раннемезозойского времени (или конца палеозоя) и последующим накоплением мощных терригенно-глинистых толщ с пачками кремнистых пород и вулканитов. Замыкание палеорифтов в индосинийскую эпоху, как и предшествующие этапы складчатости, гранитообразования и метаморфизма, приводило к консолидации и последовательному наращиванию континента на юго-востоке Китая [60, 259]. Простирающиеся как каледонских и герцинско-индосинийских структур, так и молодых наложенных впадин подчинены общей ориентировке палеотихоокеанской окраины.

Все тектонические элементы Юго-Восточного Китая резко оборваны разломной зоной Шонгхонг (р. Красной). Дальше к югу, в смежных районах Индо-Китайского полуострова, протягивается в северо-западном направлении Лаосско-Вьетнамский складчатый пояс, обрамляющий Индосинийский платформенный массив [13]. Он включает узкие блоки высокометаморфизованных докембрийских пород,

сопоставимых с породами самого массива. Нижнепалеозойские отложения (5—7 км) по общему характеру сходны с отмеченными в Катазии. Они были дислоцированы в силуре — начале девона, местами метаморфизованы и прорваны гранитными интрузиями. Верхнепалеозойские карбонатно-терригенные отложения (до 3 км) тоже включены в складчатую структуру.

В осадочном разрезе зоны Шонгда в интервале от перми до юры—мела характерно неоднократное появление разнообразных щелочных базальтоидов и в верхах — комендитов, ортофинов и кварцевых ортофинов. Этот специфический магматизм, вероятно, связан с дроблением и рифтингом в зоне Шонгда. Здесь и в смежных зонах Северо-Восточного Вьетнама движения по разломам возобновлялись неоднократно. Наиболее значительным было становление продольного офиолитового "шрама Тханьхоа" — предположительно раннепалеозойского, превращенного позднее в сутурную зону. Помимо пластин серпентинизированных перидотитов, иногда дунитов и пироксенитов, сутурная зона включает массивы однородных и полосчатых габбро и габбро-амфиболитов с дайками габбро-диабазов и плагιοгранитов; пластины и линзы зеленых сланцев, сохранивших реликты базальтовых пиллоу; пачки дислоцированных кремнистых сланцев, филлитов, песчаников и известняков рифея — нижнего палеозоя. Девонская моласса и гранитные интрузивы запечатывают сутурную зону, однако верхнепалеозойские отложения также встречаются здесь в надвиговых пластинах. Имеющиеся датировки, оценки масштабов раздвигания и скупивания в коре, несомненно, требуют уточнения. Полная консолидация структур и окончательное спаивание континентальных масс Юго-Восточного Китая и Индокитая произошли в раннем мезозое. Ориентировка как всей рассматриваемой области, так и ее элементов резко дискордантна по отношению к тихоокеанской окраине.

Складчатые зоны западного обрамления Индосинийского массива включают тетические комплексы пород, дислоцированных в индосинийскую эпоху, метаморфизованных и прорванных многочисленными гранитными интрузиями [13]. Расположение пермского вулканоплутонического пояса маркирует западную границу позднепалеозойского Восточно-Азиатского континента. Здесь риолиты и андезиты сочетаются с мелководно-морскими глинисто-терригенными отложениями; в верхах разреза обычные наземные образования, нередко игнимбриты. Гранитоиды связаны с вулканитами пространственно и по составу и, вероятно, комагматичны им. Субмеридиональные пояса ранне- и поздне триасовых гранитоидов Таиланда располагаются в 200 км западнее пермского пояса. Еще дальше к западу проходит Бирманско-Малайский пояс гранитоидов, в значительной части уже мелового возраста. В ряде палеотектонических реконструкций [116, 13] предполагается независимое расположение пермского и раннетриасового поясов Таиланда по разные стороны океана Палеотетис, их последующее параллельное совмещение и формирование коллизийного поздне триасового гранитного пояса. Представляется, однако, что параллельность всех вулканоплутонических поясов, их последовательное омоложение к западу, некоторое повышение кислотности и литофильности пород с возрастом могут соответствовать изначально близкому заложению поясов и их связи с ходом единого процесса, захватившего окраину континента.

На п-ове Малакка, юго-востоке Суматры и западе Калимантана прослеживается продолжение таиландских вулканоплутонических поясов [13]. Радиологические датировки изверженных пород охватывают, по существу, весь мезозой вплоть до верхнего мела (до 95—70 млн лет, К—Аг-метод) [164, 274, 284]. Осадочные толщи карбона—перми, триаса и верхнего мела включают пласты лав и туфов от основного до кислого состава. В каменноугольно(?)—пермских слоях характерно наличие тропической катазиатской флоры и азиатских форм фораминифер. Доверхнекаменноугольный континентальный фундамент, обнаженный на юго-западе Калимантана, сложен кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами и мраморами.

Тетические комплексы отложений сравнительно глубоководные, со значительной ролью глинистых и кремнистых пород, с присутствием пермских и триасовых вулканитов от основного до кислого состава, с распространением теплолюбивой фауны и флоры (до 10—11 км). На п-ове Малакка они тектонически сближены с гондванским комплексом пород (террейном Сибумасу). В нем разрез от верхнего кембрия до нижнего триаса (более 7 км) представлен шельфовыми и в низах дельтовыми отложениями преимущественно карбонатного состава, включающими толщу каменноугольных и нижнепермских гляциально-морских диамиктитов с холодноводной фауной [200]. В узкой сутурной зоне Бентонг-Рауб в центральной части полуострова на поверхность выведены породы офиолитовой ассоциации и дислоцированные глубоководные отложения, принадлежащие предположительно океанической коре Палеотетиса и тектонически совмещенные с известково-щелочным окраинно-материковым комплексом [184]. Присутствие среди глыб меланжа известняков с фауной перми и нижнего триаса и запечатывание сутуры рэтскими отложениями позволяют датировать сутурообразование и общую коллизию палеозойских комплексов концом триаса. К этому времени относится и основной этап континентального корообразования.

Современная кора в районах Юго-Восточной Азии имеет континентальное строение с присутствием "гранитно-метаморфического" слоя с сейсмическими скоростями 6,0 км/с и более и мощность около 36—40 км [274].

Обзор палеозойско-нижнемезозойских тектонических комплексов Юго-Восточной Азии показывает их преимущественную принадлежность зонам континентальных окраин. На северо-востоке это была пассивная окраина Тихого океана, занимавшая территорию Катази, продолжавшаяся или ответвлявшаяся в пределы Восточно-Лаосской области. В значительной части она развивалась на докембрийской континентальной коре. Интенсивный размыв прибрежных участков в раннем палеозое поставлял материал для образования граувакковых и затем флишоидных толщ. По границе с платформенными массивами временами возникали элементы активной окраины с развитием известково-щелочного вулканизма. Внутри пассивной окраины происходило дробление и раскрытие продольных структур палеорифтов с океанической корой. Свидетельства значительной деструкции коры намечаются в Лаосско-Вьетнамской области для начала палеозоя, в Катази — по-видимому, для самого конца палеозоя — раннего мезозоя. Однако масштабы раздвижения и новообразования океанической коры были, вероятно, сравнительно невелики. Закрытие палеорифтов приводило к становлению протяженных офиолитовых сутур, разделивших континентальные блоки.

На западе региона устанавливается совмещение азиатских и гондванских элементов, входивших в палеозое в континентальные окраины Палеотетиса. Тетические окраины на протяжении большей части палеозоя были пассивными. Но в перми, местами начиная с карбона, вдоль азиатского края был заложен крупный и длительно развивавшийся пояс известково-щелочного магматизма, прослеживающийся от Таиланда до юга Калимантана. В перми и начале триаса он развивался как островодужный, позднее, вероятно, как окраинно-материковый. Именно здесь в конце палеозоя — начале мезозоя располагалась основная конвергентная граница плит, имевшая предположительно юго-восточную ориентировку. Коллизия на этой границе, закрытие Палеотетиса и более мелких рифтовых структур, основная складчатость и надвигообразование относятся в основном к середине позднего триаса (обычно на уровне норийского века). Этому моменту отвечают так называемое индосинийское несогласие и последующее накопление триасово-юрских красноцветных моласс (местами до 4 км), заполнявших систему наложенных впадин на всей площади новообразованного континента. С зоной главной коллизии было связано, по-видимому, формирование позднетриасового пояса гранитоидов. Интенсификация гранитного магматизма в меловое время

свидетельствует о продолжении мощного глубинного процесса в полосе раннемезозойской тетической окраины.

На тихоокеанской окраине проявления индосинийской складчатости были достаточно локальны и кратковременны. Зато чрезвычайно широко развитыми оказались деструктивные процессы рэт-лейасового времени. В Катазии вдоль разломов северо-восточного простираения была заложена система грабенообразных впадин, заполнявшихся угленосными молассами верхов триаса и юры, местами дислоцированными. Это грабенообразование, вероятно, сопоставимо с триасо-юрской деструкцией, происходившей в районе Корейского полуострова и восточнее [45]. То есть полоса раннемезозойских раздвигов может быть прослежена в Восточной Азии на тысячи километров.

### Позднемезозойская активная окраина Юго-Восточной Азии

Главные проявления позднемезозойской магматической активности региона связаны с Восточно-Азиатским вулканическим поясом. Его элементы протягиваются вдоль всей позднемезозойской континентальной окраины. На востоке Катазии их протяженность составляет 2000 км при ширине до 200 км и более. Катазиатское звено пояса образовано вулканоплутоническим известково-щелочным комплексом верхнеюрско-мелового возраста с распространением на севере преимущественно вулканитов, а в южной части — крупных массивов гранитоидов. Радиологическое датирование вулканических пород и гранитов дает основной возрастной интервал 140—105 млн лет (K—Ar- и Rb—Sr-методы) [286]. Преимущественное развитие магматических образований верхнего мела — палеоцена отмечено на востоке у морского побережья, особенно распространены здесь гранитоиды с возрастом 80—70 лет. В основной части пояса вулканические породы имеют состав риолитов и дацитов, в меньшей мере андезитов (до 5 км и более); юрско-меловые вулканиты, локально распространенные в пределах Южно-Китайской платформы, характеризуются некоторым повышением щелочности, появлением трахиандезитов и трахитов. Несомненна связь всех магматических проявлений с развитием Восточно-Азиатского пояса. Их локализация во многих случаях определялась распространением сети разломов на огромном пространстве края континента.

Фрагмент Восточно-Азиатского пояса, вероятно, сохранился и у южного побережья Индокитайского полуострова, где в полосе северо-восточного простираения распространены породы юрско-мелового вулканоплутонического комплекса. Это андезиты дациты, риолиты, а также две группы гранитоидов с абсолютным возрастом 150—131 млн лет на западе и 107—83 млн лет на востоке (Rb—Sr- и K—Ar-методы) [13, 184]. Южное продолжение Восточно-Азиатского пояса и его взаимоотношения с Бирманско-Малайским поясом скрыты под водами шельфа Сунда.

С отрезками вулканического пояса на востоке сочетаются крупные мелкайнзойские прогибы, фрагменты которых обнаруживаются на западе Тайваня, в Северо-Западном Калимантане и, возможно, в сильно нарушенном виде в пределах Филиппинских островов.

Прогиб на западе Тайваня изучен на протяжении 400 км при ширине около 100 км и дальше прослежен по морским сейсмическим профилям в северном и южном направлениях. В прогибе известны терригенно-глинистые толщи с отдельными эффузивными прослоями, имеющие возраст от эоценового и иногда палеоценового до четвертичного (до 10 км и более). Наличие переотложенной меловой фауны позволяет предполагать присутствие в разрезе и меловых слоев, входящих, вероятно, в состав дислоцированной аргиллито-сланцевой серии в пределах Центрального хребта. Мощные глинистые толщи южных разрезов Тайваня были отложены на континентальном склоне и в глубоководном бассейне.



Тетические комплексы отложений сравнительно глубоководные, со значительной ролью глинистых и кремнистых пород, с присутствием пермских и триасовых вулканитов от основного до кислого состава, с распространением теплолюбивой фауны и флоры (до 10—11 км). На п-ове Малакка они тектонически сближены с гондванским комплексом пород (террейном Сибумасу). В нем разрез от верхнего кембрия до нижнего триаса (более 7 км) представлен шельфовыми и в низах дельтовыми отложениями преимущественно карбонатного состава, включающими толщу каменноугольных и нижнепермских гляциально-морских диамиктитов с холодноводной фауной [200]. В узкой сутурной зоне Бентонг-Рауб в центральной части полуострова на поверхность выведены породы офиолитовой ассоциации и дислоцированные глубоководные отложения, принадлежащие предположительно океанической коре Палеотетиса и тектонически совмещенные с известково-щелочным окраинно-материковым комплексом [184]. Присутствие среди глыб меланжа известняков с фауной перми и нижнего триаса и запечатывание сутуры рэтскими отложениями позволяют датировать сутурообразование и общую коллизию палеозойских комплексов концом триаса. К этому времени относится и основной этап континентального корообразования.

Современная кора в районах Юго-Восточной Азии имеет континентальное строение с присутствием "гранитно-метаморфического" слоя с сейсмическими скоростями 6,0 км/с и более и мощность около 36—40 км [274].

Обзор палеозойско-нижнемезозойских тектонических комплексов Юго-Восточной Азии показывает их преимущественную принадлежность зонам континентальных окраин. На северо-востоке это была пассивная окраина Тихого океана, занимавшая территорию Катазии, продолжавшаяся или ответвлявшаяся в пределы Восточно-Лаосской области. В значительной части она развивалась на докембрийской континентальной коре. Интенсивный размыв прибрежных участков в раннем палеозое поставлял материал для образования граувакковых и затем флишоидных толщ. По границе с платформенными массивами временами возникали элементы активной окраины с развитием известково-щелочного вулканизма. Внутри пассивной окраины происходило дробление и раскрытие продольных структур палеорифтов с океанической корой. Свидетельства значительной деструкции коры намечаются в Лаосско-Вьетнамской области для начала палеозоя, в Катазии — по-видимому, для самого конца палеозоя — раннего мезозоя. Однако масштабы раздвижения и новообразования океанической коры были, вероятно, сравнительно невелики. Закрытие палеорифтов приводило к становлению протяженных офиолитовых сутур, разделивших континентальные блоки.

На западе региона устанавливается совмещение азиатских и гондванских элементов, входивших в палеозое в континентальные окраины Палеотетиса. Тетические окраины на протяжении большей части палеозоя были пассивными. Но в перми, местами начиная с карбона, вдоль азиатского края был заложен крупный и длительно развивавшийся пояс известково-щелочного магматизма, прослеживающийся от Таиланда до юга Калимантана. В перми и начале триаса он развивался как островодужный, позднее, вероятно, как окраинно-материковый. Именно здесь в конце палеозоя — начале мезозоя располагалась основная конвергентная граница плит, имевшая предположительно юго-восточную ориентировку. Коллизия на этой границе, закрытие Палеотетиса и более мелких рифтовых структур, основная складчатость и надвигообразование относятся в основном к середине позднего триаса (обычно на уровне норийского века). Этому моменту отвечают так называемое индосинийское несогласие и последующее накопление триасово-юрских красноцветных моласс (местами до 4 км), заполнявших систему наложенных впадин на всей площади новообразованного континента. С зоной главной коллизии было связано, по-видимому, формирование позднетриасового пояса гранитоидов. Интенсификация гранитного магматизма в меловое время

свидетельствует о продолжении мощного глубинного процесса в полосе раннемезозойской тетической окраины.

На тихоокеанской окраине проявления индосинийской складчатости были достаточно локальны и кратковременны. Зато чрезвычайно широко развитыми оказались деструктивные процессы рэт-лейасового времени. В Катазии вдоль разломов северо-восточного простириания была заложена система грабенообразных впадин, заполнявшихся угленосными молассами верхов триаса и юры, местами дислоцированными. Это грабенообразование, вероятно, сопоставимо с триасо-южн-юрской деструкцией, происходившей в районе Корейского полуострова и восточнее [45]. То есть полоса раннемезозойских раздвигов может быть прослежена в Восточной Азии на тысячи километров.

### Позднемезозойская активная окраина Юго-Восточной Азии

Главные проявления позднемезозойской магматической активности региона связаны с Восточно-Азиатским вулканическим поясом. Его элементы протягиваются вдоль всей позднемезозойской континентальной окраины. На востоке Катазии их протяженность составляет 2000 км при ширине до 200 км и более. Катазиатское звено пояса образовано вулканоплутоническим известково-щелочным комплексом верхнеюрско-мелового возраста с распространением на севере преимущественно вулканитов, а в южной части — крупных массивов гранитоидов. Радиологическое датирование вулканических пород и гранитов дает основной возрастной интервал 140—105 млн лет (K—Ag- и Rb—Sr-методы) [286]. Преимущественное развитие магматических образований верхнего мела — палеоцена отмечено на востоке у морского побережья, особенно распространены здесь гранитоиды с возрастом 80—70 лет. В основной части пояса вулканические породы имеют состав риолитов и дацитов, в меньшей мере андезитов (до 5 км и более); юрско-меловые вулканиты, локально распространенные в пределах Южно-Китайской платформы, характеризуются некоторым повышением щелочности, появлением трахиандезитов и трахитов. Несомненна связь всех магматических проявлений с развитием Восточно-Азиатского пояса. Их локализация во многих случаях определялась распространением сети разломов на огромном пространстве края континента.

Фрагмент Восточно-Азиатского пояса, вероятно, сохранился и у южного побережья Индокитайского полуострова, где в полосе северо-восточного простириания распространены породы юрско-мелового вулканоплутонического комплекса. Это андезиты дациты, риолиты, а также две группы гранитоидов с абсолютным возрастом 150—131 млн лет на западе и 107—83 млн лет на востоке (Rb—Sr- и K—Ag-методы) [13, 184]. Южное продолжение Восточно-Азиатского пояса и его взаимоотношения с Бирманско-Малайским поясом скрыты под водами шельфа Сунда.

С отрезками вулканического пояса на востоке сочетаются крупные мезозойские прогибы, фрагменты которых обнаруживаются на западе Тайваня, в Северо-Западном Калимантане и, возможно, в сильно нарушенном виде в пределах Филиппинских островов.

Прогиб на западе Тайваня изучен на протяжении 400 км при ширине около 100 км и дальше прослежен по морским сейсмическим профилям в северном и южном направлениях. В прогибе известны терригенно-глинистые толщи с отдельными эффузивными прослоями, имеющие возраст от эоценового и иногда палеоценового до четвертичного (до 10 км и более). Наличие переотложенной меловой фауны позволяет предполагать присутствие в разрезе и меловых слоев, входящих, вероятно, в состав дислоцированной аргиллито-сланцевой серии в пределах Центрального хребта. Мощные глинистые толщи южных разрезов Тайваня были отложены на континентальном склоне и в глубоководном бассейне.

Вдоль простирается и на западном борту прогиба наблюдается переход к более грубым шельфовым и паралическим отложениям [169]. Ранние этапы прогибания на западе Тайваня могли быть синхронны формированию Катазиатского отрезка вулканического пояса. Унаследованное развитие прогиба продолжалось в течение всего кайнозоя. Оно проходило с последовательным смещением осевой зоны к западу, с развитием на восточном борту дислокаций и метаморфизма (вплоть до верхов зеленсланцевой фации). Наиболее значительные проявления метаморфизма были вызваны скупиванием и динамотермальными явлениями, датированными 85—90 млн лет (K—Ar- и U—Pb-методы) [144]. Создание современной структуры Тайваня относится к плиоцен-плейстоценовому времени и связывается предположительно с коллизией континентальной окраины Азии и экзотического островодужного террейна Берегового хребта.

Прогиб на северо-западе Калимантана и шельфе Сунда образует широкую (200—300 км), дугообразно изогнутую зону протяженностью 800 км. Слои от палеоценовых до четвертичных достигают здесь мощности 8—10 км [44, 164]. В их нижней части и в подстилающих меловых отложениях на восточном борту прогиба наблюдаются значительные деформации, развитие кливажа и метаморфизма. Разрез от верхнего мела до середины миоцена образован морскими терригенно-глинистыми породами, обычно турбидитного характера, с линзами известняков и в самых низах с присутствием яшм и спилитов. Их накопление предположительно связывается с палеожелобом [44] или же с преддуговым прогибом [164]. Более высокие горизонты неогена представлены неритовыми и паралическими отложениями. В процессе мелкайнозойского развития прогиба устанавливается значительное смещение осевой зоны к северо-западу, поднятие и формирование эоценовых и среднемиоценовых складчатых дислокаций на восточном борту. С нарушениями эоценового времени связано, по-видимому, тектоническое сближение терригенного комплекса прогиба с более восточными океаническими комплексами (террейнами), местами — внедрение гранитоидов. Вдоль восточного ограничения прогиба был сформирован тектонически разлинзованный хаотический комплекс, включающий породы как прогиба, так и восточной зоны: зеленые и глаукофановые сланцы, амфиболиты, базальты, спилиты, габбро, серпентиниты, пелагические кремнистые породы и радиоляриты [164]. Поперечная тектоническая зональность конца мела — начала палеогена восстанавливается на Калимантане достаточно отчетливо. С запада на восток здесь были расположены широкий терригенный прогиб (палеожелоб?), сутурная зона и далее зона обдукции, фрагменты которой сохранились на севере на п-ове Дент, а на юге в хребте Мератус и на о-ве Лаут. Значительная ширина и дугообразный изгиб структур, возможно, определялись их заложением вдоль южного выступа края позднемезозойского континента. К западу от прогиба можно предполагать такой же разворот простирающегося Восточно-Азиатского вулканического пояса и его продолжение в пределы п-ова Малакка.

Примеры Тайваня и Калимантана показывают, что в Юго-Восточной Азии, как и в более северных частях континентальной окраины, глубокие терригенные прогибы (палеожелоба) позднего мезозоя были тесно связаны в своем заложении с отрезками вулканического пояса. Их расположение позволяет предположительно реконструировать позднемезозойскую активную окраину Азиатского материка. Фрагменты вулканогенно-кремнистых разрезов и габбро-гипербазитовых комплексов, обдуцированные с востока на азиатскую окраину, характеризуют смежную область палеоокеана или окраинного моря. Заложение Восточно-Азиатского вулканического пояса в районах Катазии и Индокитая фиксируется в юрско-меловое время. Масштабы проявления известково-щелочного магматизма и огромная протяженность пояса показывают, что именно здесь в поздем мезозое располагалась основная конвергентная граница плит, наложившаяся на все более древние зоны. Становление системы структур, связанных с этой границей, отвечает важнейшей структурной перестройке. Активное развитие всей системы и палеозоны субдукции

продолжалось, по-видимому, до палеоцена. Обдукция океанического материала на континентальную окраину в начале палеогена свидетельствует о сохранении условия сжатия на конвергентной границе. Как на Тайване, так и на Калимантане она сопровождалась, по-видимому, выплавлением небольших порций гранитной магмы. Длительное унаследованное опускание в зоне прогибов позволяет допустить здесь дальнейшее погружение в мантию отчленившихся фрагментов субдуцированной литосферы.

В краевой части Азиатского материка для эоцен-олигоценового времени выявляются уже отчетливые признаки растяжения и дробления коры. Полоса раннекайнозойских раздвигов протягивалась из Юго-Восточной Азии далеко на север. В восточных районах Китая, в Индокитае и Малайзии в это время и позднее установлено грабенообразование и широкое проявление трещинных щелочно-базальтовых излияний. Состав пород, наличие интрателлурических вкрапленников (?) корунда и циркона, ксенолитов шпинелевых лерцолитов свидетельствуют о значительной глубине проникновения магмовыводящих разломов.

### СЕВЕРО—ЗАПАДНАЯ АВСТРАЛИЯ

Северо-западная часть Австралии расположена в пределах Австралийской платформы с докембрийской континентальной корой (от 2,5—3,0 до 1,8—1,6 млрд лет) [224]. Платформенный чехол начинается разными горизонтами протерозоя, иногда низов палеозоя. Палеозойские платформенные структуры имеют северо-западное простирание. Простирание осадочных бассейнов мезозоя—кайнозоя отвечает общей северо-восточной ориентировке современного шельфа, поперечной к древним платформенным структурам. Карты изопохит для юрских, меловых и третичных отложений рисуют очертания типичного прогиба пассивной окраины [227]. Мощные мезозойско-кайнозойские толщи (5—10 км) австралийской окраины прослеживаются на южный борт трога Тимор.

Судя по палеомагнитным данным, единство Австралии и других элементов Гондваны, вероятно, установилось уже в конце докембрия [224]. Палеомагнитные широты Австралии в течение фанерозоя значительно менялись. Положение Северо-Западной Австралии в ранней перми предполагается на 60° ю.ш., что соответствует известным геологическим данным. Специфичность каменноугольно-пермской гондванской флоры, ее отличие от тропической катазиатской флоры, распространение нижнепермских ледниковых отложений свидетельствуют о существенных широтных различиях в положении севера Австралии, с одной стороны, и районов Индокитае, Калимантана, Малайзии и Суматры (за исключением террейна Сибумасу) — с другой. Предполагается, что в палеозое они были разделены достаточно широким океаническим бассейном — ветвью Палеотетиса. Эпиконтинентальные моря, распространявшиеся в пределы синеклиз, были связаны с этим бассейном. Спокойное платформенное развитие лишь иногда осложнялось дроблением и рифтингом в коре. Индосинийская складчатость на австралийской окраине Палеотетиса не фиксируется.

Этап раздробления в конце триаса — начале юры, отмеченный в Юго-Восточной Азии, отчетливо проявлен и на северо-западе Австралии. Именно к этому времени относится, по-видимому, оформление современного плана пассивной окраины, связанное с распадом Гондваны [227 и др.]. Здесь было заложено несколько шельфовых бассейнов, образовавших крупный продольный прогиб, существующий уже около 200 млн лет. Все это достаточно широкие и пологие формы, тектоническое расчленение и масштабы дробления при их образовании были сравнительно невелики. Современная мощность коры в Северо-Западной Австралии и на ее шельфе 28—34 км [113].

Современная система активной окраины Банда и Сунда включает во фронтальной части двойную островную дугу, связанную с глубокой зоной субдукции, и протяженные прогибы перед ее фронтом. В тыловой части системы располагаются котловины окраинных морей Банда и Флорес, а также серия небольших грабенообразных структур Яванского моря.

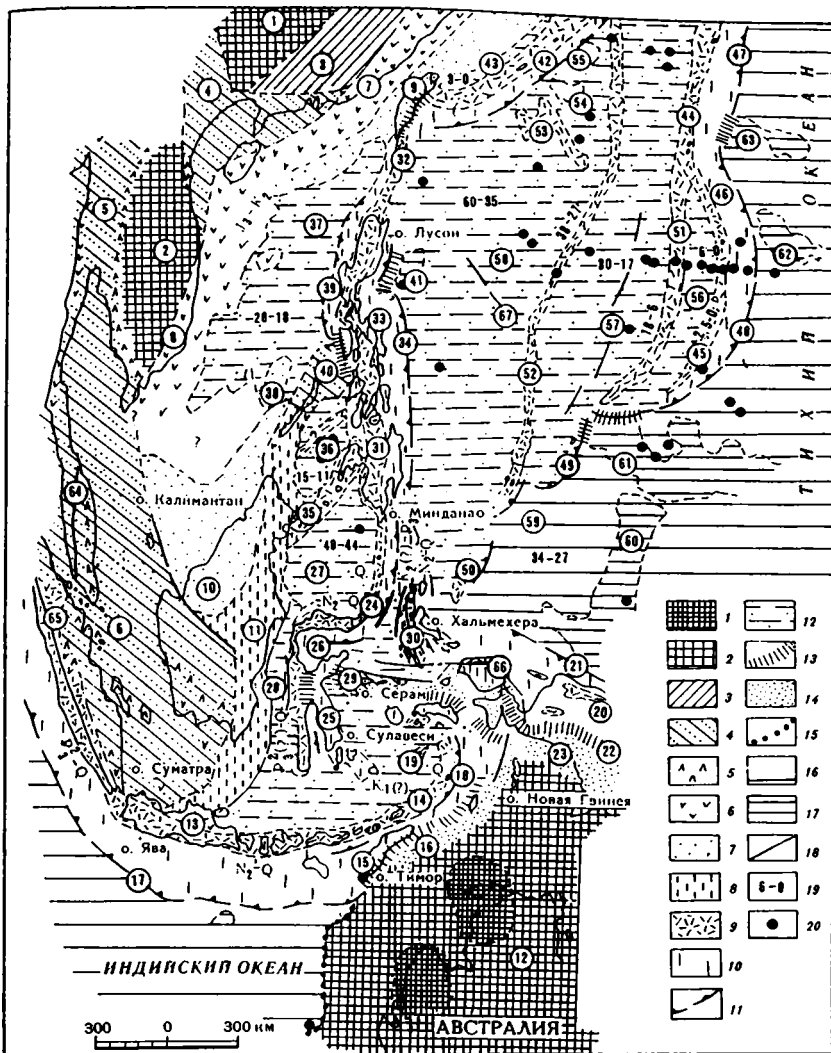
Кайнозойские вулканические архипелаги Банда и Сунда представляют элементы внутренней зоны единой дуги, протянувшейся более 5000 км при ширине от первых десятков до 200 км (см. рис. 49). На западном отрезке, обращенном выпуклостью к Индийскому океану, дуга Сунда описывает более четверти окружности с радиусом около 2500 км. В дуге Банда происходит поворот структур и образуется петля с выпуклостью к востоку с радиусом кривизны 200 км. На о-ве Суматра современная вулканическая зона индоокеанской окраины занимает положение, близкое к позднепалеозойско-мезозойской окраине Палеотетиса. В разных частях о-ва Суматра и в скважинах на западе Яванского моря установлено присутствие меловых островодужных вулканитов и гранитоидов. На о-ве Ява глыбы меловых гранитов, кварцевых порфиров и кристаллических сланцев встречены в составе меланжа совместно с глыбами и блоками базальтов, долеритов, габбро, перидотитов, пироксенитов, серпентинитов. Меланократовый комплекс океанической коры, глубоководные кремнистые породы и известняки были раздроблены, метаморфизованы и тектонически совмещены с образованиями меловой континентальной окраины в доэоценовое время. Эоцен-олигоценевая история Явы и Суматры отвечает, возможно, тектонической стабилизации региона с развитием шельфовой седиментации, с отсутствием дислокаций и вулканических проявлений [164].

Островодужный комплекс на западе региона включает вулканические и интрузивные образования от верхнеолигоценовых или нижнемиоценовых до современных. На востоке, в дуге Банда, представлены только плиоцен-четвертичные породы; восточный изгиб дуги образован современными вулканами. В составе комплекса присутствуют породы от базальтов до липаритов, относящиеся большей частью к известково-щелочной серии (мощностью несколько километров) [164, 282]. С последовательными стадиями развития дуги и роста "гранитного" слоя было связано воздымание структуры, определившее регрессивный характер неоген-четвертичного разреза. Возрастание роли наземных образований происходит



Рис. 49. Тектоническая схема Индонезийско-Филиппинского региона с использованием материалов [266, 164, 13, 93] и др.

1—4— области зрелой континентальной коры и их фрагменты разного возраста: 1 — архейского, 2 — протерозойского, 3 — палеозойского, 4 — индосинийского; 5—8 — элементы древних активных окраин: 5 — фрагменты палеозойско-триасовых вулканических зон, 6, 7 — позднемезозойские вулканические зоны (6) и палеолоба, унаследованно прогибавшиеся в кайнозое (7), 8 — зоны мел-палеогеновой обдукции; 9—14 — системы кайнозойской активной окраины: 9 — вулканические островные дуги, 10 — преддуговые зоны, включающие океанические и раннеостроводужные комплексы, 11 — желоба, связанные с зонами субдукции, 12 — задуговые бассейны с субокеанической корой, 13 — зоны коллизии и образования складчато-надвиговой структуры, 14 — красивые прогибы; 15 — мезозойско-кайнозойская пассивная граница океана; 16, 17 — океанические области: 16 — абиссальные структуры, 17 — океанические поднятия; 18 — крупные разломные зоны, включая рифтовые зоны и офиолитовые сутуры; 19 — время формирования тектонических структур, млн лет; 20 — скважины глубоководного бурения. Структуры континента и позднемезозойской континентальной окраины: 1 — Южно-Китайская платформа, 2 — Индосинийский платформенный массив, 3 — складчатая область Юго-Восточного Китая, 4 — Лаосско-Вьетнамский складчатый пояс, 5 — складчатая область Западного Индокитая, 6 — Малайско-Суматринская складчатая область, 7, 8 — Восточно-Азиатский вулканический пояс (7 — Катазиатское звено, 8 — Индокитайское звено), 9 — прогиб Западного Тайваня, 10 — прогиб Северо-Западного Калимантана, 11 — зона обдукции Восточного Калимантана, 12 — Австралийская платформа; структуры кайнозойских активных окраин: 13—19 — система Банда: 13 — вулканическая дуга Сунда, 14 — вулканическая дуга Банда, 15 — внешняя зона дуги Банда, 16 — зона трогов Тимор—Ару—Серам, 17 — Яванский желоб, 18 — зона трогов Вебер—Саву, 19 — задуговой бассейн морей



Банда и Флорес; 20—23 — Новогвинейская система: 20 — вулканическая зона, 21 — глубоководный желоб, 22 — складчатая область Центрального хребта, 23 — Новогвинейский краевой прогиб; 24—30 — система Северной Индонезии: 24 — вулканическая зона Сулавеси—Сангихе, 25 — внешняя зона дуги, 26 — зона трогов Боне—Томини—Горонтало, 27 — задуговой бассейн моря Сулавеси, 28 — раздвиговая зона пролива Макаassar, 29 — континентальный фрагмент Бангай—Сула, 30 — островодужный фрагмент Хальмахера; 31—41 — Филиппинская система: 31 — вулканическая зона Филиппин, 32 — вулканическая дуга Батаан, 33 — внешняя зона, 34 — Филиппинский желоб, 35 — вулканическая дуга Сулу, 36 — задуговой бассейн моря Сулу, 37 — задуговой бассейн Южно-Китайского моря, 38 — поднятие Рид, 39 — трог Манила, 40 — Северо-Палаванский континентальный фрагмент, 41 — поднятие Бенхам; 42, 43 — система Рюкю: 42 — дуга и желоб Рюкю, 43 — задуговой бассейн Окинава; 44—58 — Филиппиноморская система: 44, 45 — современная вулканическая дуга (44 — сегменты Идзу-Бонинский и Волкано, 45 — Марианский сегмент), 46 — внешняя зона дуги, 47, 48 — глубоководные желоба (47 — Идзу-Бонинский, 48 — Марианский), 49 — сегмент дуги и желоба Яп, 50 — сегмент дуги и желоба Тоби, 51—55 — остаточные островные дуги и их фрагменты (51 — Западно-Марианская, 52 — Кюсю-Палау, 53 — Оки-Дайто, 54 — Дайто, 55 — Амами), 56—58 — задуговые бассейны (56 — Марианский, 57 — Кюсю-Палау, 58 — Западно-Филиппинский); океанические структуры: 59 — Западно-Каролинская котловина, 60 — поднятие Зауриппик, 61 — Каролинское поднятие, 62 — поднятие Магеллановых гор, 63 — поднятие Огасавара; разломные зоны: 64 — Бентонг—Рауб, 65 — Семангко, 66 — Соронг, 67 — Центральнофилиппинская

также в западном направлении вдоль простираения вулканической зоны, одновременно с ее удревнением и расширением. На западном фланге дуги, в пределах Явы и Суматры, островодужная зона переходит в структуру окраинно-материкового пояса — подобно тому, как это наблюдается в Курило-Камчатской системе [45]. На Суматре широкое развитие приобретают неоген-четвертичные вулканы кислого состава, нередко представленные липарито-дацитовыми игнимбритами; увеличиваются размеры и распространенность миоценовых интрузий, имеющих состав от диоритов до гранитов; образуются характерные вулканотектонические депрессии, наиболее значительная из которых — Тоба в северной части острова. Глубинная структура вулканической зоны, изученная вблизи островов Ява и Бали [274], типична для субконтинентальной коры. Верхний слой коры ( $v_{пл} = 5,4—6,2$  км/с) более низкоскоростной, чем зрелый "гранитный" слой, и, вероятно, в значительной мере состоит из эффузивно-осадочных образований, еще недостаточно консолидированных и гранитизированных, мощностью 5—6 км. Общая мощность коры достигает 20 км. Картина гравитационных аномалий в редукции Буге [113] может свидетельствовать о сокращении мощностей в восточном направлении — по мере уменьшения зрелости островодужной коры. На восточном изгибе дуги предполагается расположение молодых вулканических построек на фундаменте из океанической коры.

Внешняя зона островных дуг Сунда и Банда представляет собой невулканическое поднятие, сложенное преимущественно дислоцированными докайнозойскими комплексами. Рядом исследователей она рассматривается как аккреционная призма, сформированная соскобленными образованиями субдущурующей плиты. Этому соответствует, по-видимому, строение зоны в пределах дуги Сунда, где на островах Ментавай и др. обнажается сложно нарушенный комплекс с тектоническим совмещением серпентинитов, перидотитов, габбро, пиллоу-базальтов, спилитов, кремней, зеленых сланцев, амфиболитов и слабометаморфизованных осадочных пород [164]. На сейсмических профилях видна сложная структура нарушенного комплекса — с прерывистыми рефлекторами и большим количеством дифракций — и его общая клинообразная форма [274]. В разрезе коры у о-ва Ниас ему отвечают низкоскоростные ( $v_{пл} = 4,7—4,9$  км/с) образования мощностью до 13 км, залегающие непосредственно на океаническом фундаменте ( $v_{пл} = 6,6—7,5$  км/с). Все преддуговые структуры оборваны поперечным поднятием о-ва Сумба, где во внешнедуговую зону оказался включенным континентальный фрагмент, близкий по характеру к образованиям Явы, Калимантана и юго-запада Сулавеси, с присутствием игнимбритов и гранодиоритов мелового возраста и палеогеновой паралической толщи. В строении аккреционной призмы к югу от острова участвуют мезозойско-кайнозойские толщи австралийского шельфа, прослеженные по сейсмическим профилям.

Восточнее, во внешней зоне дуги Банда, в сложной чешуйчато-надвиговой структуре совмещены разнообразны континентальные и океанические комплексы. Наиболее детально они изучены на о-ве Тимор [105, 103, 104 и др.] (рис. 50). Район представляет большой интерес как возможный пример современной активной коллизии и заслуживает специального рассмотрения. Встает вопрос: чем эта коллизионная структура отличается от нормальных субдукционных зон, с одной стороны, и от надвиговых сутурных поясов — с другой.

Все исследователи отмечают присутствие в параавтохтоне Тимора пермских и мезозойских терригенных и карбонатных отложений (до 5 км), несколько более глубоководных, чем слои шельфового разреза австралийской окраины. В мощной карнийско-норийской толще наряду с глинистыми сланцами и известняками присутствуют глубоководные кремнистые породы с радиоляриями и пелагическими пелециподами. Самые верхи разреза имеют меловой или палеоценовый возраст. Пакет аллохтонных пластин Тимора включает снизу вверх: карбонатные и кремнистые батинальные образования от верхней юры до низов

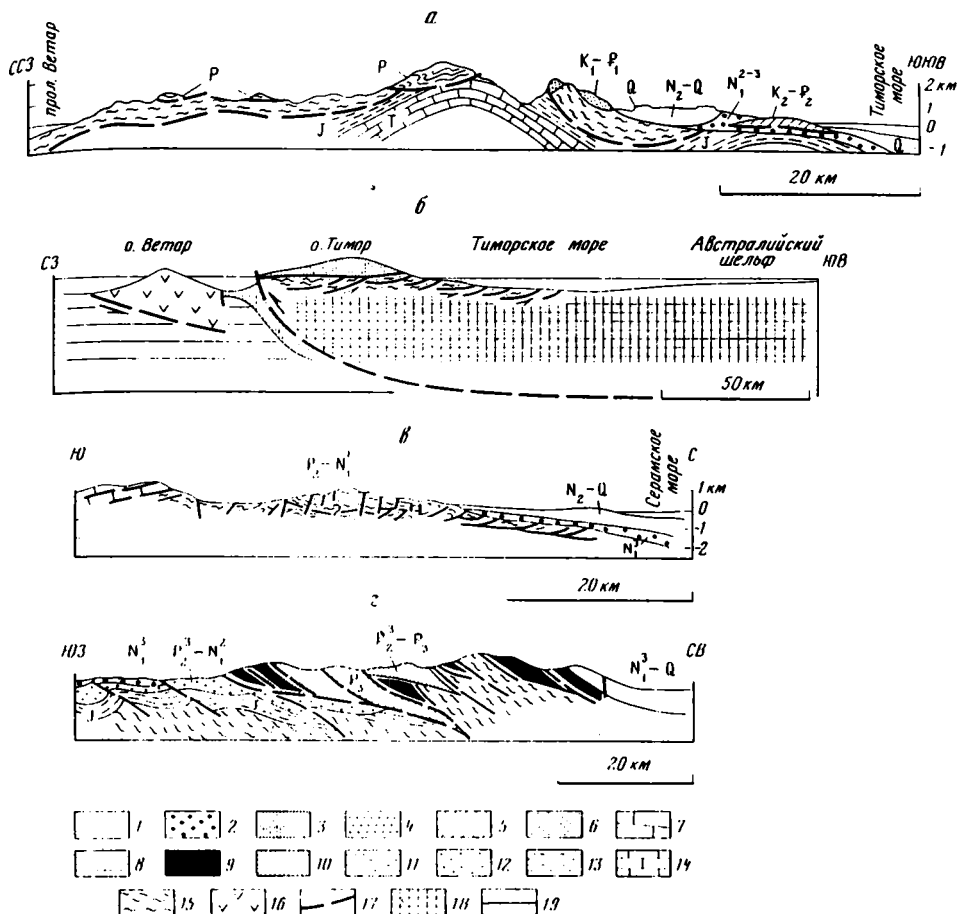


Рис. 50. Геологические разрезы складчато-надвиговых зон на островах Тимор (а, б), Серам (в) и Миндоро (з) по данным [103, 105, 231]

1 — неоавтохтон, отложения от верхнемiocеновых до четвертичных; 2 — неогеновые олистостромы; 3—10 — аллохтон: 3 — породы корневой зоны и аллохтонных пластин нерасчлененные (отложения от пермских до миоценовых, метаморфические образования и офиолиты), 4 — эоцен-миоценовые отложения, 5 — батнальные отложения от верхнемеловых до среднеолигоценовых, 6 — мел-палеоценовые слои, 7 — триасовые карбонатные отложения, 8 — пермские отложения, 9, 10 — офиолитовые пластины (9 — ультраосновные породы и габбро, 10 — долериты и базальты); 11—14 — параавтохтон: 11 — отложения от пермских до миоценовых нерасчлененные, 12 — эоцен-миоценовые отложения, 13 — юрские отложения, 14 — триасовые отложения; 15 — метаморфические комплексы в составе параавтохтона и аллохтона; 16 — плиоцен-четвертичный комплекс вулканической зоны дуги Банда; 17 — разломы; 18 — породы континентальной коры; 19 — породы океанической коры

плиоцена (около 800 м); метаморфический комплекс от филлитов и зеленых сланцев до биотитовых и кордиеритовых гнейсов и гранулитов — предположительно азиатский; пермские и триасовые известняки, вулканы и глинистые сланцы с тропической фауной (около 1 км); пиллоу-лавы состава океанических толентов и затем серпентиниты и амфиболиты. Шарьирование фрагментов океанической коры завершило формирование пакета покровных пластин на Тиморе. Складки и надвиги имеют южную вергентность.

Известняки, турбидиты и молассоидные отложения верхнего плиоцена и плейстоцена (около 2 км) образуют неоавтохтон. Главная орогеническая фаза на о-ве Тимор датируется серединой плиоцена [103]. Покровным перемещениям



этого времени может соответствовать накопление широко распространенных олистостромоподобных образований. Начало тектонического сучивания, возможно, относится к позднему эоцену — олигоцену.

Аналоги отмеченных отложений параавтохтона и покровных пластин о-ва Тимор известны и на ряде соседних островов [164]. Среди них характерно присутствие юрских и меловых глубоководных образований: красных глинистых сланцев, красных известняков и кремнистых пород, которые оказались совмещенными с комплексом австралийского шельфа. Система покровов о-ва Серам представляет, по мнению исследователей, как бы "зеркальное отражение" структуры Тимора [105]. Для интервала от титона до нижнего плиоцена установлена хорошая биостратиграфическая корреляция между разрезами Серама, Тимора и австралийского шельфа. Весьма близким оказывается характер комплексов в составе как параавтохтона островов, так и покровных пластин. Для складок и надвигов о-ва Серам наблюдается северная вергентность. Тектоническое сходство с Тимором дополняется наличием на Сераме верхнемиоценовых (или плиоценовых) олистостромовых образований. Неоавтохтон представлен отложениями от верхнемиоценовых или плиоценовых до четвертичных (0,7 км), так что главная фаза покровообразования датируется серединой неогена.

Проведенные сопоставления выявили значительное сходство мезозойских отложений Серама как с соседним о-вом Буру, так и с удаленными к северу островами Сулу и Мисоол и с западными районами Новой Гвинеи. Время и способ фрагментации единой прежде структуры разными авторами объясняются различно. Рядом исследователей отмечена важная роль позднекайнозойских смещений вдоль левых сдвигов Соронг и Тарера-Айдуна, протянувшихся от Новой Гвинеи на запад. Палеомагнитные данные свидетельствуют о посттриасовом перемещении Серама на  $9^\circ$  к северу и его повороте на  $98^\circ$  против часовой стрелки по отношению к о-ву Тимор [274]. Значительная часть этих движений относится к постмиоценовому времени.

Зона трогов Тимор—Ару—Серам нередко рассматривается в качестве глубоководного желоба, сопровождающего двойную островную дугу. Однако геолого-геофизические особенности зоны характеризуют ее как поверхностную структуру, заложенную на континентальном основании. Распространение австралийской континентальной коры, по-видимому, без перерыва продолжается вплоть до внешнедуговой зоны. В трогах Тимор и Ару мощности и скорости в коре оказываются сопоставимыми с известными для австралийского шельфа [113]. В глубинном строении трогов не обнаруживаются определенных признаков субдукции. Погружение в сторону дуги поверхности дна и акустического фундамента составляет лишь 1,5—3 км; при этом на профилях МОВ разных модификаций не наблюдается продолжения рефлекторов под внутренний склон, что отличает эти трого от Яванского, Курило-Камчатского, Японского и других глубоководных желобов.

Молодость трога Тимор становится достаточно очевидной при рассмотрении разреза скв. 262, где вертикальная последовательность фаций отражает смену условий седиментации в последние 3 млн лет от шельфовых до батинальных, связанную с новообразованием трога по границе складчато-надвигового сооружения Тимора со структурами Австралийского континента. Изучение позднекайнозойских дислокаций по сейсмическим профилям показывает возрастание их напряженности на тиморском борту трога с южной вергентностью складок и надвигов (рис. 51). Наибольшее распространение и меньшие размеры индивидуальных форм наблюдаются на участках, где в надвигообразование включены преимущественно осадки заполнения трога. Если же пластины надвигового фронта захватывают значительную часть подстилающего разреза австралийской окраины, они становятся более протяженными [182]. Учитывая данные о значительной молодости и малой глубинности заложения трогов Тимор—Ару—Серам, ряд исследователей не считают их главной тектонической границей в системе континентальной окраины [104]. Более

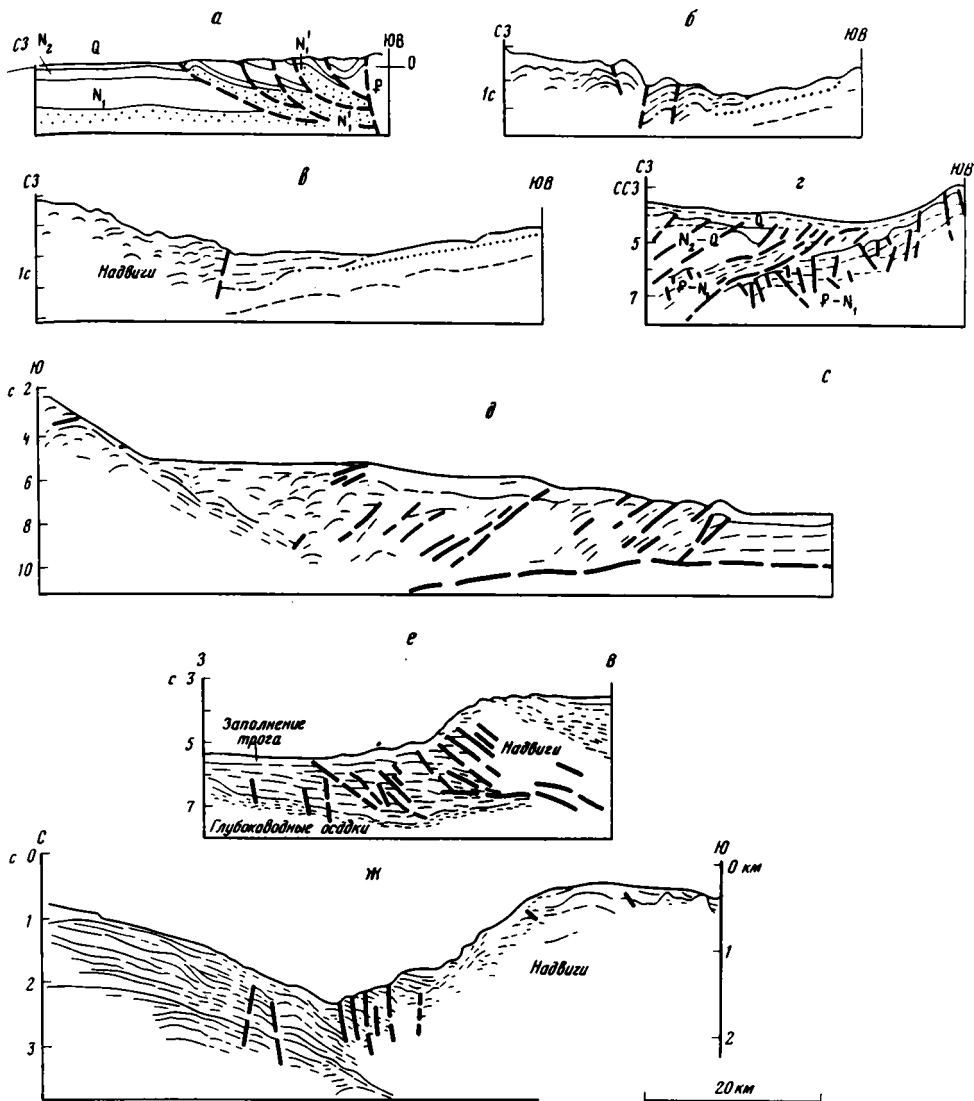


Рис. 51. Строение аккреционных призм, образованных в разных структурных обстановках  
*a* — в прогибе Северо-Западного Тайваня; *б, в* — в трюге Тимор; *г* — в трюге Танимбар; *д* — в надвиговой зоне трюга Минахаса; *е* — в трюге Манила; *ж* — в надвиговой зоне Флорес (по данным сейсмопрофилирования и бурения [182, 247, 248, 167] и др.)

обоснованным представляется проведение такой границы севернее современной внешней зоны дуги Банда — на расстоянии около 100 км от вулканического фронта. Именно здесь обрываются структуры континентальной коры и прекращается прослеживание магнитных аномалий, характерных для австралийского шельфа [113].

Поверхностным выражением предполагаемой границы является зона глубоких трюгов Вебер — Са вус с глубинами дна до 7 км и мощностью осадков 3 км. На отрезках у юго-западного Серама — остров Улиассер, у северо-восточного Тимора и близ западного края о-ва Сумба полоса трюгов прерывается и структуры

внешней зоны оказываются максимально приближенными к вулканическому фронту. Проведение глубинного сейсмического зондирования показало распространение в трогах Вебер и Саву типичной океанической коры мощностью от 6 до 11 км [113, 274]. По направлению к вулканической зоне отмечены быстрые изменения строения коры и возможное присутствие наклонных границ. Для объяснения крупной отрицательной аномалии в свободном воздухе, известной в трог Вебер, необходимо допущение дополнительного погружения коры на 2—4 км, происходящего или за счет образования флексуры, или же в результате отрыва и продолжения субдукции пластины океанической коры. Возможному погружению океанического фундамента соответствует пологий наклон дна и слоистых осадков трога в сторону вулканической дуги.

На глубине полосе трогов Вебер—Саву отвечает расположение сейсмофокальной зоны [118]. Верхняя часть зоны проектируется именно на эти трог, хотя мелкофокусные землетрясения и рассредоточены на всей площади системы. Расчет механизмов мелкофокусных землетрясений — как надвиговых, так и сдвиговых — показывает преобладание субгоризонтального поперечного сжатия на всех отрезках системы Банда. Для глубокофокусных событий на юге системы установлена преимущественная ориентировка поперечного сжатия параллельно наклону сейсмофокальной зоны. На промежуточных глубинах ориентировка напряжений варьирует. На ряде пересечений видна непрерывность сейсмофокальной зоны, погружающейся в сторону моря Банда вплоть до глубин 650 км. На южном отрезке наблюдаются относительно пологий наклон зоны в верхних 100 км, увеличение крутизны под вулканическим фронтом и выполаживание на уровне 550—650 км. Такое выполаживание зоны на максимальных глубинах может быть обусловлено невозможностью дальнейшего продвижения плиты на глубину. На северном отрезке системы зона землетрясений выражена неотчетливо, прослеживается до глубин не более 100 км и, возможно, связана со сдвиговым перемещением в этой части дуги, происходящим на продолжении разлома Тарера-Айдуна. Такому изменению глубинной структуры отвечают резкое сокращение здесь вулканизма и выклинивание глубоководного трога Вебер.

Участок дуговой системы вблизи Тимора тоже аномален по своему строению. Факты почти полного отсутствия землетрясений в верхних 300 км сейсмофокальной зоны, максимального уплотнения в низах коры и в мантии на южном окончании трога Вебер, выклинивания трога в районе пролива Ветар, сближения структур Тимора с вулканическим фронтом и прекращения вулканизма в голоценовое время могут быть связаны, по нашему мнению, с остановкой субдукции при продолжающемся погружении нижнего отчленившегося фрагмента океанической плиты. Причиной этих событий послужила коллизия островодужной зоны с континентальными структурами Австралии.

Район Тимора отвечает, вероятно, участку наиболее продвинутой коллизии в системе Банда. Столкновение ее с континентальной литосферой Австралии, невозможность дальнейшей субдукции и продолжающееся поперечное сжатие привели здесь к замыканию прогиба глубоководного желоба и скучиванию его материала в районе о-ва Тимор. Покровная структура о-ва Тимор справедливо рассматривается М.Одли-Чарлзом как ороген, образовавшийся в результате плиоценовой коллизии плит [104]. Новообразованный трог Тимор соответствует бассейну форланда, пограничному с континентальной Австралийской плитой.

В море Банда известные геолого-геофизические особенности типичны для дуговых бассейнов. Котловины имеют глубину до 5 км и более и достаточно мощный (до 1,5 км) покров осадков. В океаническом разрезе коры Южной котловины (около 9 км) отмечены наличие мощного слоя 3В (около 4 км;  $v_{пл} = 7,2$  км/с) и нормальные скорости на границе М ( $v_r = 8,0$  км/с) [274]. Магнитные аномалии идентифицированы от М1 до М9. Эти датировки, низкие значения теплового потока ( $46$  мВт/м<sup>2</sup>) и большие глубины дна могут соответствовать представлению о ран-

немеловом возрасте коры. Однако вопросы о возрасте и способе образования котловины пока остаются предметом дискуссии. Реконструкции раскрытия котловины при задуговом спрединге, как и представления о ее отчленении от Тетиса, Индийского или Тихого океана, пока очень слабо аргументированы.

Драгировки с хребтов Банда и Луципара в центральной части моря дали породы, чрезвычайно близкие к силурийско-девонским и юрско-нижнемеловым отложениям о-ва Мисоол и п-ова Вогелкоп Новой Гвинеи [249]. Установленное сходство отложений и сильная раздробленность коры позволяют рассматривать и острова, и хребты моря Банда как фрагменты, отчлененные от Новой Гвинеи и перемещенные к западу и запад-юго-западу по системе левых сдвигов. Присутствие среди драгированных пород известково-щелочных вулканитов андезитового и дацитового состава с абсолютным возрастом 6—7 и 0,75 млн лет показывает, что вулканы островов Улиассер, хребтов Банда и Луципара могут представлять элементы раздробленной вулканической дуги, прослеживаемой с перерывами в сторону о-ва Сулавеси.

В котловине моря Флорес, на западном продолжении Южной котловины, наблюдается сужение задугового бассейна. Вместе с тем здесь также отмечены значительные глубины дна (до 5 км), малая мощность коры (8—9 км), отсутствие или очень небольшое развитие "гранитного" слоя ( $v_{пл} = 6,1$  км/с) [274] (Дж. Макрис, устное сообщение). В западном направлении по мере возрастания зрелости островной дуги задуговой бассейн становится менее выраженным. В пределах мелководного моря Ява несомненно продолжение континентальных структур с о-ва Калимантан и их раздробление с образованием системы позднекайнозойских грабенообразных прогибов.

Современное состояние задуговой зоны в системе Банда и Сунда характеризуется преобладанием субмеридионального сжатия с образованием сдвигов и надвигов. Многие землетрясения с глубинами до 26 км локализованы непосредственно к северу от вулканической дуги и связаны с надвигом Флорес и другими, известными по данным сейсмопрофилирования [247]. Наклон сместителей в сторону дуги, образование серии чешуй и сокращение площади на 60 км могут отвечать малоглубинному поддвигу окраинно-морской коры в этом направлении (см. рис. 51). Такое поперечное сжатие в тылу островной дуги сопоставимо с установленным в пределах Японского моря. Вероятно, оно связано с начинающимся замыканием задугового бассейна.

Таким образом, в пределах современной островодужной системы Банда и Сунда могли быть совмещены азиатские и австралийские континентальные элементы, а также фрагменты мезозойско-кайнозойского океанического разреза. Глубоководные комплексы отложений и породы океанической коры, отмеченные на Тиморе и Сераме, принадлежали Индонезийскому палеоокеаническому бассейну, существовавшему в мезозое — начале кайнозоя между Гондваной и краевой частью Азиатского континента. Минимальная ширина южной части бассейна может быть определена очень приблизительно, исходя из оценок суммарных размеров аллохтонных пластин и полос океанической коры, погруженной и деформированной в современной зоне субдукции. Несомненно, она превышала 1500 км. Присутствие фрагментов бассейна возможно и в пределах моря Банда, а также в структурах севера Индонезии.

Природа палеоокеанического бассейна неизвестна. Ряд исследователей считают его новообразованным, связанным с разрушением Гондваны в раннемезозойское время. Допустимо, однако, и его остаточное происхождение на месте незамкнувшегося юго-восточного ответвления Палеотетиса. Этому соответствует отсутствие признаков индосинийской складчатости в комплексах австралийского шельфа и Тимора. С карнийско-норийским временем в Индонезийском бассейне было связано накопление километровой толщи радиоляритов, известняков и кремнисто-глинистых пород океанического облика. Последующая глинистая седиментация

также характеризует спокойное формирование внутренней части бассейна без существенных признаков рэт-лейасового раздробления. Мел-палеогеновое время отмечено развитием трансгрессии и глубоководной седиментации во всем Северо-Австралийско-Тиморско-Серамском регионе. В батинальном комплексе пластины Колбано на Тиморе временному интервалу от поздней юры до начала олигоцена (около 100 млн лет) отвечает весьма конденсированный разрез мощностью 500 м. Палеоокеанический бассейн этого времени располагался в удалении от источников сноса материала, на площади между спрединговыми зонами Тихого и Индийского океанов. Существование такой "океанической брешы" в тихоокеанском континентальном обрамлении несомненно по крайней мере с начала мезозоя.

Фрагменты австралийской окраины обнаруживаются в современной структуре на всем протяжении внешней зоны дуги Банда и на поднятиях моря Банда. Их перемещение в северном направлении могло составлять от 1700 до 3000 км. Сопоставление разрезов австралийского шельфа, параавтохтона и аллохтонных пластин Тимора дает представление о палеогеографической зональности, существовавшей у северного края Гондваны с перми до кайнозоя. По мере удаления от материка на разных стратиграфических уровнях прослеживаются уменьшение роли терригенного материала, смена шельфовых фаций более глубоководными вплоть до появления пелагических кремнистых пород и радиоляритов.

Совмещение в дуге Банда австралийских комплексов с азиатскими пока не получает строгого подтверждения. Для предполагаемых "азиатских" аллохтонных элементов и палеомагнитная, и фаунистическая характеристики оказываются сопоставимыми с установленными для австралийского шельфа [218]. Несомненное присутствие азиатских комплексов пород установлено на Суматре и Яве и более предположительное — на о-ве Сумба. Они характеризуют структуры активных окраин, развивавшихся в конце палеозоя и мезозое, вплоть до конца мела — палеоцена. Пермские и мезозойские островодужные образования и в кайнозое сохранили свое окраинно-материковое положение в области Сундалэнд по границе с Индийским океаном. На о-ве Ява они были тектонически совмещены с породами океанической коры.

После кратковременной тектонической стабилизации начала палеогена в структурах азиатской окраины фиксируются крупномасштабная перестройка и дробление. В системе Банда и Сунда с ней могли быть связаны оформление задугового бассейна, последующее становление зоны субдукции и начало известково-щелочного вулканизма. Новообразованная зона субдукции была ориентирована дискордантно к предшествующим структурам. Ее развитие началось в позднем олигоцене по краю континентальной области Сундалэнд и распространялось в восточном направлении на участки коры Индонезийского палеоокеанического бассейна.

Разновозрастность сегментов в системе Банда и Сунда и неоднородность реологических свойств взаимодействующих плит предопределили различия геодинамических обстановок вдоль простирания системы. На ее северо-западном фланге структурообразование было связано с субдукцией индоокеанской литосферы под континентальную область Сундалэнд. Заложение вулканического пояса над зоной субдукции сопровождалось лишь малоглубинным грабенообразованием в задуговой зоне. Сжатие в преддуговой зоне и формирование аккреционной призмы из океанического материала привели к образованию внешней дуги и отчленению от желоба мелководного преддугового прогиба, быстро заполнявшегося осадками. Строение преддуговой зоны в этом сегменте полностью соответствует модели, предложенной В.Дикинсоном и Д.Сили. Восточнее, в системе Банда, в миоцене — раннем плицене литосфера Индонезийского бассейна субдуцировала под гетерогенный комплекс структур со значительным распространением океанической коры. Здесь, по-видимому, были образованы лишь одинарная вулканическая дуга и желоб Вебер—Саву, сопряженные с обширным задуговым бассейном морей Банда

и Флорес. Сжатие и скучивание перед фронтом этой системы привело, вероятно, к образованию структур типа краевого вала, включенных позднее в пакет покровов Тимора и Серама.

Океаническая плита, перемещавшаяся на север-северо-запад к дуге Банда, была спаяна с Австралийским континентом. Имеющиеся данные позволяют предположить, что к началу плиоцена (около 5 млн лет) океаническая литосфера Индонезийского бассейна была полностью поглощена в зоне субдукции. Столкновение австралийской континентальной литосферы с островной дугой вызвало остановку субдукции и резкое изменение геодинамического режима, приведшее к коллизии плит. В современных структурах дуги Банда могут наблюдаться разные стадии столкновения. Процесс коллизии наиболее продвинут в районе Тимора [103, 104]. Причиной коллизии послужил, очевидно, разрыв субдуцированной плиты вблизи зоны столкновения, произошедший здесь в середине плиоцена (3,5 млн лет), в районе Серама — несколько раньше. Продолжавшаяся субдукция океанической части плиты сопровождалась ее внутренними деформациями и землетрясениями, а также развитием островодужного магматизма. Континентальная часть плиты вследствие высокой плавучести не могла быть субдуцирована и при сохранении напряжений сжатия переместилась в горизонтальном направлении на 240 км с тектоническим перекрытием участка желоба Вебер—Саву.

Отложения австралийского шельфа на ведущем крае плиты подверглись деформациям сжатия с образованием серии чешуй и складок южной vergentности. Поверх них с севера были надвинуты глубоководные отложения от пермских до кайнозойских, метаморфические породы (австралийские или азиатские) и офиолиты, сформировавшие пакет аллохтонных пластин. Это скучивание происходило в условиях сохранившегося глубоководного бассейна и нередко сопровождалось накоплением олистостром. В обстановке общего сжатия в плейстоценовое время началось также замыкание задугового бассейна с поддвижением его коры под островную дугу. Сближение австралийского края с вулканической зоной и его значительное воздымание предполагаются вдоль сутуры Ветар. По фаціальным изменениям в разрезе неоавтохтона Тимора и Серама могут быть прослежены во времени смена глубин седиментации от более 2 до 0 км и затем образование островов. Формирование области дислокаций и поднятия в районе Тимора и Серама, соответствующей орогену, сопровождалось в конце плиоцена и плейстоцене (3—2 млн лет) погружением перед его фронтом более чем на 2,5 км и заложением зоны трогов Тимор и Серам, отвечающей бассейну форланда. Формирование орогена и краевого прогиба в районах Тимора и Серама, начавшееся сжатие и замыкание бассейна морей Банда и Флорес могут изучаться как современные проявления коллизионного процесса.

### СЕВЕРНАЯ ИНДОНЕЗИЯ

Комплекс структур кайнозойской активной окраины на севере Индонезии образован вулканической островной дугой, включающей острова Сангихе и западные ветви о-ва Сулавеси, и фронтальной невулканической зоной на востоке острова. В их тылу обособляются котловина моря Сулавеси и узкая раздвиговая зона пролива Макасар. На востоке в непосредственное соприкосновение с дугой приведены образования микроконтинента Бангай-Сула. Далее к северу наблюдается сближение системы Сулавеси-Сангихе с островной дугой Хальмахера.

Вулканическая дуга Сулавеси—Сангихе протягивается почти на 2000 км, образуя в районе экватора резкий зигзагообразный перегиб. Южный сегмент дуги простирается на юг вплоть до моря Флорес. Ее северные сегменты представляют крутую дугу с радиусом кривизны около 400 км с выпуклостью к востоку или юго-востоку. Фундамент вулканической дуги сложен метаморфическими породами: зелеными сланцами, амфиболитами, гнейсами и гранитогнейсами в центральной части; зелеными сланцами с участками глаукофановых сланцев, эклоги-

тов и ультраосновных пород на юго-западе [164]. Последние перекрыты глубоко-водными красными радиоляриевыми кремнями и кремнисто-глинистыми сланцами верхнеальбского возраста. Значительные дислокации отложений связываются с проявлением позднемеловой орогенической фазы.

Палеогеновые отложения умеренно дислоцированы. В низах они представлены глинистыми сланцами, турбидитами, граувакками с пластами известняков и пиллоу-базальтов, но выше сменяются паралическими и шельфовыми отложениями (от эоцена до низов миоцена), накопившимися в условиях определенной тектонической стабилизации и постепенного сокращения терригенного сноса. Несомненное сходство комплексов и единство их формирования устанавливаются для запада Сулавеси и восточных районов Калимантана, составлявших в палеогеновое время краевую часть области Сундалэнд. Характер метаморфического комплекса, его принадлежность палеогеновому шельфу позволяют для значительной части вулканической зоны Сулавеси предполагать существование фундамента, близкого к континентальному. Восточные сегменты дуги могли быть заложены на коре океанического типа.

Островодужный комплекс в южном сегменте дуги включает отложения от нижнего миоцена (или верхов олигоцена) до современных. Вдоль простирания зоны, как и в дуге Банда, установлено его омоложение; восточный изгиб дуги в районе островов Сангихе образован четвертичными вулканами. В разрезе присутствуют преимущественно образования полнодифференцированной известково-щелочной серии от базальтов до риолитов, а в ряде участков также щелочные породы, нередко лейцитсодержащие [164, 207]. Распространение пород варьирует вдоль простираания вулканической зоны, так что на юге весьма значительна роль кислых образований, в северной ветви Сулавеси преобладающими становятся базальты и андезиты, далее к северу молодые вулканические постройки островов Сангихе сложены преимущественно андезитами. На отрезке от вулкана Сопутан на Сулавеси до о-ва Сиау вдоль вулканического фронта обнаружено присутствие толентовых базальтов. Обсуждается зависимость изменений состава пород от глубинности магмогенерации.

Сравнение разных сегментов вулканической зоны позволяет предполагать для них неодинаковую зрелость коры и ее возрастание в южном направлении. Значительной зрелости коры здесь соответствуют, по-видимому, и большее развитие кислого вулканизма, часто игнимбритового, и внедрение неогеновых гранитных интрузий.

Внешняя зона дуги Сулавеси-Сангихе в целом следует простираанию вулканической зоны. Как и в дуге Банда, она представляет сложный пакет покровных пластин и чешуй с совмещением пород офиолитового комплекса, пластин меланжа и сильно нарушенных осадочных и метаморфических образований [164, 248]. Характерны распространение дислоцированных хаотических комплексов и тектоническое переслаивание контрастных типов пород, наблюдаемое как в крупном, так и в малом масштабе. По западному краю внешней зоны, во фронтальной части надвиговой полосы, распространены метаморфические сланцы высоких давлений с глаукофаном, кросситом, лавсонитом, жадеитом и эгирином, сочетающиеся с зелеными сланцами, амфиболитами и филлитами. В ряде мест они тектонически переслоены с породами офиолитового комплекса и неметаморфизованными осадочными отложениями: глубокоководными красными и серыми кремнями, известняками, глинистыми сланцами и песчаниками охарактеризованными находками триасовых и юрских моллюсков, меловых или третичных пелагических фораминифер и неопределимых радиолярий. Следующая к востоку покровная пластина сложена преимущественно офиолитами. В юго-восточной ветви Сулавеси известны главным образом гарцбургиты и лерцолиты с подчиненным количеством дунитов, пироксенитов, габбро, долеритов и базальтов, с локальными зонами серпентинизации. В восточной ветви представлены все породы офиолитовой ассоциации, зеленые

сланцы и амфиболиты. Местами развит серпентинитовый меланж с глыбами и пластинами известняков, кремней, базальтов и кристаллических сланцев. В ряде мелких тектонических пластин обнаружены триасовые, юрские, меловые и нижне- или среднемиоценовые отложения. Среди них преобладают известняки, мергели, радиоляриевые кремни и кремнисто-глинистые сланцы.

На востоке, в районе залива Толо, к этим глубоководным образованиям причленен нарушенный осадочный террейн, включающий отложения от триасовых до миоценовых, как пелагические, так и мелководно-морские. Особенно характерно распространение эоцен-миоценовых мелководных отложений в самых восточных выходах. Для них предполагается накопление на шельфе микроконтинента Бангай-Сула и последующее причленение к Сулавеси в результате коллизии. Перемещение осадочного террейна в западном направлении, нарушение более глубоководных отложений в его фронтальной части, образование пакета пластин из пород осадочного и офиолитового комплексов, стратиграфическое перекрытие метаморфических образований осадочными относятся к середине миоцена. Современные активные перемещения установлены на Центральном Сулавеси по системе левых сдвигов северо-западного и север-северо-западного простирания и небольшим северо-восточным правым сдвигам [248].

Движения плиоцен-четвертичного времени, очевидно, привели к существенным нарушениям в системе активной окраины с замыканием сегментов глубоководного желоба. Остатки структуры желоба с определенной долей условности можно предполагать в зоне трогов Боне — Томини — Горонтало, возможно, и Сангихе на расстоянии 80—100 км от вулканического фронта. Вблизи восточного изгиба вулканической зоны трог Горонтало имеет характерный асимметричный профиль дна, опущенного до глубины 3—4 км, и частично компенсирован осадками мощностью до 4 км. Буровые данные свидетельствуют о длительном развитии трогов перед фронтом дуги. Аномалии Буге могут соответствовать наличию коры, близкой к океанической. К трогам Томини, Горонтало и Сангихе приурочена основная масса мелкофокусных землетрясений [274]. Их механизмы во многих случаях свидетельствуют о сжатии, поперечном дуге. Сейсмофокальная зона погружена на запад под углом 55—65° вплоть до глубин 680 км при значительном уменьшении числа событий ниже 200 км.

Задуговой бассейн моря Сулавеси сходен с морем Банда по расположению в тылу обращенной к востоку крутой петли вулканической дуги, по значительным глубинам дна (до 5—5,5 км) и распространению мощных (до 2—3 км) турбидитных осадков. Разрез субокеанической коры имеет мощность 8—10 км и повсеместно включает в верхах базальты второго слоя (с  $v_{пл} = 5,1—5,3$  км/с и мощностью 1—2,7 км). Возраст коры по шкале геомагнитной полярности и буровым данным определяется как среднеэоценовый (аномалии 18—20). Скв.770 и 767 вскрыли подушечные и брекчированные базальты, отвечающие по составу N-типу MORB. Осадки от среднего эоцена до низов миоцена представлены пелагическими красными глинами с радиоляриями и марганцевыми микроконкрециями, сходными с одновозрастными слоями скв.291 на юге Филиппинского моря. Вверх по разрезу наблюдается переход к гемипелагическим окраинно-морским осадкам.

Современные прогибания, не компенсированные осадками, происходят во впадине Котабаты вблизи о-ва Минданао и в субширотном трого Минахаса вдоль северной ветви о-ва Сулавеси. Осадки этого трога полого наклонены в сторону островной дуги и нарушены пологим надвигом [248] (см. рис. 51). Так что здесь можно допустить развитие малоглубинного поддвигания коры задугового бассейна под вулканическую дугу, подобного отмеченному для моря Флорес и также связанного с субмеридиональным сжатием.

Узкий континентальный фрагмент Бангай-Сула ("шпора Сула", по Г. Штилле) протягивается субширотно на 200 км, постепенно расширяясь к западу до 70 км и подходя вплотную к структурам восточной ветви Сулавеси [164, 225].



На ряде островов в архипелагах Бангай и Сула обнажены палеозойские породы низких и средних ступеней метаморфизма: филлиты, зеленые сланцы, биотитовые и мусковитовые сланцы, кварциты и амфиболиты. Они прорваны телами гранитоидов пермско-триасового возраста (217—245 млн лет; К—Аг-метод) и перекрыты коагматичными им кислыми эффузивами наземного происхождения. Этот комплекс палеозойско-раннемезозойской континентальной коры раздроблен и перекрыт маломощными (около 300 м) толщами от верхов триаса — нижней юры до кайнозоя наземного и шельфового происхождения. Всеми исследователями отмеченные комплексы рассматриваются как чужеродные по отношению к Сулавеси. Былое положение микроконтинента Бангай-Сула реконструируется в районе п-ова Вогелкоп [164] или же в более восточных районах Новой Гвинеи [225]. Его сближение со структурами о-ва Сулавеси относится к позднему кайнозю.

Комплекс структур о-ва Хальмахера как бы повторяет в миниатюре структуры о-ва Сулавеси. Однако по отношению к существующей сейсмофокальной зоне здесь наблюдается обратная зональность дуги. Позднекайнозойская вулканическая зона включает западные ветви о-ва Хальмахера и примыкающую полосу мелких островов. В ее фундаменте отмечено присутствие более древних, мел-палеогеновых, вулканитов и глубинных метаморфических пород: графит-слюдистых и графит-ставролит-кианитовых сланцев, кварцитов, кварц-полевошпатовых гнейсов и роговообманковых сланцев; на небольшой площади присутствуют офиолитовые образования [162]. Для метаморфических пород можно предполагать принадлежность низам "гранитно-метаморфического" слоя древней островной дуги. В современной структуре они выведены на один уровень и тектонически совмещены с образованиями островодужных вулканов: андезитовыми лавами и брекчиями от верхнемеловых (?) до олигоценых и коралловыми известняками. Неогеновый разрез начинается мелководно-морскими карбонатными и терригенными толщами, иногда угленосными. Первое появление островодужного материала в породах, а также пачек лав и вулканокластов отмечено в составе турбидитных плиоценовых толщ. Вулканические постройки сложены породами позднего плейстоцена и голоцена: базальтами, андезитами и дацитами, которые сочетаются с рифовыми известняками.

Невулканическая зона в центральной части о-ва Хальмахера приведена в непосредственный контакт с вулканической зоной и, видимо, надвинута на нее. В северо-восточной ветви острова изучен пакет крутозалегающих покровных пластин офиолитов, метаморфических сланцев и мезозойско-кайнозойских отложений [162]. В составе офиолитового комплекса значительная роль принадлежит лерцолитам и гарцбургитам, которые вдоль разломов развальцованы и превращены в серпентинитовый меланж с глыбами основных пород. Известны также дуниты, кумулятивные габбро, нориты и микрогаббро, изредка базальтовые туфы и пиллоу-лавы с красными окремненными алевролитами в промежутках между подушками. Метаморфический комплекс востока Хальмахеры включает аповулканические породы верхов зеленосланцевой фации и породы пренит-пумпеллитовой фации с коросситом и жадеитом, иногда амфиболиты, филлиты, метаморфизованные карбонаты и кремни. Наличие мицралов высоких давлений позволяет предположительно связывать метаморфические преобразования пород со сжатием в условиях позднекайнозойской коллизии. В осадочном комплексе установлены отложения от берриасовых или верхнеюрских до эоценовых. Пелагические известняки и карбонатные турбидиты с фораминиферами и радиоляриями сменяются вверх и отчасти по простиранию гемипелагической брекчиевой толщей с прослоями песчаников и алевролитов, а выше мелководными известняками. Наличие свежего вулканического материала в известняках и турбидитах, преобладание в брекчиях обломков габбро, диоритов, базальтов и андезитов, как и присутствие штоков и даек этих пород, рвущих метаморфические образования, могут свидетельствовать о близости зоны седиментации к меловой вулканической дуге.

Отложения деформированы совместно с породами офиолитового и метаморфического комплексов и с несогласием перекрыты толщами верхов олигоцена и миоцена. Это несогласие предположительно связывается с главной реорганизацией границ плит на западе Тихого океана, относящейся к концу эоцена — началу олигоцена. Эпизод плейстоценовой складчатости и надвигообразования в центральной части острова и перерыва вулканической деятельности на западе, вероятно, был вызван коллизией западных и восточных ветвей о-ва Хальмахера. Современная структурная позиция невулканической зоны в тылу вулканической дуги, отличная от рассмотренной на Сулавеси, объясняется предположительно сменой полярности субдукции.

Современные структуры острова расположены между двумя зонами субдукции со встречным движением плит; западная зона в силу своей большей активности и глубины преникновения (до 230 км) является определяющей. Место глубоководного желоба над зоной субдукции занимает трог Талауд. Встречное перемещение островных дуг Хальмахера и Сулавеси-Сангихе в субширотном направлении, по-видимому, привело к их существенному сближению (до 1000 км).

Мезозойско-кайнозойская история севера Индонезии дополняет картину аккреции коры, выявленную для системы Банда и Сунда. Породы океанической коры и мантии на Калимантане, Сулавеси и Хальмахере, как и комплексы глубоководных кремнистых и глинистых отложений от триасовых до меловых и отчасти кайнозойских, представляют, по-видимому, наиболее северные из сохранившихся фрагментов палеоокеанического Индонезийского бассейна. Северная окраина Индонезийского бассейна в конце мезозоя была активной. Выше отмечено существование здесь парных структур вулканического пояса и глубоких прогибов (палеожелобов), в частности прогиба северо-запада Калимантана. Прогибы служили ловушками материала и значительно ограничивали терригенный снос в пределы Индонезийского бассейна. Активная субдукция, развитие известково-щелочного магматизма и наращение коры по краю Азиатского континента прекратилось в конце мела — палеоцене. Обдукция индонезийских океанических комплексов на континентальную окраину в начале палеогена привела к созданию широкой зоны дислокаций на востоке Калимантана и западе Сулавеси, вошедших в континентальную область Сундалэнд.

При изучении палеогеновой истории специального внимания заслуживают признаки определенной тектонической и магматической стабилизации как на юге, так и в северной части Индонезийского региона. Проявления островодужного известково-щелочного магматизма достоверно установлены только в западных районах о-ва Хальмахера. Комплекс вулканитов от верхнемеловых (?) до нижнеолигоценовых и глубинные метаморфические породы о-ва Хальмахера могли быть образованы в островодужной зоне, пограничной между Индонезийской и Тихоокеанской океаническими областями.

Становление новой зоны субдукции относится к концу палеогена — началу неогена. Как и на юге Индонезии, ее развитие началось по границе с блоком Сундалэнд и распространялось к северу в пределы океанического бассейна. Это привело, вероятно, к разделению котловин Западно-Филиппинской и Сулавеси. Последующая конвергенция этих океанических структур определила образование одинарной вулканической дуги Сулавеси-Сангихе и желоба в районе Боне—Томини—Горонтало. Первоначальное формирование надвигов и чешуй востока Сулавеси можно предполагать в пределах краевого вала, впоследствии нарушенного и тектонически совмещенного с вулканической дугой. Палеомагнитные реконструкции бывшего положения сегментов дуги Сулавеси-Сангихе позволяют показать для раннего миоцена общее простиранье, близкое к субмеридиональному, и выпуклость к востоку [195].

На современном этапе развития системы активной окраины субдуцирующая плита уже достигла предельных глубин, нарушения и скупивание в коре захватили преддуговую и отчасти задуговую зоны. Все деформации закономерно связываются

с коллизией островной дуги и микроконтинента Бангай-Сула, включенного в перемещающуюся плиту [248, 225, 195]. Следствием давления микроконтинента Бангай-Сула могли явиться прекращение субдукции в районе Сулавеси, замыкание участка желоба, образование отмеченного перегиба дуги и ее разрыв по сдвигу Палу. Перед фронтом микроконтинента была сформирована система покровных пластин и складок восточной вергентности. Начало коллизии на Сулавеси датируется серединой миоцена. Развитие деформаций и сопровождающего их накопления грубых моласс может быть прослежено вплоть до плиоцена. Современная субдукция локализована по разные стороны Молуккского моря. Океанический комплекс Молуккского моря сильно тектонизирован и почти полностью субдуцирован под островные дуги. Тектоническая обстановка в этом районе рассматривается исследователями как коллизия дуг Сулавеси и Хальмахера [164, 162]. Сам о-в Хальмахера представляет экзотический элемент в системе Северной Индонезии, заметно отличающийся по возрасту основных комплексов пород.

### ФИЛИППИНСКАЯ СИСТЕМА

На Филиппинском архипелаге и прилегающих площадях строение континентальной окраины особенно усложняется. Вкрест простирается на островах выделяется от четырех до семи террейнов, совмещенных тектонически [181, 266]. Ведущее значение в позднекайнозойском структурообразовании принадлежит, по-видимому, Филиппинской зоне субдукции, связанным с ней сложной островной дуге и желобу, пограничному с Филиппинской плитой. На юге островодужной системы, на о-ве Минданао, происходит ее сложное (тройное) сочленение с островными дугами Сулавеси-Сангихе и Сулу. В морях Южно-Китайском, Сулу и Сулавеси представлен комплекс задуговых структур. Помимо глубоководных котловин, он включает Северо-Палаванский континентальный фрагмент и несколько более мелких континентальных блоков.

Вулканическая зона Филиппин прослеживается в виде слабовыпуклой к северо-востоку дуги от Минданао через острова Лейте, Масбате и другие до юго-восточной оконечности о-ва Лусон. У 15° с.ш. полоса вулканов и интрузивных массивов резко смещается к западу и на о-ве Лусон приобретает субмеридиональное простираение. Общая протяженность зоны около 2000 км. В фундаменте вулканической зоны обнаруживается совмещение различных комплексов пород; характерно присутствие офиолитовых образований, как позднемезозойских, так и палеогеновых. В офиолитовом комплексе Замбалес на западе Лусона изучена последовательность пород от тектонизированных гипербазитов с телами хромитов к полосчатым и затем однородным габбро, далее к долеритам, пиллоу-базальтам и, наконец, к переслаивающимся пелагическим известнякам и кремням верхнего эоцена [236]. В разрезе мантийных гарцбургитов и дунитов (около 1 км) снизу вверх возрастает деплетированность пород, что связывается предположительно с извлечением базальтовой составляющей в ходе магмогенерации [145].

Коровная часть разреза залегает со срывом и тектонизацией пород в основании. В низах (1—2 км) в ней отмечено преобладание оливниновых габбро на юго-востоке и норитов в северо-западных выходах. Долериты в верхней части разреза (менее 2 км) обычно образуют рой даек со сложным пересечением границ. С ними тесно связаны базальтовые пиллоу-лавы и брекчии (до 3 км). Изученные вариации состава пород в коровых разрезах хребта Замбалес указывают на наличие толентов как N-типа MORB — предположительно окраинно-морских, так и островодужных. Последним соответствует и большая деплетированность мантийной части разреза [145]. В литературе дискутируется вопрос о принадлежности различающихся офиолитовых комплексов одновременно или же последовательно развивавшимся элементам континентальной окраины.

В центральной и восточной частях Лусона в нарушенных офиолитовых комплек-

сах присутствуют близкие по возрасту породы от верхнемеловых до нижнеэоценовых. Наличие достаточно кислых дифференциатов среди эффузивных и интрузивных образований, перекрытие их турбидитами свидетельствуют о вероятном формировании корового разреза в зоне позднемеловой — раннеэоценовой активной окраины [181]. Метаморфизм подстилающих пород, преимущественно в зеленосланцевой фации, возможно, был связан с процессами, происходившими на глубине синхронно с островодужным вулканизмом. Фрагменты островодужных андезито-базальтовых комплексов верхнего мела — палеогена известны и в фундаменте более южных сегментов дуги — на островах Мариндуке, Негрос и Себу, а также на Минданао [164, 266]. Все офиолитовые, метаморфические и вулканические комплексы фундамента представляют, по мнению Д. Карига, террейны, сформировавшиеся на сложной Тихоокеанско-Евразийской границе и совмещенные не позднее эоцена. Со скучиванием террейнов и сутурообразованием на западе Лусона, о-ве Панай и еще в ряде мест могло быть связано формирование меланжа и олистостром.

Разрез молодого островодужного комплекса Филиппин в ряде мест начинается породами верхнего олигоцена — низов миоцена. Наиболее распространены вулканы и интрузивные образования от верхнемиоценовых до четвертичных. На Северном Лусоне основную часть вулканической зоны образуют интрузивные массивы. Они сложены диоритами и кварцевыми диоритами; с юго-востока на северо-запад происходит последовательное омоложение пород и повышение их щелочности и литофильности, с переходом от островодужных толеитов к известково-щелочным образованиям и далее — с появлением сиенитов. На Центральном Лусоне, Миндоро и Мариндуке зона образована несколькими вулканическими группами с распространением пород известково-щелочной серии от базальтов до липаритов. Повышение их щелочности и обогащение легкими литофильными элементами с крупными ионами происходит как в северо-восточном, так и в западном направлении [137]. В базальтах и андезитах с Миндоро, Мариндуке и соседних мелких островов изменения доходят до появления щелочных разновидностей пород. Одновременное увеличение в них отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вплоть до 0,7054 может указывать на контаминацию магм коровым материалом из Северо-Палаванского континентального блока. На о-ве Панай интересна находка среднемиоценовых пород, близких к бонинитам.

Существенный элемент Филиппинской дуги представляют крупные грабенообразные прогибы с мощной (до 6 км и более) седиментацией, происходившей от эоцена или олигоцена до голоцена. Филиппинский сдвиг протягивается в направлении, продольном по отношению к дуге, более чем на 1000 км. По нему фиксируется левобокое смещение с амплитудой около 200 км. Характер сдвиговых смещений, образование ряда мелких раздвиговых структур, а также длительное существование системы позднекайнозойских прогибов могли быть связаны с косою субдукцией Филиппиноморской плиты под островную дугу.

Внешняя зона Филиппинской дуги выделяется неотчетливо, так как позднекайнозойские вулканоплутонические структуры местами распространяются далеко на восток. Более древние образования сравнимы с комплексами фундамента вулканической зоны: офиолитовыми, метаморфическими и иногда вулканическими. В нарушенных офиолитовых комплексах разных районов Филиппин установлена территориальная близость островодужных и океанических (задуговых?) образований и их метаморфических эквивалентов [266]. На п-ове Пуяда Юго-Восточного Минданао в крупной офиолитовой пластине, по-видимому, сохранилась в общем виде первоначальная последовательность пород. Гипербазиты представлены оливин-ортопироксеновыми и оливин-ортопироксен-плагноклазовыми кумулятами, в разной степени метаморфизованными. Главная масса габбро, долеритов и базальтов по химическому и минералогическому составу соответствует породам N-типа MORB, среднедифференцированным. Однако часть пород, более высоко дифференцированных, с большим содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Ba, Sr и низкими концентрациями Cr, Ni, Ti, Zr, представляет собой островодужные толеиты.

с коллизией островной дуги и микроконтинента Бангай-Сула, включенного в перемещающуюся плиту [248, 225, 195]. Следствием давления микроконтинента Бангай-Сула могли явиться прекращение субдукции в районе Сулавеси, замыкание участка желоба, образование отмеченного перегиба дуги и ее разрыв по сдвигу Палу. Перед фронтом микроконтинента была сформирована система покровных пластин и складок восточной вергентности. Начало коллизии на Сулавеси датируется серединой миоцена. Развитие деформаций и сопровождающего их накопления грубых моласс может быть прослежено вплоть до плиоцена. Современная субдукция локализована по разные стороны Молуккского моря. Океанический комплекс Молуккского моря сильно тектонизирован и почти полностью субдуцирован под островные дуги. Тектоническая обстановка в этом районе рассматривается исследователями как коллизия дуг Сулавеси и Хальмахера [164, 162]. Сам о-в Хальмахера представляет экзотический элемент в системе Северной Индонезии, заметно отличающийся по возрасту основных комплексов пород.

### ФИЛИППИНСКАЯ СИСТЕМА

На Филиппинском архипелаге и прилегающих площадях строение континентальной окраины особенно усложняется. Вкрест простираения на островах выделяется от четырех до семи террейнов, совмещенных тектонически [181, 266]. Ведущее значение в позднейкайнозойском структурообразовании принадлежит, по-видимому, Филиппинской зоне субдукции, связанным с ней сложной островной дуге и желобу, пограничному с Филиппинской плитой. На юге островодужной системы, на о-ве Минданао, происходит ее сложное (тройное) сочленение с островными дугами Сулавеси-Сангихе и Сулу. В морях Южно-Китайском, Сулу и Сулавеси представлен комплекс задуговых структур. Помимо глубоководных котловин, он включает Северо-Палаванский континентальный фрагмент и несколько более мелких континентальных блоков.

Вулканическая зона Филиппин прослеживается в виде слабовыпуклой к северо-востоку дуги от Минданао через острова Лейте, Масбате и другие до юго-восточной оконечности о-ва Лусон. У 15° с.ш. полоса вулканов и интрузивных массивов резко смещается к западу и на о-ве Лусон приобретает субмеридиональное простираение. Общая протяженность зоны около 2000 км. В фундаменте вулканической зоны обнаруживается совмещение различных комплексов пород; характерно присутствие офиолитовых образований, как позднемезозойских, так и палеогеновых. В офиолитовом комплексе Замбалес на западе Лусона изучена последовательность пород от тектонизированных гипербазитов с телами хромитов к полосчатым и затем однородным габбро, далее к долеритам, пиллоу-базальтам и, наконец, к переслаивающимся пелагическим известнякам и кремням верхнего эоцена [236]. В разрезе мантийных гарцбургитов и дунитов (около 1 км) снизу вверх возрастает деплетированность пород, что связывается предположительно с извлечением базальтовой составляющей в ходе магмогенерации [145].

Коровная часть разреза залегает со срывом и тектонизацией пород в основании. В низах (1—2 км) в ней отмечено преобладание оливиновых габбро на юго-востоке и норитов в северо-западных выходах. Долериты в верхней части разреза (менее 2 км) обычно образуют рой даек со сложным пересечением границ. С ними тесно связаны базальтовые пиллоу-лавы и брекчии (до 3 км). Изученные вариации состава пород в коровых разрезах хребта Замбалес указывают на наличие толентов как N-типа MORB — предположительно окраинно-морских, так и островодужных. Последним соответствует и большая деплетированность мантийной части разреза [145]. В литературе дискутируется вопрос о принадлежности различающихся офиолитовых комплексов одновременно или же последовательно развивавшимся элементам континентальной окраины.

В центральной и восточной частях Лусона в нарушенных офиолитовых комплек-

сах присутствуют близкие по возрасту породы от верхнемеловых до нижнеэоценовых. Наличие достаточно кислых дифференциатов среди эффузивных и интрузивных образований, перекрытие их турбидитами свидетельствуют о вероятном формировании корового разреза в зоне позднемеловой — раннеэоценовой активной окраины [181]. Метаморфизм подстилающих пород, преимущественно в зеленосланцевой фации, возможно, был связан с процессами, происходившими на глубине синхронно с островодужным вулканизмом. Фрагменты островодужных андезито-базальтовых комплексов верхнего мела — палеогена известны и в фундаменте более южных сегментов дуги — на островах Мариндуке, Негрос и Себу, а также на Минданао [164, 266]. Все офиолитовые, метаморфические и вулканические комплексы фундамента представляют, по мнению Д. Карига, террейны, сформировавшиеся на сложной Тихоокеанско-Евразийской границе и совмещенные не позднее эоцена. Со скучиванием террейнов и сутурообразованием на западе Лусона, о-ве Панай и еще в ряде мест могло быть связано формирование меланжа и олистоостром.

Разрез молодого островодужного комплекса Филиппин в ряде мест начинается породами верхнего олигоцена — низов миоцена. Наиболее распространены вулканы и интрузивные образования от верхнемиоценовых до четвертичных. На Северном Лусоне основную часть вулканической зоны образуют интрузивные массивы. Они сложены диоритами и кварцевыми диоритами; с юго-востока на северо-запад происходит последовательное омоложение пород и повышение их щелочности и литофильности, с переходом от островодужных толеитов к известково-щелочным образованиям и далее — с появлением сиенитов. На Центральном Лусоне, Миндоро и Мариндуке зона образована несколькими вулканическими группами с распространением пород известково-щелочной серии от базальтов до липаритов. Повышение их щелочности и обогащение легкими литофильными элементами с крупными ионами происходит как в северо-восточном, так и в западном направлении [137]. В базальтах и андезитах с Миндоро, Мариндуке и соседних мелких островов изменения доходят до появления щелочных разновидностей пород. Одновременное увеличение в них отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вплоть до 0,7054 может указывать на контаминацию магм коровым материалом из Северо-Палаванского континентального блока. На о-ве Панай интересна находка среднемиоценовых пород, близких к бонинитам.

Существенный элемент Филиппинской дуги представляют крупные грабенообразные прогибы с мощной (до 6 км и более) седиментацией, происходившей от эоцена или олигоцена до голоцена. Филиппинский сдвиг протягивается в направлении, продольном по отношению к дуге, более чем на 1000 км. По нему фиксируется левобокое смещение с амплитудой около 200 км. Характер сдвиговых смещений, образование ряда мелких раздвиговых структур, а также длительное существование системы позднекайнозойских прогибов могли быть связаны с косою субдукцией Филиппиноморской плиты под островную дугу.

Внешняя зона Филиппинской дуги выделяется неотчетливо, так как позднекайнозойские вулканоплутонические структуры местами распространяются далеко на восток. Более древние образования сравнимы с комплексами фундамента вулканической зоны: офиолитовыми, метаморфическими и иногда вулканическими. В нарушенных офиолитовых комплексах разных районов Филиппин установлена территориальная близость островодужных и океанических (задуговых?) образований и их метаморфических эквивалентов [266]. На п-ове Пуяда Юго-Восточного Минданао в крупной офиолитовой пластине, по-видимому, сохранилась в общем виде первоначальная последовательность пород. Гипербазиты представлены оливин-ортопироксеновыми и оливин-ортопироксен-плаггиоклазовыми кумулятами, в разной степени метаморфизованными. Главная масса габбро, долеритов и базальтов по химическому и минералогическому составу соответствует породам N-типа MORB, среднедифференцированным. Однако часть пород, более высоко дифференцированных, с большим содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Ba, Sr и низкими концентрациями Cr, Ni, Ti, Zr, представляет собой островодужные толеиты.

Филиппинский глубоководный желоб наиболее отчетливо выражен на дугообразном отрезке от Минданао до Юго-Восточного Лусона, где он достигает глубины более 9 км. У 15° с.ш. структура желоба, видимо, смещена по левому сдвигу около 200 км. На юге желоб заканчивается вблизи о-ва Хальмахера. Структуре желоба отвечает полоса минимумов аномалий силы тяжести в свободном воздухе, также наиболее значительных ( $-250$  мГал) на дугообразном отрезке желоба, несколько уменьшающихся на севере, а на юге поворачивающихся вдоль простирания дуги Сангихе. Представляется, что здесь гравитационный минимум трассирует часть желоба, не выраженную геоморфологически. Гравиметрические и ограниченные сейсмические данные позволяют судить о сочленении в желобе структур с субконтинентальной и океанической корой [93]. Быстрая смена двух типов коры, связанный с желобом значительный градиент гравитационного поля в редукции Буге, асимметричное сечение желоба отвечают субдукции Филиппинской плиты под островную дугу. С этим процессом связаны достаточно частые землетрясения, прослеживаемые вплоть до глубин в 600 км [274]. Определение механизмов очагов землетрясений показывает, что напряжения максимального сжатия в верхней части сейсмофальной зоны ориентированы субгоризонтально, а глубже 300 км — почти параллельно этой зоне, как это наблюдается и для Японо-Курильского региона. Для поверхностных и промежуточных землетрясений установлено преобладание взбросовых и надвиговых смещений, направленных под углом к Филиппинской дуге, что соответствует условиям отмеченной косой субдукции.

Вулканическая дуга Сулу протягивается на расстояние около 800 км со слабой выпуклостью к юго-востоку. Ее фундамент представлен породами офиолитовой ассоциации [164]. На Замбоанга они входят в нарушенный комплекс, включающий серпентиниты, габбро, зеленые сланцы, кварциты и мраморы. Вулканический комплекс в центральной части дуги образован андезитами и дацитами плиоцен-четвертичного возраста, на флангах разрез начинается с миоцена. Образование дуги Сулу в тылу Филиппинской дуги пока не получило обоснованного объяснения. Вулканическая дуга не сопровождается желобом и не связывается с активной субдукцией. В разных вариантах реконструкций предполагается противоположная полярность субдукции, иногда — смена ее полярности в середине миоцена.

Юго-восточная котловина моря Сулу сравнима по глубине и мощности осадков с бассейном моря Сулавеси. Результаты глубоководного бурения позволяют датировать раскрытие котловины серединой миоцена. Величины теплового потока (в среднем  $56$  мВт/м<sup>2</sup>) относительно малы для миоценовой коры, но в ряде мест они повышаются вплоть до  $104$  мВт/м<sup>2</sup>. Ограниченные сейсмические данные характеризуют мощность субокеанической коры порядка 6—8 км и непостоянное присутствие в разрезе базальтов второго слоя ( $v_{пл} = 4,5—5,2$  км/с). Сква. 768 прошла оливин-порфиновые базальты и два силла оливиновых долеритов (112 м), составы которых отвечают толеитам, промежуточным между MORB и островодужными. Чрезвычайно интересно непосредственное перекрытие базальтов нижнемиоценовыми образованиями пирокластических потоков риолитового и дацитного состава (250 м в скв. 768 и 771), которые, по-видимому, распространяются на север до подножий подводного хребта Кагаян. Перекрытие пирокластических образований пелагическими или гемипелагическими коричневыми глинами с радиоляриями свидетельствует об образовании всего комплекса пород в достаточно глубоководной обстановке. То есть заполнение задугового бассейна здесь началось быстрым накоплением вулканитов несомненно островодужного облика, что представляет специфику моря Сулу и может быть связано с развитием вулканизма в хребте Кагаян.

Обе котловины моря Сулу, разделяющий их хребет Кагаян и Северо-Палаванский континентальный фрагмент ориентированы почти под прямым углом к Филиппинской островодужной системе. Геологические данные по морю и дуге Сулу позволяют относить появление этих структурных направлений уже к началу миоцена. Молодые трюги Сулу и Негрос на периферии юго-восточной котловины моря

аналогичны трогам моря Сулавеси и также могут быть связаны в своем образовании со сжатием и малоуглубленным поддвижением окраинно-морской коры под островодужную.

В Южно-Китайском море позднекайнозойские структуры в целом сопоставимы с отмеченными в море Сулу. Глубины дна здесь несколько меньше (до 4,4 км), мощность осадков по периферии котловины больше. Сейсмические данные показывают океанический характер и чрезвычайно малую мощность коры в Южно-Китайском море, равную 5—6 км [8, 265, 93]. Породы второго слоя ( $v_{пл} = 4,5—5,2$  км/с) здесь обычно мощнее, а третий слой ( $v_{пл} = 6,3—6,7$  км/с) и кора в целом тоньше, чем в Тихом океане. На востоке глубоководной котловины под сравнительно маломощными осадками (0,5—1 км) было намечено существование окраинно-морской коры среднеолигоценного-раннемиоценового возраста с субширотной системой симметричных магнитных аномалий от 10-й (или 11-й) до 6-й. Для значений теплового потока наблюдается хорошее соответствие возрасту коры (от 90 до 107 мВт/м<sup>2</sup>). На юго-западе глубоководной котловины смена простираний на северо-восточные, линейность и резкая геоморфологическая выраженность структур, несколько более высокие средние значения теплового потока (114 мВт/м<sup>2</sup>) могут быть связаны с более поздним раскрытием. В центральной части котловины детальные геолого-геофизические исследования показывают сложную картину расположения отрезков 6-й и 5-й магнитных аномалий и структур дна, ориентированных тоже в северо-восточном направлении и смещенных по серии трансформных разломов [223]. Таким образом, смена направления спрединга около 20 млн лет назад и раскрытие в юго-восточном направлении получили разное структурное выражение на западе — в новообразованной части котловины — и на востоке — внутри существовавшей спрединговой зоны.

Ограничения глубоководной котловины в ряде мест связаны с разломами континентального склона, выраженными в рельефе дна, в магнитном и гравитационном полях [265]. По обе ее стороны сохранились фрагменты континентальной коры, принадлежавшей первоначально мезозойской континентальной окраине Китая. На севере распространение пород континентальной коры известно на китайском шельфе и на банке Мэклсфилд. В южном обрамлении котловины драгировки на банках Рид и Дэнджерес-Граундс дали гнейсы, гранат-слюдистые сланцы, кварциты, амфиболиты, глинистые сланцы, песчаники с поздне триасовой флорой, а также метаграниты, габбро, диориты и риолиты с возрастом 122 и 113 млн лет (К — Аг-метод). Пройденный скважиной на банке Рид мощный разрез морских терригенных пород нижнего мела и, возможно, юры сходен с разрезами преддуговых зон [265]. Карбонатный комплекс верхнего олигоцена — низов миоцена не имеет аналогов в Китае; его формирование предполагается во время отчленения и дрефта континентальных блоков. Грабенообразные прогибы северного обрамления котловины с мощным (до 9 км) терригенным выполнением формировались в палеогене в тылу раскрывающейся котловины, как это отмечено нами и для Японского и Охотского морей. По периферии Южно-Китайского моря фиксируется существование Палаванского и Манильского трогов, частично заполненных осадками.

Трог Манила по ряду особенностей может быть сопоставлен с глубоководными желобами. Трог протягивается вдоль побережья Лусона на 800 км, сопровождаясь на востоке полосой прогибов Западно- и Северо-Лусонского (предположительно преддуговых). Восточнее с ним может быть связана часть вулканоплутонических структур Лусона. На глубине трог и вулканической полосе, по-видимому, соответствует сейсмофокальная зона, погружающаяся к востоку на 200 км. Трог Манила асимметричен, имеет глубины 4—5 км и выполнен мощными осадками. На профилях МОВ разных модификаций на внешнем его склоне виден очень пологий наклон слоев к востоку, на внутреннем — клин нарушенных осадков шириной от 20 до 100 км, часто рассматриваемый как аккреционная призма [167] (см. рис. 51). Внутренняя структура клина характеризуется распространением хаотических дислокаций и от-



дельных четких рефлекторов, вероятно отвечающих надвигам, полого (10—25°) наклоненным внутрь склона. В дислокации и образование аккреционного клина вовлечена только верхняя толща турбидитов (до 2,6 км), сорванная со своего основания, представленного гемипелагическими отложениями. Поверхность срыва (*décollement*) прослеживается под внутренним склоном трога субгоризонтально на расстоянии около 30 км (на одном из профилей — до 70 км), нередко образуя пологие перегибы. Картина нарушений близка к наблюдавшимся в других трогах, отмеченных выше по периферии окраинных морей. Представляется, что она отражает мало-глубинный поддвиг и не дает доказательств глубинной субдукции. Основным свидетельством субдукции в троге Манила, по-видимому, следует считать существование активной сейсмофокальной зоны, достигающей промежуточных глубин [167]. Ее наклон изменяется от 40° на севере до почти вертикального на юге. Сейсмичность сравнительно невысокая. Весь комплекс данных по трогам Манила позволяет предполагать здесь постепенное превращение мало-глубинного поддвига в настоящую зону субдукции.

Северо-Палаванский континентальный фрагмент по тектоническому положению и размерам сопоставим с фрагментом Бангай-Сула (см. рис. 49). Он простирается от центральных районов о-ва Палаван к северо-востоку, постепенно расширяясь и включая острова Каламиан, прилегающие участки шельфа, юго-западную часть о-ва Миндоро, о-ва Таблас и крайний северо-запад о-ва Панай. На всей площади преимущественным распространением пользуются комплексы пород, чужеродные для Филиппин: известняки и богатые кварцем обломочные породы от пермских до позднемезозойских и их метаморфические аналоги [164, 170]. По сравнению с районами Юго-Восточного Китая пермские и триасовые толщи распространены значительно шире и представлены более глубоководными отложениями. Нижне-среднетриасовая толща (до 1 км) сложена тонкослоистыми радиоляритами, красными, зелеными и черными, местами переслаивающимися с известняками или глинистыми сланцами, нередко содержащими слои марганцевых руд, а в отдельных случаях также базальтовых лав и туфов. Образование складок и локальный метаморфизм в пермо-триасовых слоях, внедрение отдельных интрузивных тел кварцевых монзонитов и кварцевых диоритов, повсеместное отсутствие верхнетриасовых (дорэтских) отложений, вероятно, представляют свидетельства индосинийских движений. Рэтские и юрско-меловые толщи распространены ограниченно. Сравнение меловых разрезов востока Китая, китайского шельфа, банки Рид, шельфа о-ва Палаван позволяет проследить последовательное изменение фаций от наземных вулканитов и флювиоозерных отложений до полностью морских карбонатно-терригенных толщ, соответствующее их первоначальному зональному распространению на континентальной окраине Китая. Близость к китайскому побережью установлена и для накопления палеогеновых отложений. Середина олигоцена во всем обрамлении Южно-Китайского моря отвечает важное региональное несогласие, связанное с отчленением и дрейфом континентальных блоков Северо-Палаванского, банки Рид и других и раскрытием морского бассейна.

Образования Северо-Палаванского фрагмента совмещены на юге с офиолитовым комплексом верхнего мела — палеогена [232]. Последовательный разрез включает дунит-гарцбургитовые тектониты с телами хромитов, с дайками дунитов и пироксенитов (2 км), маломощный троктолитовый горизонт, выше полосчатые габбро и в самом верху — однородные габбро-нориты с секущими телами долеритов и плаггиогранитов (не более 1 км). Разрез венчается базальтовыми пиллоу-лавами и брекчиями (1 км), которые сверху сочетаются с красными кремнями и марганценосными отложениями. Тектоническое совмещение офиолитов юга Палавана и Северо-Палаванского континентального фрагмента предполагается в раннем миоцене.

В современной структуре Северо-Палаванский континентальный фрагмент совмещен с Филиппинской дугой, с образованием на о-ве Миндоро пакета пластин, надвинутых к юго-западу [231] (см. рис. 50). В нижней пластине, перекрывающей третич-

ные отложения Северо-Палаванского фрагмента, представлены образования офиолитового комплекса Эмней среднеолигоценного возраста, рассматриваемые как породы коры Южно-Китайского моря. В них наблюдается характерная последовательность от серпентинизированных гарцбургитов и дунитов к полосчатым и изотропным габбро и далее, после надвига, к базальтовым пиллоу-лавам и пиллоу-брекчиям с красным алевролитовым цементом. Выше согласно залегают красные алевролиты и песчаники среднего олигоцена (100 м), затем туфопесчаники и туфы (несколько сотен метров). В составе перекрывающих пластин изучены более древние офиолиты, вулканогенные и метаморфические породы. Образование зоны коллизии произошло в середине миоцена и сопровождалось локальным накоплением олистостром. Зона продолжает к юго-востоку структуру трога Манила. Общее дугообразное простираание надвигов этой зоны и элементов вулканической дуги следует краю Северо-Палаванского фрагмента. Образование здесь резкого перегиба дуги подтверждается и палеомагнитными данными. Косое смещение и повороты структур Филиппинской островной дуги и желоба, происходящая, по-видимому, смена полярности субдукции в северном отрезке дуги создали в районе 15° с.ш. сложный зигзагообразный изгиб структур ("двойной ороклин", по У. Гамильтону).

Поднятие Бенхам в смежной части Филиппинского моря закономерно включено в комплекс структур этого изгиба. Это изометричное подводное поднятие имеет морфологические и геологические особенности, характерные и для других океанических поднятий Западной Пацифики (Шатского, Магелланова и др.). Поэтому здесь можно предполагать существование утолщенной низкоплотностной коры. Толстые базальты второго слоя перекрыты карбонатными осадками от верхнеэоценовых до четвертичных (до 400 м); отсутствие терригенного детрита свидетельствует о седиментации в удалении от Филиппин. Выпадение из разреза поднятия нескольких микрофаунистических зон на уровне нижнего и среднего миоцена объясняется предположительно его приближением к островной дуге. Последовательность явлений коллизии островной дуги с поднятием Бенхам и встречной коллизии с Северо-Палаванским фрагментом пока остается недостаточно документированной.

Рассмотрение геологических материалов по Филиппинам показывает, что все образующие их комплексы пород могут рассматриваться как фрагменты мел-палеогеновой азиатской окраины, значительно смещенные и повернутые относительно современного континентального края и друг относительно друга. Зональность меловых и более древних структур может быть прослежена лишь в самом общем виде. Отложения нижнего—среднего триаса, представленные радиоларитами, несомненно отвечают более глубоководной части океанического бассейна, чем в Индонезии. Их присутствие свидетельствует о значительном распространении на восток бассейна Палеотетис — вероятно, вплоть до соединения с палео-Тихим океаном. Проявление индосинийских движений, связанных с закрытием Палеотетиса, по-видимому, может быть прослежено до образований Северо-Палаванского блока, дислоцированных и нарастивших в позднем триасе азиатскую континентальную окраину.

Более молодые океанические отложения встречаются в глыбах, но не были пока обнаружены в разрезах Филиппин. Позднемезозойские-раннепалеогеновые островные дуги, желоба и задуговые бассейны сохранились крайне фрагментарно. Офиолиты меланократового фундамента этих структур во многих районах выведены на поверхность. В ряде случаев: на западе Лусона, на Палаване, на востоке Минданао — офиолиты лишь слабо тектонизированы, так что в них сохраняется ненарушенной общая последовательность пород, мощностью до 5—6 км. Принадлежность офиолитовых комплексов островодужному или окраинно-морскому фундаменту часто остается неясной. И можно предполагать определенную петрологическую близость пород фундамента в обеих структурных зонах, совместное присутствие в окраинных морях образований как океанического, так и островодужного типа.

дельных четких рефлекторов, вероятно отвечающих надвигам, полого (10—25°) наклоненным внутрь склона. В дислокации и образование аккреционного клина вовлечена только верхняя толща турбидитов (до 2,6 км), сорванная со своего основания, представленного гемипелагическими отложениями. Поверхность срыва (*décollement*) прослеживается под внутренним склоном трога субгоризонтально на расстоянии около 30 км (на одном из профилей — до 70 км), нередко образуя пологие перегибы. Картина нарушений близка к наблюдавшимся в других трогах, отмеченных выше по периферии окраинных морей. Представляется, что она отражает мало-глубинный поддвиг и не дает доказательств глубинной субдукции. Основным свидетельством субдукции в троге Манила, по-видимому, следует считать существование активной сейсмофокальной зоны, достигающей промежуточных глубин [167]. Ее наклон изменяется от 40° на севере до почти вертикального на юге. Сейсмичность сравнительно невысокая. Весь комплекс данных по трог Манила позволяет предполагать здесь постепенное превращение мало-глубинного поддвиг в настоящую зону субдукции.

Северо-Палаванский континентальный фрагмент по тектоническому положению и размерам сопоставим с фрагментом Бангай-Сула (см. рис. 49). Он простирается от центральных районов о-ва Палаван к северо-востоку, постепенно расширяясь и включая острова Каламиан, прилегающие участки шельфа, юго-западную часть о-ва Миндоро, о-ва Таблас и крайний северо-запад о-ва Панай. На всей площади преимущественным распространением пользуются комплексы пород, чужеродные для Филиппин: известняки и богатые кварцем обломочные породы от пермских до позднемезозойских и их метаморфические аналоги [164, 170]. По сравнению с районами Юго-Восточного Китая пермские и триасовые толщи распространены значительно шире и представлены более глубоководными отложениями. Нижне-среднетриасовая толща (до 1 км) сложена тонкослоистыми радиоляритами, красными, зелеными и черными, местами переслаивающимися с известняками или глинистыми сланцами, нередко содержащими слои марганцевых руд, а в отдельных случаях также базальтовых лав и туфов. Образование складок и локальный метаморфизм в пермо-триасовых слоях, внедрение отдельных интрузивных тел кварцевых монзонитов и кварцевых диоритов, повсеместное отсутствие верхнетриасовых (дорэтских) отложений, вероятно, представляют свидетельства индосинийских движений. Рэтские и юрско-меловые толщи распространены ограниченно. Сравнение меловых разрезов востока Китая, китайского шельфа, банки Рид, шельфа о-ва Палаван позволяет проследить последовательное изменение фаций от наземных вулканитов и флювиоозерных отложений до полностью морских карбонатно-терригенных толщ, соответствующее их первоначальному зональному распространению на континентальной окраине Китая. Близость к китайскому побережью установлена и для накопления палеогеновых отложений. Середина олигоцена во всем обрамлении Южно-Китайского моря отвечает важное региональное несогласие, связанное с отчленением и дрейфом континентальных блоков Северо-Палаванского, банки Рид и других и раскрытием морского бассейна.

Образования Северо-Палаванского фрагмента совмещены на юге с офиолитовым комплексом верхнего мела — палеогена [232]. Последовательный разрез включает дунит-гарцбургитовые тектониты с телами хромитов, с дайками дунитов и пироксенитов (2 км), маломощный троктолитовый горизонт, выше полосчатые габбро и в самом верху — однородные габбро-нориты с секущими телами долеритов и плаггиогранитов (не более 1 км). Разрез венчается базальтовыми пиллоу-лавами и брекчиями (1 км), которые сверху сочетаются с красными кремнями и марганценосными отложениями. Тектоническое совмещение офиолитов юга Палавана и Северо-Палаванского континентального фрагмента предполагается в раннем миоцене.

В современной структуре Северо-Палаванский континентальный фрагмент совмещен с Филиппинской дугой, с образованием на о-ве Миндоро пакета пластин, надвинутых к юго-западу [231] (см. рис. 50). В нижней пластине, перекрывающей третич-

ные отложения Северо-Палаванского фрагмента, представлены образования офиолитового комплекса Эмней среднеолигоценного возраста, рассматриваемые как породы коры Южно-Китайского моря. В них наблюдается характерная последовательность от серпентинизированных гарцбургитов и дунитов к полосчатым и изотропным габбро и далее, после надвига, к базальтовым пиллоу-лавам и пиллоу-брекчиям с красным алевролитовым цементом. Выше согласно залегают красные алевролиты и песчаники среднего олигоцена (100 м), затем туфопесчаники и туфы (несколько сотен метров). В составе перекрывающих пластин изучены более древние офиолиты, вулканогенные и метаморфические породы. Образование зоны коллизии произошло в середине миоцена и сопровождалось локальным накоплением олистостром. Зона продолжает к юго-востоку структуру трога Манила. Общее дугообразное простираие надвигов этой зоны и элементов вулканической дуги следует краю Северо-Палаванского фрагмента. Образование здесь резкого перегиба дуги подтверждается и палеомагнитными данными. Косое смещение и повороты структур Филиппинской островной дуги и желоба, происходящая, по-видимому, смена полярности субдукции в северном отрезке дуги создали в районе 15° с.ш. сложный зигзагообразный изгиб структур ("двойной ороклин", по У. Гамильтону).

Поднятие Бенхам в смежной части Филиппинского моря закономерно включено в комплекс структур этого изгиба. Это изометричное подводное поднятие имеет морфологические и геологические особенности, характерные и для других океанических поднятий Западной Пацифики (Шатского, Магелланова и др.). Поэтому здесь можно предполагать существование утолщенной низкоплотностной коры. Толстые базальты второго слоя перекрыты карбонатными осадками от верхнеэоценовых до четвертичных (до 400 м); отсутствие терригенного детрита свидетельствует о седиментации в удалении от Филиппин. Выпадение из разреза поднятия нескольких микрофаунистических зон на уровне нижнего и среднего миоцена объясняется предположительно его приближением к островной дуге. Последовательность явлений коллизии островной дуги с поднятием Бенхам и встречной коллизии с Северо-Палаванским фрагментом пока остается недостаточно документированной.

Рассмотрение геологических материалов по Филиппинам показывает, что все образующие их комплексы пород могут рассматриваться как фрагменты мел-палеогеновой азиатской окраины, значительно смещенные и повернутые относительно современного континентального края и друг относительно друга. Зональность меловых и более древних структур может быть прослежена лишь в самом общем виде. Отложения нижнего—среднего триаса, представленные радиоларитами, несомненно отвечают более глубоководной части океанического бассейна, чем в Индонезии. Их присутствие свидетельствует о значительном распространении на восток бассейна Палеотетис — вероятно, вплоть до соединения с палео-Тихим океаном. Проявление индосинийских движений, связанных с закрытием Палеотетиса, по-видимому, может быть прослежено до образований Северо-Палаванского блока, дислоцированных и нарастивших в позднем триасе азиатскую континентальную окраину.

Более молодые океанические отложения встречаются в глыбах, но не были пока обнаружены в разрезах Филиппин. Позднемезозойские-раннепалеогеновые островные дуги, желоба и задуговые бассейны сохранились крайне фрагментарно. Офиолиты меланократового фундамента этих структур во многих районах выведены на поверхность. В ряде случаев: на западе Лусона, на Палаване, на востоке Минданао — офиолиты лишь слабо тектонизированы, так что в них сохраняется ненарушенной общая последовательность пород, мощностью до 5—6 км. Принадлежность офиолитовых комплексов островодужному или окраинно-морскому фундаменту часто остается неясной. И можно предполагать определенную петрологическую близость пород фундамента в обеих структурных зонах, совместное присутствие в окраинных морях образований как океанического, так и островодужного типа.

Мел-эоценовые островодужные вулканиты были встречены вдоль всего архипелага от Восточного Лусона до Минданао и, возможно, вплоть до о-ва Хальмахера на юге. В ряде участков метаморфические породы фундамента могли быть сформированы в ходе развития островодужного магматизма. Накопление в конце мела — эоцене туфотурбидитов, тонкослоистых вулканокластических песков и глин, отмеченное для Центрального Лусона, Палавана и о-ва Динагат, могло быть связано со структурой палеожелоба. Однако, достаточных данных для реконструкции такой структуры и системы активной окраины в целом пока нет. Скорее всего, позднемеловая островная дуга — прото-Филиппинская — была отделена от Восточно-Азиатского пояса окраинно-морским бассейном. Заложение этой дуги и основное развитие магматической активности произошло значительно позднее, чем в пределах пояса. В позднемеловое время можно предполагать их синхронное существование. Продолжение вулканизма вплоть до раннего эоцена представляет, по-видимому, специфику Филиппинского региона. Прото-Филиппинская островодужная система могла служить разграничением Индонезийского и Тихоокеанского бассейнов на протяжении около 25 млн лет. В середине эоцена система была значительно нарушена, с тектоническим совмещением пород разных структурных элементов и разных уровней коры и созданием субконтинентального фундамента Филиппин. Значительная тектоническая и магматическая активность в эоценовое время отличает Филиппинский регион от структур Индонезии.

С концом эоцена и олигоценом связано широкое развитие раздвигообразования. Раскрытие окраинно-морских зон, связанных с Филиппинами, происходило при косом перемещении океанических структур относительно Евразии, так что они существовали как бассейны типа косо го раздвига (pull apart). Наиболее ранний, среднеэоценовый, эпизод раскрытия фиксируется в море Сулавеси. В Южно-Китайском море переход от грабенообразования к рифтингу произошел в позднем олигоцене. Субмеридиональная ориентировка растяжений коррелируется с известными в других разновозрастных котловинах. Раннемиоценовое раздвигание было направлено к юго-востоку и проявилось в новообразовании моря Сулу, в развитии фланговых частей Южно-Китайской котловины и, вероятно, в некоторой перестройке ее центральной части.

Террейны Центральных Филиппин от Мариндуке до Минданао в позднем миоцене уже образовали единый субконтинентальный массив. По его краю можно предполагать субдукцию молодой филиппинской коры. Именно к середине миоцена относится оформление протяженной вулканической зоны Филиппин — дуги Сулу. В ее тылу моря Южно-Китайское и Сулу представляли, по-видимому, единый задуговой бассейн, который включал глубоководные котловины, находящиеся на разных стадиях развития, и микроконтиненты Северо-Палаванского блока, банки Рид и др. Общая структурная картина была достаточно сходной с существовавшей в Япономорском регионе.

Развитие Филиппинской системы, наметившееся в середине миоцена, продолжается до настоящего времени. К плиоцену элементы дуги уже приобрели свое современное положение. На флангах в плиоцен(?)—плейстоценовое время произошло ее продвижение на участки окраинно-морской коры, с образованием дуг Батаан и Сангихе. В центральной части системы субдукция Филиппинской плиты уже приблизилась к максимальным глубинам, значительную роль в ней сейчас могут играть внутренние дислокации и общее уплотнение среды, определяющее картину гравитационного поля в полосе от Филиппин до Сангихе.

Ход субдукции и перемещение элементов в системе активной окраины значительно осложняются ее столкновением с чужеродными коровыми блоками, которые в силу своей плавучести не могут быть субдуцированы под островную дугу [195]. Сближение Филиппинской дуги с океаническим низкоплотностным поднятием Бенхам в раннем или среднем миоцене привело, по-видимому, к ее разкому изгибанию и образованию сдвига в районе Лусона, к последующей коллизии структур и

приостановке субдукции. Смещение к западу островодужных элементов и юго-восточный дрейф Северо-Палаванского фрагмента, их коллизия в районе Миндоро и Панай в середине миоцена вызвали дальнейшее усложнение изгиба дуги и скупивание в зоне коллизии. Поверх континентального Северо-Палаванского фрагмента с северо-востока была надвинута пластина океанической коры Южно-Китайского моря, перекрытая далее нарушенными комплексами Филиппинской дуги. Эти нарушения сопровождалась локальным накоплением олистостром, а также образованием турбидитов в морях Сулу и Сулавеси.

Коллизия в районе Палавана и Миндоро явилась естественным следствием взаимодействия континентальных (или субконтинентальных) элементов. Севернее новообразованный массив Лусона — поднятия Бенхам был противопоставлен структурам Южно-Китайского моря с океанической корой, что привело к современному зарождению зоны субдукции трога Манила. На северном продолжении дуги ее элементы были приведены в коллизию со структурами Тайваня. Здесь миоцен-плиоценовые островодужные вулканиты и туфогенно-осадочные толщи Берегового хребта, а также фрагменты разреза океанической коры тектонически совмещены со структурами западной части острова [144]. Скупивание этих элементов в плиоцен-плейстоценовое время сопровождалось, по-видимому, развитием глаукофан-сланцевого метаморфизма и локальным олистострообразованием.

### ФИЛИППИНОМОРСКАЯ СИСТЕМА

Филиппиноморская часть Западного сектора служит его непосредственной границей с Тихоокеанской плитой. Система кайнозойской активной окраины состоит из глубоководного желоба во фронтальной части и трех разновозрастных вулканических зон, разделенных котловинами Филиппинского моря.

Современная островная дуга и желоб, пограничные с океаном, протягиваются субмеридионально от п-ова Идзу в Японии через архипелаги Идзу и Бонин к островам Волкано, далее образуют дугообразный изгиб вдоль Марианских островов и на юго-западе кулисно подставляются сегментами Яп, Палау и, возможно, Тоби. Общая протяженность структур более 4000 км. Регионы в их простирании образуются в местах сочленения с океаническими поднятиями Огасавара и Каролинским.

Вулканическая зона образует подводный хребет с серией мелких островов, в котором вдоль простирания отмечались заметные вариации морфологических особенностей, строения и мощности коры, состава верхнеплиоцен-четвертичных вулканических продуктов [95, 190]. В современных извержениях толеитовый островодужный магматизм северного сегмента дуги сменяется щелочным в сегменте Волкано и известково-щелочными далее к югу. Местами наблюдается и поперечная зональность. Вариации состава вулканитов по простиранию зоны, появление на островах Волкано и Иво-Дзима пород щелочной шошонитовой серии уже на раннем этапе извержений не позволяют говорить о какой-либо закономерной эволюции магматизма. В генерации шошонитовых магм центральной части дуги предполагается участие двух или более глубинных источников [190]. Именно здесь в коллизию с островной дугой приведено вулканическое поднятие Огасавара.

Внешняя зона дуги сложена третичными вулканитами, изученными на ряде островов и в скв. 458, 459, 778—786, 793 [157, 58 и др.]. Наиболее распространены пирокласты и лавы эоцен-олигоценного возраста с преобладанием пород дифференцированной серии островодужных толеитов и подчиненной ролью известково-щелочных пород. На островах Бонин, Гуам, в скв. 458 и 786 толеиты сочетаются с бонинитовыми пиллоу-лавами, брекчиями и дайками. Миоценовые вулканиты, преимущественно известково-щелочного состава, слагают сравнительно маломощные линзы в осадочной толще, а в скв. 781 в небольшом объеме присутствуют также верхнеплиоценовые базальты, одновозрастные породам вулканической зоны.

Комплекс меланократового фундамента внешней зоны дуги обнажен на подводном склоне и на о-ве Яп. Это мантийные гарцбургиты, серпентиниты, полосчатые габбро разного состава, амфиболиты, зеленокаменно измененные базальты и андезиты, долериты, толеитовые базальты, породы бонинитовой серии, а также плагиограниты и осадочные породы. Наиболее древние абсолютные датировки отвечают верхнему мелу (80—90 млн лет; К—Аг-метод). В целом здесь предполагается присутствие пород разновозрастных офиолитовых ассоциаций, принадлежащих, вероятно, коре и верхам мантии океана, возможно, также и энсиматической островной дуги.

Глубоководные желоба Идзу-Бонинский и Марианский располагаются параллельно островной дуге, почти прерываясь в районе сегмента Волкано — поднятия Огасавара. В южных сегментах они продолжаютсЯ небольшими желобами Яп и Палау и трогом Айю. Глубина желобов в основной части системы достигает более 9 км, а в южных сегментах уменьшается до 6 и затем 4 км. Покров осадков в желобах чрезвычайно маломощный. На приостровном борту не обнаруживается ни аккреционной призмь, ни развитого преддугового прогиба. Разрез скв. 460 характеризует постепенное увеличение глубин от уровня карбонатной компенсации до 6,5 км [93]. Разрез корь на обоих бортах желоба океанический.

Сейсмофокальная зона, связанная с желобами, погружается под крутыми и средними углами глубже 600 км. На флангах желобов глубины ее уменьшаются до 400 км и менее, одновременно с этим наблюдается и заметное выполаживание. Можно видеть, что у 25° с.ш. эти изменения происходят с приближением желобов к океаническому поднятию Огасавара, приведенному в коллизии с островодужными структурами, а у 10° с.ш. — с приближением к Каролинскому вулканическому поднятию. На юге глубина субдукции уменьшается вплоть до 100 км. В сегментах Яп и Палау, где зафиксированы только мелкофокусные землетрясения, отсутствует и современный вулканизм. Неравномерная ротация по часовой стрелке островов Палау (60—70°), Гуам (50°) и Сайпан (35°), ориентировка складок на этих островах, наличие на юге нескольких сдвиговых механизмов очагов землетрясений могут отвечать трансформному перемещению структур, связанному с косоь коллизией.

Остаточные островодужные зоны внутренней части Филиппинского моря сложены третичными вулканитами, разновозрастными развитым во внешней зоне современной дуги [157, 95]. В Западно-Марианской зоне, в тылу Марианской дуги, скв. 451 и 453 позволяют судить о распространении миоценовых туфов, туфо- и лавобрекчий, отвечающих по составу базальтам и андезитам известково-щелочной серии (около 900 м), а также, вероятно, и более древних метаморфизованных базальтов и габбро толеитового состава, плагиогранитов и альбитофиров. Далее к западу, в зоне Кюсю-Палау, по скв. 296 и 448 устанавливается наличие верхнеолигоценовых базальтовых туфов, пиллоу-лав и туфогенно-осадочных пород (до 740 м), перекрытых карбонатно-глинистыми осадками от верхнеолигоценовых до современных (300 м). На островах Палау на продолжении зоны тоже известны только эоцен-олигоценовые вулканиты. Породы относятся к островодужной толеитовой и отчасти известково-щелочной сериям. Драгировки фундамента хребта дали интрузивные породы габбро-плагиогранитного ряда и метаморфические образования фации зеленых сланцев. Имеющиеся сейсмические и гравиметрические данные по хребтам Кюсю-Палау и Западно-Марианскому показывают наличие здесь океанической корь, мощность которой увеличена до 9—10 км за счет раздува второго слоя ( $v_p = 3,5—4,2$  км/с), нарастившегося, вероятно, в ходе островодужного магматизма. Кроме того, в верхней коре появляются и более высокоскоростные образования ( $v_p = 5,5—5,7$ , иногда 6,2 км/с), которые могут отвечать зарождению "гранитно-метаморфического" слоя островных дуг.

Существование в Филиппинском море остаточных островных дуг, сходство их вулканических комплексов с развитыми на востоке, во фронтальной части системы, рассматриваются как свидетельства неоднократного деления островной дуги

и разобращения ее фрагментов. Во фронтальной части системы после становления новой зоны субдукции возобновлялась вулканическая деятельность с наращением островодужной коры, как это происходит сейчас в Идзу-Бонинской и Марианской дугах. Остаточные фрагменты дуги становились неактивными: Западно-Марианская зона — к плиоцену и зона Кюсю-Палау — к концу олигоцена. Хребт Оки-Дайто, возможно, представляет фрагмент еще более ранней дуги, где прекращение вулканической деятельности произошло в начале палеогена. Среди драгированных пород, помимо серпентинитов, габбро и зеленых сланцев, здесь отмечены андезитобазальты, андезиты и более кислые вулканиты, а также тоналиты и гранодириды с абсолютным возрастом от 140 до 75 млн лет [95]. Повышенная до 14 км мощность коры и наличие в зоне хребта "гранитного" слоя (до 5 км;  $v_p = 6,0$  км/с) указывают на сходство с отмеченными островодужными структурами.

Глубоководные котловины Филиппинского моря представляют элементы, связанные с островодужными системами, остаточными и ныне существующими. В наиболее молодом (6—0 млн лет) Марианском трогое начало раскрытия предшествовало становлению зоны субдукции и современной островной дуги, которые датированы около 2,5 млн лет [157, 95]. Данные по мелкофокусным землетрясениям, наличие на дне горячих источников свидетельствуют о современной активности Марианского трогоа. Картина продольных магнитных аномалий позволяет предполагать здесь развитие симметричного задугового спрединга с полускоростью 1,65 см/год. Молодому корообразованию соответствуют и вариации теплового потока с наличием очень высоких значений (150 мВт/м<sup>2</sup> и более), и малая мощность коры (около 5 км). Существенную роль в коровом разрезе играют базальты второго слоя ( $v_p = 3,2—4,3$  км/с). В скв. 456 и 454 в интервале разреза около 120 м мощностью среди пиллоу-лав, переслаивающихся с осадками, были обнаружены два типа базальтов, один из которых отвечает толентам N-типа MORB, а другой — островодужным. Изучение базальтовых стекол нулевой зоны Марианского трогоа показало их промежуточный характер между отмеченными геохимическими типами.

Для котловины Сикоку-Паресе-Вела также устанавливается раскрытие до заложения Западно-Марианской вулканической дуги, относимого к моменту 18—20 млн лет назад. На основе магнитометрических и буровых данных возраст дна определяется от 30 до 17 млн лет. Система субмеридиональных магнитных аномалий от 9-й до 6-й может соответствовать симметричному спредингу с центром в рифте Паресе-Вела. По общему характеру и мощности (5—6 км) океанической коры западная и восточная части котловины сопоставимы между собой и с Марианским трогом [93]. Базальты второго слоя в скв. 442—444, 449, 450, 53 в целом отвечают N-типу MORB [157]; для отдельных образцов устанавливается сходство с островодужными базальтами, однако остается неясным, насколько характерно появление такого типа пород в окраинных морях. Современное строение коры в котловине представляется значительно нарушенным. Это выявляется и по усложненной картине магнитного поля в восточной части котловины, по распространению высокоскоростных (возможно, сильно уплотненных) комплексов и непосредственно по геологическим данным. В глубоком (до 7 км) рифте Паресе-Вела — предполагаемом остаточном центре спрединга — при драгировании был обнаружен богатый комплекс основных—ультраосновных пород [8, 58, 96]. Он включает гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, верлиты, плагиоклазовые разности пород вплоть до анортозитов, троктолиты, оливиновые габбро, долериты, иногда габбро-нориты, их метаморфические аналоги, а также толентовые базальты, аналогичные изученным в скважинах.

Наиболее древняя Западно-Филиппинская котловина имеет возраст дна от 60 до 35—38 млн лет [209]. Подобно двум другим котловинам, она представляет структуру, парную с островодужной зоной Кюсю-Палау, заложившейся 38—0 млн лет назад. Однако механизм ее образования остается дискуссионным. Океаническая кора котловины мощностью 6 км сравнима по своим характеристикам с изученной в Марианском трогое. Базальтовые пиллоу-лавы второго слоя были



пройдены четырьмя скважинами: 291, 294/295, 290 и 447. Последняя, прошедшая по базальтам 183, 5 м, показала определенные вариации их состава, не выходящие, однако, из пределов N-типа MORB.

Спрединг океанического дна связывается с системой магнитных аномалий от 20-й или 21-й до 17-й, протянувшихся в запад-северо-западном направлении симметрично относительно Центрального разлома котловины [209 и др.]. Зона разлома рассматривается как неактивный спрединговый центр. Однако проведение драгировок показывает ее достаточно сложное строение с совмещением различных элементов океанического корового разреза: серпентинитов, частично аполерцолитовых, амфиболитов, амфиболовых и оливин-клинопироксеновых метагаббро, диабазов, метабазальтов и свежих базальтов [80]. В северо-западной части котловины предполагаются еще более значительные деформации, полностью нарушившие картину линейных магнитных аномалий [209]. Деформированные породы океанической коры: полосчатые и однородные габбро, амфиболиты и базальты — слагают хребет Гагуа у северо-западного ограничения котловины.

На северо-западе осложненные структуры котловины образуют изометричные поднятия Бенхам и Урданетта — вероятно, океанического характера. Другие поднятия: Оки-Дайто, Дайто (или Бородино) и Амами — представляют, вероятно, позднемезозойские островодужные фрагменты, как об этом можно судить по драгированным породам и особенностям глубинного строения.

Тектоническая история Филиппинского региона начиная с мелового времени характеризуется постоянным возобновлением системы структур активной окраины. Элементы меловых островодужных зон сохранились на Оки-Дайто и соседних поднятиях, в составе прото-Филиппинской дуги и, возможно, на Хальмахере. Сочетание островодужных пород с меланократовым комплексом их основания позволяет предполагать энзиматическую природу позднемеловых дуг. Их вулканическая активность сохранялась не далее раннего эоцена. И в этом возможна определенная связь с началом спрединга в Западно-Филиппинской котловине. На основе палеомагнитного изучения керна реконструируется юг-юго-восточная ориентировка эоценового спрединга. Природа спрединговой зоны остается неясной. В одной из реконструкций предполагаются первоначальная принадлежность Западно-Филиппинской котловины океанической области и ее превращение в окраинно-морскую структуру при формировании зоны субдукции Кюсю-Палау.

Заложение зоны субдукции в районе Кюсю-Палау произошло, по-видимому, в результате деструкции океанической коры, хотя в структуру могли быть включены и позднемезозойские островодужные элементы. Вспышка вулканизма, создавшая дугу Кюсю-Палау (или прото-Марианскую) и мощный вулканокластический шлейф в Западно-Филиппинской котловине, относится к временному интервалу от 38—40 до 27 млн лет. Продолжение дуги можно предполагать на о-ве Палау и далее вплоть до о-ва Хальмахера. Прекращение островодужного вулканизма в середине олигоцена близко по времени к возобновлению спрединга, произошедшему восточнее (в современных координатах) [157].

Раскрытие котловины Сикоку-Паресе-Вела реконструируется в результате продольного растрескивания островодужной зоны и смещения ее фрагментов на восток перед фронтом раздвига. Спрединг океанической коры котловины продолжался около 12 млн лет. Последующее становление зоны субдукции и вспышка вулканической активности на протяжении от 18—20 до 6—7 млн лет сформировали на фундаменте океанической коры и олигоценовой островодужной зоны Западно-Марианскую дугу с мощным вулканокластическим шлейфом, сохранившимся на западе. Дальнейшее раскалывание островодужной зоны и возобновление спрединга с образованием Марианского трога фиксируются между двумя пиками островодужной вулканической активности. Продолжительность спрединга к настоящему моменту составила около 6 млн лет. Вулканический процесс в Идзу-Бонино-Мариан-

ской дуге продолжается 2,5 млн лет и приводит как к наращиванию эффузивной части коры, так и к формированию зачаточного "гранитно-метаморфического" слоя. Погружающаяся плита в современной зоне субдукции приблизилась к предельным глубинам, но внутренние дислокации в ней, по-видимому, невелики, как можно судить по сейсмологическим данным. Дислокации океанической коры перед зоной субдукции привели к образованию краевого вала.

Последовательное разрастание филиппиноморской литосферы и "перескоки" спрединговой зоны в восточном направлении не изменили устойчивой тенденции к развитию краевого спрединга в этом участке тихоокеанского обрамления. Такая тенденция сохраняется здесь по крайней мере с начала кайнозоя. Эпизоды спрединга закономерно чередуются с развитием субдукции и островодужного магматизма. В неоген-четвертичное время в сравнительной близости существуют две зоны субдукции, связанные с погружением к западу Филиппинской и Тихоокеанской плит.

Современное субширотное направление субдукции Тихоокеанской плиты относительно Филиппинской установилось уже на ранних этапах развития прото-Марианской дуги. В условиях косого взаимного перемещения плит сжатие на их границе, возможно, не так велико, как на Курилах. Наличие сдвиговой компоненты перемещения, вероятно, определяет ротацию мелких элементов островной дуги. Как в Идзу-Бонинском, так и в Марианском сегменте отмечены их повороты против часовой стрелки [218]. Кроме того, развитие системы активной окраины в Филиппинском регионе осложнено коллизией островной дуги с океаническими поднятиями, приводившей к изменениям структурного плана, приостановке субдукции и вулканизма. В сегменте Яп прекращение вулканической деятельности к неогену может указывать на время коллизии Каролинского поднятия с островной дугой. Включение в коллизию поднятия Огасавара относится, по-видимому, к самому концу неогена или к четвертичному времени.

#### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Специфика Западного сектора континентальной окраины, чрезвычайная усложненность его структуры создаются сочленением и длительным взаимодействием обособленных литосферных масс, связанных с Тихоокеанской, Евразийской и Австралийско-Индокитайской областями. В участке их тройного сочленения в мезозойско-кайнозойское время выявляется существование обширной "океанической брешы", представлявшей остаток бассейна Палеотетис или же новообразованной. Заложение тектонических элементов преимущественно на меланократовом фундаменте океанического типа определило их значительную мобильность с развитием крупных покровных и сдвиговых перемещений и глубинным тектоническим расслаиванием. Включение в систему континентальных фрагментов, их коллизия с островодужными зонами неоднократно приводили здесь к сложным структурным преобразованиям. Вместе с тем наличие жесткого и стабильного континентального обрамления предопределило весьма устойчивое существование в пределах сектора системы структур активной окраины. В районах Китая, Малайзии и Калимантана палеошироты края континента уже в раннемеловое время отвечали современным. Становление системы активной окраины на востоке Китая и Индокитая произошло в позднем мезозое.

До этого времени на тихоокеанской окраине Юго-Восточной Азии не обнаруживается признаков значительной субдукции. Характер отложений и простота структур позднего палеозоя и раннего мезозоя позволяют предполагать их образование на пассивной окраине океана [13]. В развитии пассивной окраины интереснейшие события были связаны с раскрытием палеорифтов. Масштабы новообразования в них океанической коры не выявлены. Существование рифтовых зон, видимо, было

кратковременным. В их обрамлении устанавливается локальное проявление известково-щелочного вулканизма, хотя структурная приуроченность его не ясна. Развитие североавстралийской пассивной окраины в конце палеозоя и мезозое было более спокойным.

Настоящие океанические комплексы этого времени, которые могли бы принадлежать палео-Тихому океану или Палеотетису, обнаруживаются весьма редко. Поэтому особенный интерес представляет пелагическая ниже-среднетриасовая толща радиоляриевых кремней, включенная в Северо-Палаванский блок. Одновозрастные отложения, известные на Тиморе, имеют гемипелагический характер.

В становлении структур северной части региона важнейшее значение имела индосинийская складчатость. Она привела к почти полному замыканию восточных ветвей Палеотетиса с причленением к азиатскому краю фрагментов Гондваны, к закрытию рифтовых зон на тихоокеанской окраине Азии и к общему оформлению границ новообразованного континента. Однако движения этого времени, вероятно, не захватили юго-восточной части Палеотетиса, соединявшейся с Палео-Тихим океаном. Об этом свидетельствует непрерывная пелагическая седиментация карнийско-норийского времени, установленная в разрезах параавтохтона Тимора. По имеющимся фрагментарным данным, существование Индонезийского палеоокеанического бассейна между Евразией и Австралией и сохранение пелагических условий можно предполагать вплоть до эоцена. Глубоководные отложения юры, мела и палеогена встречены в покровных пластинах Тимора, Серама, Сулавеси и других островов. Палеотектонические реконструкции М. Одли-Чарлза [104] для палеозоя и мезозоя показывают последовательное скачкообразное перемещение в сторону Австралии зон океанического спрединга (Тетис I, Тетис II, Тетис III). Общая протяженность бассейна в меридиональном направлении, по-видимому, значительно превышала 2000 км.

Существенные тектонические движения захватывали только обрамление бассейна. Чрезвычайно широко здесь был проявлен эпизод деструкции и грабенообразования самого конца триаса — начала юры. В Юго-Восточной Азии он непосредственно следовал за индосинийской складчатостью и мог бы предположительно связываться с релаксацией существовавших напряжений сжатия. Но проявления деструкции прослеживаются далеко за пределы индосинид. В районах Дальнего Востока триасово-юрские грабены располагались в тылу более крупных раздвиговых зон. На континентальной окраине Австралии деструкцию этого времени связывают предположительно с распадом Гондваны. Независимо от общих причин чередование конструктивных и деструктивных процессов в западном обрамлении Тихого океана достаточно очевидно.

Основная конвергентная граница плит вплоть до позднего триаса проходила вдоль тетического края Юго-Восточной Азии. Перемещение конвергентной границы на тихоокеанскую окраину связано с важнейшей структурной перестройкой. Однако датировки этого события очень приблизительны. В полосе Юго-Восточного Китая субдукция и вулканизм начались уже в поздней юре. Система активной окраины здесь в общем виде наследовала простиранья структур предшествовавшей пассивной окраины. Становление Восточно-Азиатского вулканического пояса как единой окраинно-материковой зоны относится к апт-альбскому времени. Во многих случаях (в Китае и Индокитае, Юго-Западной Японии и др.) субдукция и вулканизм начинались именно с участков контакта континентальной и океанической литосфер с контрастными физическими свойствами, а далее распространялись по простиранью (в Сихотэ-Алинь и др.).

Меловой вулканический пояс и парные с ним прогибы-палеожелоба, по-видимому, окружали континентальный выступ Юго-Восточной Азии в районах Индокитая, юго-запада Калимантана и Малайзии. На юго-восток от зоны прогибов располагались структуры океанического типа; меланократовые породы их фундамента и глубоководные осадки позднее были обдуцированы на континен-

тальную окраину на востоке Калимантана и Тайваня. В раннемеловое время по имеющимся данным намечаются непосредственные связи между Индонезийским и Тихоокеанским бассейнами. В конце мела они могли быть частично разграничены возникшей прото-Филиппинской дугой. Присутствие элементов позднемеловой вулканической дуги можно предполагать не только на Филиппинах, но и на Хальмахере, возможно, на Сулавеси и в смежной части Калимантана.

Зарождение прото-Филиппинской дуги и желоба (?) в краевой части Тихого океана вблизи прежней активной окраины могло быть обусловлено торможением субдукции в районах Китая при достижении погружающейся плитой значительных глубин, сильнеею внутреннего сжатия и уплотнения. Внутриокеаническая прото-Филиппинская дуга, частично одновозрастная вулканическому поясу, отличалась значительно меньшей интенсивностью вулканизма и примитивным составом его продуктов, отвечавших островодужным толеитам и бонинитам. Перестройка зоны субдукции, продолжение магматического процесса до эоценового времени представляли особенность Филиппинской системы континентальной окраины, сохранившуюся и позднее.

На остальной площади сектора и в более северных частях тихоокеанского обрамления в эоцене — начале олигоцена не обнаруживаются признаков субдукции. Интенсификация магматического процесса и корообразования в пределах вулканического пояса относилась к середине мела, последние проявления активности — к палеоцену. Дальнейшее продолжение субдукции можно предполагать только в глубоких частях зоны, и с ним могло быть связано длительное погружение в полосу палеожелобов. Сохранение условий сжатия на континентальной окраине приводило к обдукции океанического материала. В зоне обдукции локально возникали очаги гранитной магмы. В новообразованной континентальной области Сундалэнд для палеогенового времени было характерно прекращение магматической деятельности, затухание контрастных тектонических движений и установление спокойной шельфовой или паралической седиментации, как это выявлено и севернее, в районах Дальнего Востока СССР и Японии. Специфичность палеогенового этапа развития состоит в почти полном отсутствии структур активной окраины в западном обрамлении Тихого океана.

К временному интервалу от середины эоцена до олигоцена относилась крупномасштабная тектоническая перестройка на площадях тихоокеанского обрамления. Деструкция коры и верхов мантии проявилась как в образовании субширотных раздвигов и раскрытии котловин окраинных морей, так и в грабенообразовании в краевой части континента. Грабенообразование, по-видимому, не сопровождалось существенной перестройкой континентальной коры. Однако гигантские масштабы проявления этого процесса и характер сопровождавшего щелочно-базальтового магматизма свидетельствуют о его несомненной связи с мантийными глубинами. Раскрытие глубоководных котловин и массовые базальтовые излияния обычно объясняются процессом спрединга. Местами, однако, не обнаруживается ни четких линейных магнитных аномалий, ни присутствия базальтов второго слоя в скоростном разрезе коры. В этих случаях, по-видимому, происходил лишь рифтинг со смещением фрагментов "гранитного" слоя по своему основанию, как это намечается и для Японского моря. При образовании моря Банда можно предполагать отчленение его коры от Тетиса, Тихого или Индийского океана.

В пределах Западного сектора события, связанные с раскрытием окраинных морей, происходили одновременно от эоценового до настоящего времени. В середине эоцена раздвиг и корообразование установлены в котловинах моря Сулавеси и Западно-Филиппинской, возможно представлявших части единого бассейна. Новообразование океанической коры могло происходить на месте предшествовавшей океанической области. В олигоцене раскрытие распространяется к западу и востоку — в пределы Южно-Китайского моря и котловины Сикоку-Паресе-Вела, а также в Западно-Каролинскую котловину Тихого океана. Направле-

ние палеогенового спрединга в целом было близко к субмеридиональному. Миоценовое раскрытие в море Сулу, на флангах и в центральной части Южно-Китайского моря было ориентировано в юго-восточном направлении. Но в Филиппинском морском регионе и позднеолигоценовый, и плиоценовый спрединг были направлены субширотно.

Оформление системы активной окраины, достаточно близкой к современной, в большей части региона относится к позднеолигоценовому — раннемиоценовому времени. В ходе заложения структур позднекайнозойской активной окраины становление зоны субдукции обычно следовало за основным раскрытием окраинно-морских котловин. Наиболее раннее проявление субдукции было приурочено к границе океанической и континентальной литосфер с контрастными прочностными свойствами, существовавшей по краю континентальной области Сундалэнд — на Суматре и в западных районах Сулавеси. В условиях интенсивного сжатия зона срыва и поддвигания распространялась далеко по простиранию, захватывая и участки океанической литосферы, как это можно предположить в сегментах дуг Банда и Сангихе. При этом, очевидно, происходили деструкция и взламывание океанической литосферы. Соответственно вдоль простирания системы активной окраины в ней могут быть прослежены кардинальные изменения в характере комплекса фундамента и его взаимодействия с океаническими структурами, как это показано выше на примере системы Сунда и Банда.

Приблизительные палинспастические реконструкции систем активной окраины в пределах Индонезийско-Филиппинской области дают для миоцена их относительно простые очертания. В системе Сунда и Банда по палеомагнитным данным устанавливаются субширотные простирания с поворотом к запад-северо-западным в районе Суматры. На севере Индонезии реконструируется субмеридиональная островодужная зона со слабой выпуклостью к востоку, связанная с Филиппинской дугой. В целом восстанавливается полоса островных дуг и желобов, обрамлявших континентальный выступ Юго-Восточной Азии, сохранявшийся в районе блока Сундалэнд.

На ранних этапах конвергенции плит сжатие реализовалось в виде субдукции океанической литосферы со стороны Тихого и Индийского океанов, сопровождавшейся, вероятно, развитием в ней внутренних деформаций. Возможно, что уже в конце миоцена субдукция достигла в ряде участков значительных глубин и уплотнения материала, затруднявших продолжение процесса. Дальнейшее развитие конвергенции плит происходило в Филиппинском морском регионе с последовательным восточным перемещением зоны субдукции, в Индонезии — с рядом сложных структурных преобразований. В породах континентальной коры здесь установлены растрескивание и значительные сдвиговые смещения с причленением образовавшихся фрагментов к островодужным зонам. В океанических комплексах сжатие часто реализуется в складко- и надвигообразовании и расслаивании коры. Такие явления отмечены выше в задуговых зонах морей Банда и Флорес, Сулавеси, Сулу и Южно-Китайского. Здесь все имеющиеся данные свидетельствуют о малоуглубинном поддвигании окраинно-морских комплексов под островную дугу, возможно связанном с началом замыкания бассейнов. В трог Манила современная обстановка может соответствовать преобразованию малоуглубинного поддвига в зону субдукции. Сжатие во фронтальных частях системы активной окраины, по-видимому, приводит также к замыканию прогибов глубоководных желобов — трога Боне-Томини-Горонтало и отдельных участков в трог Вебер-Саву.

На Сулавеси, в районе Миндоро и в других местах нарушении океанических комплексов, формирование пакетов надвиговых пластин и совмещение разнородных образований было связано с коллизией островодужных зон с чужеродными элементами, как океаническими, так и континентальными. Эти события приводили к торможению субдукции и вулканизма, образованию перегиба и сдвиговым

перемещениям в островной дуге, сучиванию материала перед фронтом движущегося блока. Наиболее полно связь этих явлений наблюдалась в случаях коллизии дуги с жесткими континентальными фрагментами Бангай-Сула и Северо-Палаванским. Время коллизии в большинстве районов определяется как раннеили среднемиоценовое.

Осложнения структурного плана активной окраины в значительной мере оказываются связанными со случаями коллизии. Это отмечено выше для наиболее значительных изгибов структур у 5° ю. ш. в дуге Банда, у экватора в дуге Сулавеси-Сангихе, у 15° с. ш. в Филиппинской дуге, у 25° и 10° с. ш. в Марианской дуге. В последнем случае столкновение островодужной зоны с Каролинским океаническим поднятием и элементами Западно-Каролинской котловины привело к ее сложной сегментации с обособлением кулисных отрезков Яп, Палау, Тоби и, возможно, Хальмахеры. В результате островодужный сегмент Хальмахеры, вероятно, был отчленен от Марианской дуги, значительно деформирован, перемещен к западу и приведен в коллизию с дугой Сангихе.

Наиболее значительные изменения хода субдукции произошли на юге дуги Банда в результате коллизии с Австралийским континентом, начавшейся в середине плиоцена. Разрыв погружающейся плиты привел к настоящему времени к прекращению процесса в верхних 300 км зоны субдукции и остановке вулканизма. В условиях продолжающегося сжатия произошло замыкание прогиба глубоководного желоба, интенсивное сучивание материала на континентальном крае и перед его фронтом. Сложный пакет надвиговых пластин и складок на Тиморе и соседних площадях представляет активно формирующуюся орогеническую область, сопровождаемую на юге развивающимся краевым прогибом в пределах трога Тимор.

Включение чужеродных фрагментов в систему активной окраины и их коллизия с островодужными зонами, столкновение структур Западного сектора с континентальной литосферой Австралии, прекращение здесь субдукции и орогенез представляют важнейшие особенности региона. Их проявление в позднем кайнозое привело к оформлению сложнейшего структурного плана активной окраины, отличного от наблюдаемого в Северо-Западном секторе. Несмотря на такие различия секторов, их главные структурные элементы, связанные с субдукцией, представляются однотипными. Перестройка границ плит и зон субдукции в обоих секторах тихоокеанского обрамления оказывается длительной и распространяется, по существу, на весь палеоген.

Филиппиноморская система между Западным и Северо-Западными секторами отличается от них постоянным возобновлением структур активной окраины в течение последних 55—70 млн лет. По длительности развития краевого спрединга и масштабам корообразования Филиппиноморский регион в какой-то мере сравним с Восточно-Тихоокеанским поднятием, что подкрепляется и определенным сходством их мантийной структуры. В обеих тектонических областях по данным сейсмической томографии на глубинах до 150 км прослеживается распространение низкоскоростного и предположительно "горячего" материала, возможно соответствующего восходящему мантийному потоку, рождающему спрединг [2]. Именно эта субмеридиональная зона краевого спрединга, а не расположение конвергентных границ, по-видимому, определяет характеристики в верхней части филиппиноморской мантии. Развитие спрединга и наращивание Филиппинской плиты сопровождаются периодическими перескоками ее восточной границы и становлением новых зон субдукции. В условиях внутриокеанических дуг смена границ была менее затруднена, чем вблизи континентального края. В целом в результате краевого спрединга в Филиппинском море конвергентная граница плит переместилась в сторону Тихого океана не менее чем на 2500 км.

На других участках конвергентной границы в пределах Западного и Северо-Западного секторов в течение кайнозоя не устанавливается перемещений более

500—1000 км. Развитие структур активной окраины в течение мела и кайнозоя происходит в близких территориально зонах. Наличие жесткого континентального обрамления Тихого океана обеспечивает относительную устойчивость его конвергентных границ. Та же особенность выявляется и для участков границ, обращенных к бассейнам отмеченной "океанической брешы" между Азией и Австралией. В целом в Индонезийско-Филиппинском регионе выявляется значительная устойчивость как пассивных, так и активных границ.

## ГЛАВА ВОСЬМАЯ ЮГО-ЗАПАДНЫЙ СЕКТОР

Особенности тектоники юго-западного обрамления Тихого океана связаны не только с непосредственным взаимодействием океанических структур с континентальной литосферой Австралии. Мощное развитие краевого спрединга и корообразования на западе, а также включение ряда поднятий в систему активной окраины на востоке определяют необычность ее структурного рисунка в полосе от Новой Британии до Фиджи.

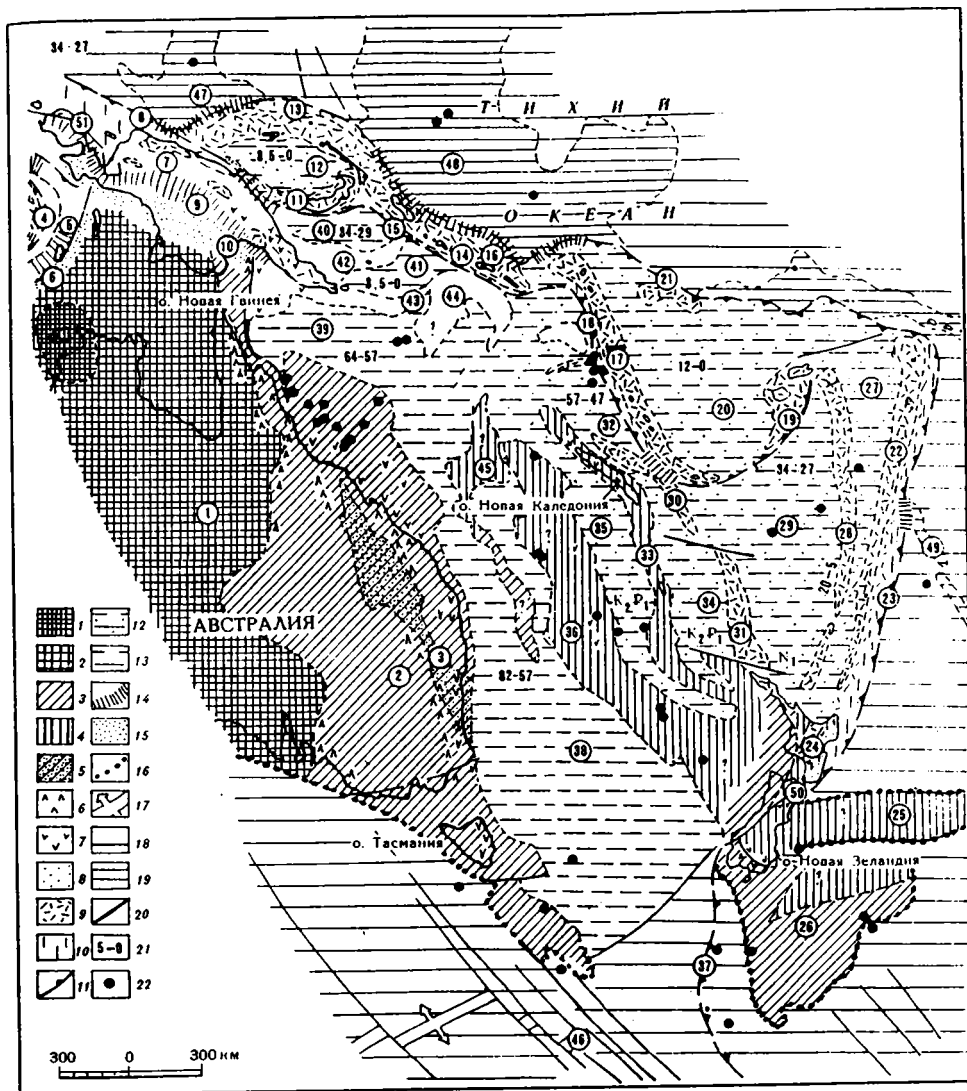
### ВОСТОК АВСТРАЛИИ

В восточной части Австралии распространены области с докембрийской и палеозойской континентальной корой (рис. 52). Большая часть разреза в пределах Австралийской платформы и отчасти складчатой области сложена морскими и континентальными карбонатно-терригенными толщами, включающими красноцветы и эвапориты. Их накопление происходило в раннем—среднем палеозое и кайнозойское время в низких широтах [224]. В позднем палеозое и отчасти мезозое для Австралии и других материков Гондваны установлено нахождение в высоких южных широтах, накопление характерных гляциогенных и местами угленосных толщ. Распространение гляциогенных отложений и холоднолюбивой гондванской флоры позднего карбона — перми отмечено во всех австралийских разрезах. Основные этапы тектогенеза в палеозоиде Австралии были связаны со второй половиной девона, серединой карбона и с границей перми и триаса. В второй-триасовое время перед фронтом формировавшейся складчатой области установлено развитие краевого прогиба Сидней-Боуэн с накоплением мощных осадочных толщ, дислоцированных в ладинско-норийское время. Былое продол-



Рис. 52. Тектоническая схема юго-западного обрамления Тихого океана с использованием материалов [266, 267, 224, 44] и др.

1—5 — области зрелой континентальной коры и их фрагменты разного возраста: 1 — архейского, 2 — протерозойского, 3 — средне- и позднепалеозойского, 4 — позднемезозойского, 5 — перм-триасовый краевой прогиб; 6—8 — элементы древних активных окраин: 6 — фрагменты палеозойско-триасовых вулканических зон, 7, 8 — фрагменты позднемезозойских вулканических зон (7) и палео-желобов (8); 9—15 — системы кайнозойской активной окраины: 9 — вулканические островные дуги, 10 — преддуговые зоны, включающие океанические и раннеостроводужные комплексы, 11 — желоба, связанные с зонами субдукции (в зоне Маккуори — с зоной малоглубинного поддвига), 12 — задуговые бассейны с субокеанической корой, 13 — малые океанические бассейны, 14 — зоны коллизии и образования складчато-надвиговой структуры, 15 — краевые прогибы; 16 — мезозойско-кайнозойская пассивная граница океана; 17—19 — океанические области: 17 — осевая спрединговая зона, 18 — абиссальные структуры, 19 — океанические поднятия; 20 — крупные разломные зоны, включая трансформные разломы и офиолитовые сутуры; 21 — время формирования тектонических структур, млн лет; 22 — скважины глубоководного бурения. Структуры континента: 1 — Австралийская платформа, 2 — складчатая область Восточной Австралии, 3 — краевой прогиб Сидней-Боуэн; структуры кайнозойских активных окраин: 4—6 — система Банда: 4 — островная дуга и желоб, 5 — складчато-надвиговая структура Тимора и Танимбара, 6 — краевой прогиб Тимор—Ару—Серам; 7—10 — Новогвиней-



ская система: 7 — вулканическая зона, 8 — глубоководный желоб, 9 — складчатая область Центрального хребта, 10 — Новогвинейский краевой прогиб; 11—13 — Новобританская система: 11 — островная дуга и желоб, 12 — задуговой бассейн моря Бисмарка, 13 — Западно-Меланезийские островная дуга и желоб; 14—16 — Соломонова система: 14 — островная дуга, 15 — желоба Бугенвиль и Сан-Кристоваль, 16 — остаточный желоб (?); 17—21 — система Вануату: 17 — островная дуга, 18 — глубоководный желоб, 19 — Фиджийский сегмент дуги-желоба, 20 — задуговой бассейн Северо-Фиджийского моря, 21 — фрагменты дуги и желоба системы Витязя; 22—27 — система Тонга — Кермадек: 22 — островная дуга Тонга — Кермадек, 23 — глубоководный желоб, 24 — Новозеландский сегмент дуги-желоба, 25 — поднятие Чатэм, 26 — поднятие Кэмпбелл, 27 — задуговой бассейн котловины Лау; 28 — остаточная дуга Колвилл — Лау; 29 — задуговой бассейн Южно-Фиджийской котловины; 30—37 — Новокаледонская система: 30 — остаточная дуга Лояли, 31 — остаточная дуга Нортленд — Три-Кингс, 32 — фрагмент задугового бассейна котловины Лояли, 33 — восточное поднятие Новая Каледония — Норфолк, 34 — зона трогов Лояли — Кингстон — Норфолк, 35 — Новокаледонский трог, 36 — восточное поднятие Лорд-Хау, 37 — зона поддвига Макуори; 38—45 — Тасманская область краевого спрединга: 38—41 — малые океанические бассейны (38 — Тасманова моря, 39 — Кораллового моря, 40 — Соломоново море, 41 — котловины Вудларк), 42 — восточное поднятие Вудларк, 43 — восточное поднятие Поклингтон, 44 — поднятие Луизиада, 45 — поднятие Беллона; океанические структуры: 46 — спрединговая зона Южно-Тихоокеанского поднятия, 47—49 — океанические поднятия: 47 — Эзуририк, 48 — Онтонг-Джава, 49 — Луисвиль-Осборн, 50, 51 — разломные зоны: 50 — Альпийский сдвиг, 51 — сдвиг Соронг



жение прогиба обнаруживается в Антарктиде [224]. Складчатые области со средне- и позднепалеозойской корой последовательно наращивали с востока Австралийский континент. Однако масштабы корообразования в палеозое были невелики.

Палеотектонические реконструкции показывают почти непрерывное существование на востоке Австралии элементов палеозойско-мезозойской активной окраины начиная с середины кембрия [224]. Их ориентировка субпараллельна современному побережью. Расположение разновозрастных вулканических зон устанавливается в близких территориально участках с небольшой миграцией к востоку — в сторону палео-Тихого океана, происходившей, вероятно, в среднекаменноугольное и среднетриасовое время. Этап наиболее значительного гранитообразования относится к началу триаса. Локализация поздне триасово-меловой островодужной зоны реконструируется восточнее современного побережья, продукты вулканической деятельности распространялись отсюда на запад, в пределы Австралии. Длительное развитие известково-щелочного и иногда шошонитового вулканизма вдоль границы Австралии с палео-Тихим океаном определялось постоянным возобновлением сжатия и субдукции на этой границе на протяжении более 400 млн лет. Тектоническая активность и щелочно-базальтовый магматизм конца мела и палеогена на востоке и юго-востоке Австралии, по-видимому, были полностью связаны с растяжением и разломообразованием, происходившими вблизи новообразованной пассивной окраины, связанной с ЮТП.

#### НОВОГВИНЕЙСКИЙ РЕГИОН

Элементы позднекайнозойской активной окраины представлены в Новогвинейском регионе в виде неглубокого желоба на севере и прерывистых вулканических поднятий в пределах острова, наложенных на разнородные комплексы фундамента, как островодужные и океанические, так отчасти и континентальные.

Вулканическая зона образована рядом обособленных поднятий, сочетающихся с глубокими (до 5 км и более) терригенными впадинами. Наиболее ранние вулканические проявления на севере острова и в Центральном хребте относились к концу олигоцена — началу миоцена [164]. Главный этап вулканизма начался на Новой Гвинее после эпизода регионального карбоната накопления в середине миоцена и продолжается донныне. Продукты вулканизма представлены породами от базальтов до риолитов и их интрузивными аналогами, относящимися к известково-щелочной и шошонитовой сериям. В пределах п-ова Папуа с севера на юг происходит смена андезитовых комплексов преимущественно базальтовыми, снижение их глиноземистости и увеличение щелочности [251]. В целом же все вулканы характеризуются значительными концентрациями щелочей и некогерентных элементов, сопоставимыми с известными для андийских комплексов.

Новогвинейский глубоководный желоб, возможно, соответствовал зоне субдукции, наклоненной на юг под вулканическую дугу. Но в современной структуре желоб достигает лишь 5-километровой глубины и отчетливо прослеживается к востоку не далее 143° в. д. Зона субдукции трассируется по сейсмологическим данным до глубины 150 км с наклоном 40° в сторону Новой Гвинеи.

Складчатая область Центрального хребта протягивается в восток-юго-восточном направлении вдоль всего острова до хребта Оуэн-Стэнли, островов Д'Антркасто и Луизиадских при ширине около 300 км. По отношению к молодым вулканическим постройкам она образует фундамент со сложной внутренней структурой [164, 142]. Продолжение элементов Австралийской платформы и палеозоид установлено во всей южной половине Новой Гвинеи и на п-ове Вогелкоп. Большая часть платформенного разреза весьма выдержана по простира-

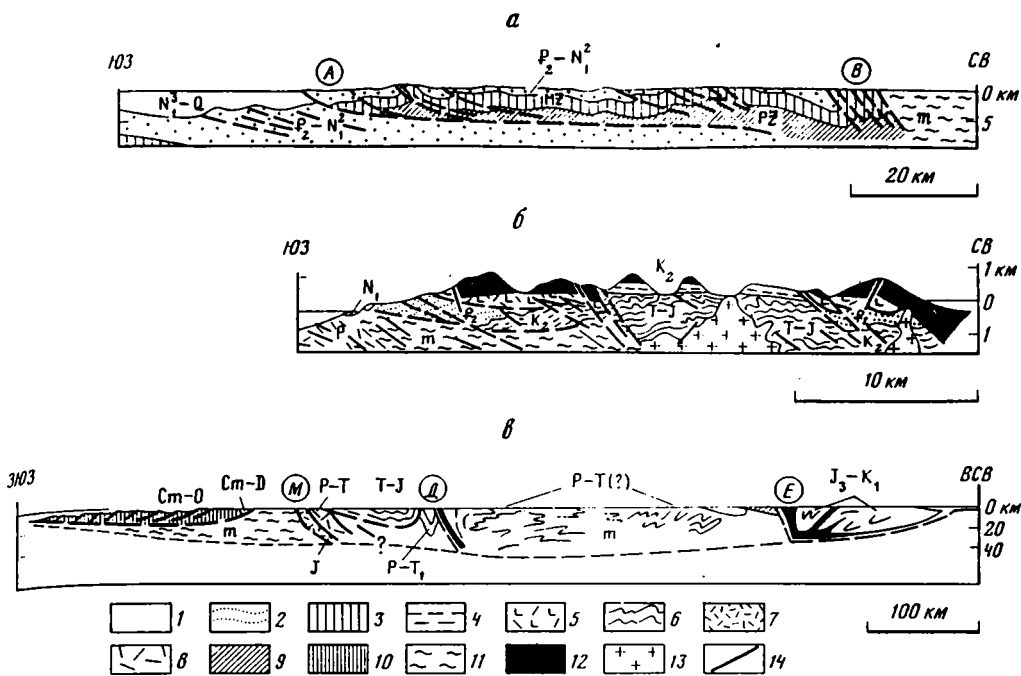


Рис. 53. Геологические разрезы складчато-надвиговых зон Новой Гвинеи (а), Новой Каледонии (б) и Новой Зеландии (в, реконструирована структура, существовавшая до начала перемещений по Альпийскому сдвигу) по данным [142, 44, 144]

1 — терригенные и глинистые отложения от верхнемиоценовых до четвертичных; 2 — эоцен-миоценовые карбонатные отложения; 3 — мезозойские отложения нерасчлененные; 4 — осадочные отложения верхнего мела; 5 — островодужный комплекс верхнего мела; 6 — дислоцированные осадочные отложения от пермских до нижнемеловых, принадлежащие комплексам желоба, преддуговой зоны и океаническому; 7 — островодужный комплекс юрского возраста; 8 — островодужный комплекс пермо-триасового возраста; 9 — верхнепалеозойские отложения; 10 — нижне-среднепалеозойские отложения; 11 — гнейсы и кристаллические сланцы; 12 — пластины офиолитов; 13 — мел-палеогеновые интрузии гранитоидов; 14 — разломы.

А — надвиг Аргун; В — зона разлома Вандамен; М — зона разлома Медиа; Д — офиолитовый пояс Дун-Маунтин и разлом Ливингстон; Е — пояс меланжа и разлом Эск-Хед

нию. На востоке острова и прибрежном мелководье во многих скважинах ниже юрских шельфовых отложений обнаруживаются верхнепалеозойские или триасовые кислые вулканы и гранитоиды. В пределах Центрального хребта деформированный край Австралийского континентального блока совмещен с образованиями мел-палеогеновой активной окраины. Среди последних отмечены островодужные вулканокластические, вулканические и интрузивные породы от основного до среднего состава; присутствуют кремнистые породы и известняки с микрофауной мела и эоцена [136, 142]. По возрасту и составу породы могут быть сопоставлены с отмеченными на Хальмахере. В современной структуре они тектонически перемешаны с образованиями офиолитового комплекса, встречаемыми в блоках и пластинах разного размера.

В гигантской покровной пластине п-ова Папуа породы от перидотитов до базальтов образуют, по-видимому, слабо нарушенный разрез мощностью до 15 км [136]. Мантийные тектониты его нижней части (2—6 км) представлены гарцбургитами, однообразными по составу, с распространением метаморфических текстур, местами с прослоями и дайками дунитов и пироксенитов. Выше следует характерный комплекс пород океанической коры. Кумулятивные перидотиты (около 0,5 км)

представлены гарцбургитами, лерцолитами и верлитами. Они постепенно сменяются габбро и норитами, внизу кумулятивными (3 км) и затем однородными (3 км), переходящими вверх в габбро-диабазы. Базальтовые лавы (4—6 км) массивные и подушечные, с присутствием лавобрекчий и гиалокластитов, иногда с пластами лав и пирокластов дацитового состава; с осадочными горизонтами, содержащими фораминиферы позднего мела. Структурно ниже залегает пластина офиолитов Майлн верхнемеловых-эоценовых. Базальты обеих пластин имеют состав абиссальных толеитов [251]. Офиолиты рассматриваются как океанические, возможно, окраинно-морские образования, надвинутые к юго-западу. В мел-палеогеновое время они могли послужить фундаментом островной дуги.

Время обдукции офиолитов определяется как средний эоцен или олигоцен — ранний миоцен. Покровная структура, по-видимому, запечатывается горизонтом миоценовых известняков. Деформации и метаморфизм пород автохтона вплоть до меловых связываются с покровообразованием. Перед фронтом покрова отмечена локализация кристаллических сланцев с глаукофаном и лавсонитом. В результате обдукции на п-ове Папуа произошло перемещение по разлому Оуэн-Стэнли крупных аллохтонных пластин. В западных районах была образована дробная чешуйчато-надвиговая структура, связанная на глубине с крупномасштабным субгоризонтальным срывом [142]. Особенно усложнены складчато-надвиговые дислокации вблизи п-ова Вогелкоп (рис. 53). Здесь офиолитовые пластины распространены значительно меньше, чем деформированные автохтонные австралийские комплексы. Надвиги и складки имеют юго-западную вергентность. Существенное осложнение структуры создают субширотные левые сдвиги Соронг и Тарера-Айдуна, активные до настоящего времени.

В целом создается картина, сравнимая с известной на Тиморе, когда сильно тектонизированный континентальный параавтохтон перекрыт с севера аллохтонными пластинами офиолитового и островодужного комплексов. Общее сужение в складчатой области Центрального хребта оценивается в 100 км. Раздвиг мощности континентальной коры, возможно, достигает 62,5 км. Формирование складчатой области сопровождалось в середине миоцена заложением на юге бассейна форланда, включившего прогибы Новогвинейский и, вероятно, Ауре с мощной (до 10 км) обломочной седиментацией. Северные участки прогибов постепенно захватывались деформациями надвигового фронта, и осевая зона мигрировала к югу. Надвигообразование продолжалось вплоть до плейстоцена, а местами, возможно, проявляется и сейчас, определяя картину рассредоточенной мелкофокусной сейсмичности.

#### ФИДЖИЙСКО-НОВОБРИТАНСКИЙ РЕГИОН

Система кайнозойской окраины на участке от Новой Британии до Фиджи протяженностью до 8000 км объединяет структуры нескольких островных дуг — желобов, обращенных выпуклостью к югу и юго-западу. По структурному рисунку и сейсмологическим данным здесь выявляется преимущественно северо-восточная полярность субдукции. Островные дуги Новой Британии, островов Соломоновых и Вануату располагаются кулисно, сочленяясь почти под прямым углом. В их тылу местами обособляются окраинно-морские бассейны.

Новобританская вулканическая зона включает вулканы одноименного острова и островков северного края Новой Гвинеи, сложенные породами известково-щелочной и островодужной толеитовой серий [178]. Состав вулкаников варьирует от базальтов до риолитов с преобладанием андезитов. Четвертичные вулканические постройки образуют несколько групп во внутренней части зоны, на севере. Неогеновые образования обнажены преимущественно на юге. Их фундаментом служат близкие по составу породы эоцена и олигоцена, дислоцированные и перекрытые ниже-среднемиоценовыми известняками. Вулканическая зона имеет

мощную (до 40 км) континентальную кору с развитием, помимо вулканитов ( $V_p = 4,0$  км/с), также пород "гранитного" слоя ( $v_p = 6,1$  км/с). Особенности глубинного строения позволяют предполагать присутствие в фундаменте дуги образований зрелой континентальной коры.

Новобританский глубоководный желоб к югу от островодужной зоны достигает глубины 7—8 км. Его современное прогибание сочетается с поднятием южной края о-ва Новая Британия. Отрезок сейсмофокальной зоны, отвечающий дуге и желобу, достигает глубин около 600 км и наклонен к северо-западу под углом  $20^\circ$  в верхней части и  $70^\circ$  на промежуточных глубинах [131]. Вверху данные по механизмам очагов характеризуют поперечное сжатие. Проявление растяжений по падению зоны, определенное для глубоких и некоторых промежуточных очагов, может свидетельствовать о раздроблении субдуцирующей плиты.

Задуговой бассейн моря Бисмарка представляет современную активную структуру [264]. В котловине Манус на востоке глубины дна достигают 2,7 км. Линейные магнитные аномалии от 1-й до 2-й соответствуют раскрытию котловины в течение последних 3 млн лет. В спрединговой зоне получены свежие стекловатые базальты и обнаружен ряд действующих гидротермальных построек. Мелкофокусные землетрясения сдвигового типа связываются предположительно с трансформными разломами, косо секущими зону спрединга, и с внутриплитными нарушениями. Своим образованием море Бисмарка, по-видимому, обязано косому раскрытию, происходящему на участке между поднятиями Новой Гвинеи и Онтонг-Джава.

Западно-Меланезийский желоб и дуга слабее выражены, чем структуры Новой Британии, и связаны лишь с малоглубинной субдукцией. Желоб, подобно Новогвинейскому, достигает глубины 5 км. Самый большой остров дуги Новая Ирландия имеет разрез, сходный с изученным на о-ве Новая Британия, и ту же мощность коры. На сочленении западно-меланезийских и новогвинейских структур в непосредственное соприкосновение с ними приведено океаническое поднятие Эаурипик.

В составе Соломоновой островной дуги с северо-востока на юго-запад были выделены Тихоокеанская, Центральная и Вулканическая провинции [44]. Такая зональность, с расположением вулканической зоны со стороны желоба, необычна для островодужных систем и требует специального объяснения. Вулканическая зона Соломоновой дуги протягивается на юго-восток от Новой Британии через острова Бугенвиль, Новая Георгия и северную часть о-ва Гуадалканал. Преимущественным распространением пользуются вулканические постройки и окаймляющие рифы от плиоценовых или верхнемиоценовых до четвертичных. Образования верхнего олигоцена — миоцена известны только на островах Шортленд [273]. Они представлены породами от базальтов до риолитовых дацитов (около 1 км), состав которых снизу вверх изменяется от островодужного толеитового до известково-щелочного. Породы плиоцен-четвертичного известково-щелочного комплекса по минералогическим и химическим характеристикам близки к миоценовым, а в ряде образцов оказываются еще более высококальциевыми и низкотитанистыми. Распространены преимущественно основные и средние, реже кислые породы (порядка 1 км). На северо-западном продолжении Соломоновой дуги, в полосе островов Табар-то-Фени, развиты породы островодужной щелочной серии.

Существенный интерес представляет наличие среди молодых вулканитов островов Новая Георгия пород весьма примитивного состава — высокомагнезиальных пикритовых базальтов и оливиновых толеитов [230]. Заметное обогащение пород K, Rb, Sr, Ba и легкими редкоземельными элементами отличает их от базальтов MORB. Соотношения CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Yr, V и Sc очень близки к хондритовым. Поэтому предполагается близость составов пород родоначальной

магме, давшей также и более кислые дифференциаты переходной серии, и породы известково-щелочной серии. Характер вулканитов островов Новая Георгия позволяет предположить энсиматическое образование этой части дуги. Севернее, на о-ве Моно, океанические породы обнаружены непосредственно в фундаменте вулканической зоны. Это типичные для океанических гор пиллоу-лавы гавайитов, которые перекрываются пелагическими известняками среднего миоцена — плиоцена.

Невулканическая зона дуги включает как породы нижнекайнозойского островодужного комплекса, так и мел-палеогеновые субокеанические образования [44]. Метаморфический фундамент раннекайнозойской островной дуги образован по океаническим базальтовым лавам и интрузивам, сочетающимся с пелагическими известняками мел-палеоценового возраста (более 1 км). Вдоль разломов выведены на поверхность пластины пород офиолитового комплекса. На о-ве Смол-Нгела в группе Флорида изучены серпентинизированные гарцбургиты с подчиненным количеством дунитов, лерцолитов и верлитов [212]. В составе тектонических чешуй преобладают нормальные и роговообманковые габбро, более редки диориты и трондземиты; в небольшом объеме присутствуют пиллоу-лавы базальтов и обрывки осадочных пластов. Состав пород соответствует абиссальным толетам. Тектоническое становление офиолитовых пластин датируется поздним олигоценом — началом миоцена. Древний островодужный комплекс также имеет возраст от олигоцен до нижнего миоцена и перекрыт горизонтом нижне-среднемиоценовых известняков. Распространены лавы и пирокласты (до 5 км), а также силлы и дайки базальтов и андезитов, более крупные интрузии средних и кислых пород. Перекрывающий карбонатно-терригенный разрез островов сопоставим с известным в Новой Британии и Новой Ирландии; только грубообломочные образования не выдержаны по простиранию [272].

В комплексах Тихоокеанской провинции выявляется наибольшее удаление от островной дуги. На о-ве Малаита представлен слабо нарушенный океанический разрез, близкий к изученному на поднятии Онтонг-Джава [272]. Он сложен пиллоу-лавами и пелагическими кремнисто-карбонатными отложениями с радиолариями и фораминиферами от апт-сеноманских до плиоценовых. Присутствие альенитов, анкарманитов и щелочных лав с ксенолитами ультраосновных пород, в том числе гранатовых лерцолитов, указывает на определенное сходство с молодыми гавайскими комплексами. Вышележащий мел-кайнозойский разрез свидетельствует об океанической седиментации в удалении от источника терригенного сноса. Вместе с тем уже для олигоцен-миоценового времени выясняются достаточно близкие связи Центральной и Тихоокеанской провинций. На о-ве Малаита обнаружено наличие андезитовых туфов этого возраста; уменьшение мощности туфовых прослоев на о-ве Улава и их исчезновение в разрезах Онтонг-Джава указывают на западный источник сноса.

В современной структуре Соломоновой дуги поднятия, образующие острова, сочетаются с продолжными и прогибами с мощными (до 5—6 км) осадочными толщами от олигоценных до четвертичных. Сложному сочетанию структур в Соломоновой дуге отвечают вариации мощности коры от 9 до 30 км.

Глубоководный желоб к юго-западу от Соломоновой дуги достигает глубины 6—7 км, как это наблюдается на его северо-западном (желоб Бугенвиль) и юго-восточном (желоб Сан-Кристоваль) флангах. В средней части, у островов Новая Георгия, желоб выражен неотчетливо. Слабая батиметрическая выраженность желоба, отсутствие глубокофокусных и промежуточных землетрясений, сужение промежутка дуга-желоб, а также и специфичность примитивного островодужного вулканизма связываются предположительно с особенностями субдукции молодой спрединговой зоны Вудларк [230]. Во фланговых частях сейсмофокальная зона имеет глубины до 530 и 650 км и круто наклонена к северо-востоку [131]. В районе о-ва Бугенвиль механизмы очагов землетрясений свидетельствуют

о поперечном сжатии на малых глубинах и растяжении на глубине 100—200 км. Значительный асейсмичный промежуток может отвечать обрыву погружающейся плиты в интервале глубин от 200 до 400 км. Сложная геометрия субдуцирующей плиты, возможно, определяется ее сближением с блоком поднятия Онтонг-Джава.

По отношению к континентальной окраине поднятие Онтонг-Джава занимает задуговое положение. От Соломоновой дуги его отделяет узкий трог глубиной менее 5 км, представляющий или молодой задуговой бассейном, или реликт раннекайнозойского глубоководного желоба. Былое существование такого желоба обратная зональность Соломоновой островной дуги, отсутствие настоящего задугового бассейна могут быть объяснены исходя из предположения о смене полярности субдукции, произошедшей в конце миоцена — плиоцене в результате коллизии дуги с поднятием Онтонг-Джава.

В районе островов Вануату (Новых Гебрид) структуры островной дуги-желоба приобретают юг-юго-восточное простирание, которое в южном сегменте сменяется субширотным и затем северо-восточным. Тектоническая зональность — в отличие от Соломоновых островов — является обычной для островодужных систем. Молодая вулканическая зона Вануату занимает внутреннее положение в системе активной окраины. От островов Бэнкс до Анейтьюм здесь прослеживается распространение вулканитов плиоцен-четвертичного и иногда верхнемиоценового возраста. Породы преимущественно известково-щелочные с преобладанием базальтов и андезито-базальтов, подчиненной ролью дацитов и иногда риолитов (до 4 км и более) [199, 119]. На пересечении от о-ва Гагуа до о-ва Мери-Лава, а также и южнее наблюдалась негативная корреляция щелочности с глубиной зоны субдукции. В ряде участков отмечены вариации состава лав по простиранию дуги, а на о-ве Аоба встречены породы примитивной высокомагнезиальной серии.

Внутридуговой прогиб в среднем сегменте Вануату развивался одновременно с вулканической зоной. Прогиб достигает глубины 3 км и выполнен мощными (до 5—6 км) осадками от среднемиоценовых (?) до четвертичных — подобно прогибам Соломоновой дуги.

Внешняя зона дуги на островах Санта-Крус, Торресовых, Эспириту-Санто и Малекула лишена молодого вулканизма и сложена дислоцированным островодужным комплексом предшествующего этапа и более молодыми туфогенно-осадочными толщами [199, 44, 119]. В разрезе от верхнего олигоцена до нижнего или среднего миоцена (около 4—5 км) представлены базальты, вероятно, толеитовые и более кислые известково-щелочные породы вплоть до дацитов. Прекращение вулканизма во внешней зоне и начало гемипелагической седиментации (толщи до 3 км мощностью) в середине миоцена, одновременная инициация вулканизма во внутренней зоне дуги представляют важный этап в развитии системы Вануату. На о-ве Малекула с породами островодужного комплекса совмещены домиоценовые (?) пелагические красные аргиллиты, а на о-ве Пентекост — серпентиниты, метабазаальты и габбро. Их наличие используется как основное доказательство былого существования желоба восточнее дуги и западной полярности ранней субдукции. В ряде реконструкций восстанавливаются более восточное первоначальное расположение дуги и желоба и их принадлежность системе Витязя. Западное перемещение структур и поворот на 30° по часовой стрелке, происшедшие с середины миоцена, связываются предположительно со сменой полярности субдукции. Однако эти представления нуждаются в строгом обосновании. Однообразная локализация и длительное развитие островодужного магматизма в полосе островов Вануату привели к формированию 6—километрового эффузивного слоя ( $V_{пл} = 4,1 - 5,5$  км/с) и появлению пород с сейсмическими скоростями "гранитного" слоя (6,1 км/с) [173]. Общая мощность островодужной коры достигает 27 км.

Глубоководный желоб системы Вануату прослеживается в северном

и южных сегментах в виде узкого трога асимметричного сечения с глубинами до 7—8 км (на севере — до 9 км). В центральном сегменте у островов Эспириту-Санто и Малекула наличие желоба не обнаруживается. На профилях НСП в ряде случаев наблюдаются лишь пологий наклон осадков в сторону дуги и иногда их интенсивные деформации на приостровном склоне. Но отражения от кровли и подошвы осадков не прослеживаются под дугу. Отсутствие глубоководного желоба, создание в центральном сегменте структуры двойной дуги и интенсификация голоценовых воздыманий в ее фронтальной части, образование асейсмичного промежутка (разрыва ?) в зоне субдукции на глубинах 50—120 км связываются с коллизией системы Вануату и зоны Д'Антракasto, произошедшей в конце кайнозоя.

Сейсмофокальная зона прослеживается без перерыва вдоль всей системы с наклоном к восток-северо-востоку 55—70° и с выполаживанием на малых глубинах [220]. Механизмы очагов мелкофокусных землетрясений отвечают обычно поперечному сжатию, но в южном сегменте системы основную компоненту движений представляют левосторонние смещения вдоль разлома Хантер. Промежуточные землетрясения в ряде случаев связаны с растяжением, направленным по падению зоны. Глубже 300—350 км обнаруживается значительный асейсмичный перерыв. Глубокофокусные землетрясения в пересечениях островов Эспириту-Санто и Торресовых приурочены к субгоризонтальному элементу, располагающемуся на глубинах 600—650 км. Здесь, как и в дуге Банда, выполаживание зоны субдукции могло быть вызвано трудностью проникновения литосферной плиты в нижнюю мантию.

Фиджийский сегмент дуги, как и более северные сегменты, сложен палеогеновыми и неоген-четвертичными вулканитами (около 10—12 км) [32, 159]. Наиболее ранние проявления островодужного магматизма — от верхнеэоценовых до среднемиоценовых — связываются предположительно с палеосистемой Витязя. Их продукты на о-ве Вити-Леву представлены преимущественно островодужными толеитами. Встречаются примитивные высокомагнезиальные разности пород с низким содержанием редкоземельных элементов, близкие к бонинитам. Базальтовые лавы и брекчии сочетаются с дацитовыми и иногда риолитовыми, образуя бимодальную серию. Часть базальтов, близких по составу к абиссальным толеитам, а также пелагические фораминиферовые и кремнистые отложения, красные глины и металлоносные осадки, возможно, представляют обдуцированный фрагмент коры Южно-Фиджийской котловины, включенный в фундамент позднекайнозойской островодужной зоны.

В составе неогеновых толщ преобладают вулканиты известково-щелочной серии. Как известково-щелочные, так и толеитовые породы отличаются от более древних значительным обогащением калием и рядом некогерентных элементов, включая и легкие редкоземельные [159]. Такое изменение состава связывается с появлением более обогащенного мантийного источника. Среди образований верхнего миоцена — низов плиоцена распространены главным образом андезиты, сочетающиеся с песчаниками, алевролитами и известняками. В толщах верхов плиоцена и плейстоцена они обычно сменяются лавами и вулканокластическими отложениями шошонитового и толеитового состава. Среди первых преобладают трахиандезиты и трахиандезитобазальты, среди вторых — базальты. Часть плиоцен-четвертичных пород отвечает по составу базальтам океанических островов.

Расположение Фиджийского сегмента на сочленении дуг Вануату и Тонга определяет, по-видимому, отсутствие здесь четкой зоны субдукции и связанного с ней современного вулканизма, слабую выраженность желоба, признаки значительного позднекайнозойского раздробления и поворот на 30° против часовой стрелки, произошедший в плиоцен-четвертичное время. Данные по современным

сдвиговым перемещениям и мелкофокусной сейсмичности в районе островов Фиджи свидетельствуют о преобладании субширотных растяжений.

Северо-Фиджийский задуговой бассейн в тылу дуги Вануату имеет глубины дна более 3 км и сложную картину магнитных аномалий [192]. В южной части бассейна аномалии от 2А до J имеют субмеридиональное простиранье. Субширотные аномалии на севере бассейна, возможно, одновозрастны субмеридиональным. Вся система молодых аномалий (3—0 млн лет) счет более древние северо-западные структуры, которым отвечают магнитные аномалии от 3-й до 5-й (или 5А) в юго-западной и юго-восточной краевых частях моря. Начало раскрытия задугового бассейна в среднем—позднем миоцене (около 10—12 млн лет назад) коррелируется с отмеченной перестройкой в островной дуге [119]. Абиссальные толиты с возрастом 12,4 млн лет (К—Аг-метод), драгированные на западе бассейна, характеризуют, вероятно, раннее корообразование в тылу дуги Вануату. Представлениям о раскрытии Северо-Фиджийского бассейна хорошо соответствуют данные о вращении островов Вануату и Фиджи на флангах островной дуги.

Граница Северо-Фиджийского бассейна с Тихим океаном отмечена расположением структур системы Витязя, предположительно раннекайнозойской. Западный отрезок границы образован желобом Витязя северо-западного простиранья. Это узкий трог с глубинами дна до 6 км и более, с линзой осадков в осевой части (до 800 м) и симметричными бортами, наклоненными под углом 10—15°, с выходами спилитизированных базальтов. Первоначально трог рассматривался как трансформный разлом, пограничный с Тихим океаном, позднее — как остаточный глубоководный желоб системы Витязя. Фрагменты былой островной дуги этой системы, возможно, представлены группой подводных гор к юго-западу от желоба, но в основном они образовали, по-видимому, фундамент позднекайнозойской дуги Вануату.

#### СИСТЕМА ТОНГА — КЕРМАДЕК — НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ

Во всем западном обрамлении структуры района Тонга—Кермадек наиболее выдвинуты в сторону Тихого океана. Элементы дуги-желоба прослеживаются в север-северо-восточном направлении от Новой Зеландии до о-ва Ниуатопутату около 3500 км и затем резко поворачивают на запад, в сторону островов Фиджи. Зона субдукции имеет запад-северо-западную полярность. За ней в тылу дуги располагаются продольные зоны котловины Лау, поднятия Колвилл-Лау и Южно-Фиджийской котловины. На северном острове Новой Зеландии и на Тонга прослеживаются элементы двойной островной дуги.

Внутренняя вулканическая зона Тофуа образована протяженной полосой действующих и потухших вулканов, субазральных и подводных. Четвертичный вулканический комплекс в сегменте Тонга представлен андезитобазальтами, реже андезитами, иногда также дацитами и риолитами, относящимися к островодужной толитовой и бонинитовой сериям [146, 58, 267]. По сравнению с породами других островных дуг этот комплекс обеднен кремнекислотой, щелочами, редкоземельными и еще рядом литофильных элементов, включая радиогенный стронций ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7036 - 0,7043$ ). Близким оказывается также химизм плиоцено-четвертичных вулканитов в сегменте Кермадек. Но вариации состава лав здесь шире: от базальтов до риолитов, более кислых, чем на Тонга. Преобладают базальты и андезитобазальты. Обогащение пород элементами-примесями слегка повышено по сравнению с породами того же состава на Тонга. Дальнейшее повышение обогащенности пород этими элементами и увеличение роли кислых дифференциатов прослеживается в Новой Зеландии. Фундамент вулканической зоны представлен породами офиолитового комплекса, драгированными у ее северного окончания: серпентинизированными дунитами, перидотитами и пироксенитами, кварцевыми габбро,



габбро-норитами, плагиогранитами, зелеными сланцами, диабазами и метабазальтами [58]. По составу породы близки к молодым бонинитам и, возможно, комагматичны им. Часть пород, сильно тектонизированных и метаморфизованных, может принадлежать более древнему меланократовому комплексу фундамента.

Острова внешней зоны дуги образованы преимущественно рифовыми постройками. Дорифовые образования на о-ве Эуа включают ранние островодужные вулканы среднего возраста: лавы, дайки и пирокласты базальтового, андезитового и очень редко дацитового состава [146, 244]. Породы представляют дифференциаты островодужной толентовой магмы, еще более примитивной, чем в современных извержениях. По многим особенностям породы напоминают океанические, но отличаются более низкими содержаниями  $TiO_2$ , Ni, Sr и достаточно широкими вариациями кремнекислотности.

Породы фундамента внешней зоны, драгированные на севере дуги, представлены кортландитами, габбро и габбро-норитами, нередко полосчатыми, с наличием лейкократовых разностей, а также диабазами и базальтами [58]. Среди базальтов встречаются как абиссальные, так и раннедуговые толенты. К югу от  $20^\circ$  ю. ш. обнаружены также серпентинизированные гарцбургиты, в подчиненном количестве дуниты и лерцолиты. Здесь охарактеризован последовательный офиолитовый разрез с переходом от ультраосновных пород к габбро и затем к вулканикам общей мощностью до 4 км [111]. Наряду с базальтами представлены андезиты и дациты. Особенности состава пород фундамента позволяют предполагать их принадлежность или разрезу примитивной островной дуги с толентовым магматизмом, или же древней океанической коре, несколько измененной при формировании дуги, что соответствует представлению об энсиматической природе сегментов Тонга и Кермадек. Это подтверждается сравнительно небольшой мощностью островодужной коры и отсутствием в ней настоящего "гранитного" слоя [246].

Глубоководный желоб Тонга—Кермадек сравним с Марианским по огромным глубинам, превышающим 10 км, асимметричному сечению, малой мощности осадков, значительной крутизне бортов с выходами коренных пород и отсутствию признаков аккреционной призмы. На участке подхода к гряде подводных гор Луисвиль-Осборн наблюдается узкое поперечное поднятие в структуре желоба. В южном направлении происходит постепенное уменьшение глубины и исчезновение желоба у Новой Зеландии. Для основной части желоба современные исследования позволяют предполагать развитие в позднем кайнозое процесса субдукции и субдукционной эрозии [244]. По данным сейсмопрофилеирования, на глубине 10 км и других уровнях намечается наклон коровых слоев в сторону дуги. Нахождение миоценовых фораминифер на глубоководных участках приостровного склона может свидетельствовать о погружении в позднем кайнозое не менее 3 км.

Сейсмофокальная зона протягивается вдоль всей системы с уменьшением глубины до 400 км и затем до 200 км под Северным островом Новой Зеландии [146 и др.]. В основной своей части сейсмофокальная зона достигает глубин порядка 650 км. Крутизна наклона возрастает вдоль простирания зоны от  $45^\circ$  в сегменте Тонга до  $60^\circ$  в сегменте Кермадек и  $70^\circ$  у Новой Зеландии. На участке коллизии структур дуги-желоба с грядой Луисвиль-Осборн наблюдается разрыв в верхах сейсмофокальной зоны с отсутствием мелкофокусной сейсмичности. В других участках системы механизмы мелкофокусных землетрясений отвечают субгоризонтальному поперечному (слегка косому) сжатию. Глубже сжатие в сейсмофокальной зоне нередко ориентировано по падению в соответствии с направлением субдукции Тихоокеанской литосферы. Скорость конвергенции плит в сегменте Тонга — 9, в сегменте Кермадек 6 см/год [226].

В Новозеландском сегменте происходит значительное изменение островодужной системы, элементы которой наложены на палеозойско-мезозойские

структуры с континентальной корой мощностью до 30—40 км [44, 146, 267, 114]. Энциалической природе вулканической зоны дуги соответствует известково-щелочной состав пород плейстоцена и голоцена с преобладанием риолитовых игнимбритов и лав, подчиненной ролью андезитов, редким присутствием дацитов и толеитовых базальтов. Обогащение пород щелочами и рядом элементов-примесей по сравнению с сегментом Кермадек, повышение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вплоть до 0,7061 и генерация больших объемов кислых вулканитов позволяют предполагать контаминацию магм материалом континентальной коры. Изменение состава лав вдоль простирания дуги, преимущественно наземный характер извержений и образование плейстоценовых вулканотектонических структур депрессии Таупо показывают, что Новозеландский сегмент дуги приобретает черты окраинно-материкового пояса.

Расположение позднекайнозойской вулканической зоны оказывается близким к структурам пермской и мезозойской активных окраин, возможно, и более древних. Их фрагменты, смещенные по Альпийскому сдвигу, представлены в Новой Зеландии на Северном и Южном островах (см. рис. 53) и дальше к востоку на подводных поднятиях Чатэм и Кэмпбелл. Здесь известно присутствие островодужных и преддуговых (?) комплексов кембрийского, девонского и пермско-мезозойского возраста вплоть до юрских или меловых, отвечающих магматической дуге Брук-Стрит (по [267]). Они тектонически сближены с разновозрастными океаническими комплексами (террейнами), включающими офиолиты, в частности комплекс Дун-Маунтин, и пелагические отложения, нередко метаморфизованные. Глубоководные глинистые и кремнистые породы, пиллоу-лавы и известняки, а также граувакки и турбидиты встречаются в составе террейнов Кейплз, Хааст и Турлесс — восточнее разновозрастных шельфовых разрезов и островодужных вулканитов и отделены от них полосой меланжа и офиолитов. Доверхнепермские (?) офиолиты Дун-Маунтин слагают разрез от серпентинизированных гипербазитов и габбро до пиллоу-базальтов. В современной структуре все комплексы образуют сильно сжатые зоны, простирающиеся к северо-западу.

Наиболее значительные проявления сжатия, тектогенеза и аккреции коры установлены в силуре или позднем девоне в западных зонах и в середине мела на всей площади острова. В апт-альбское время в результате общего скупивания, создания складчато-надвиговой структуры, развития гранитоидного магматизма и метаморфизма (включая локальное образование глаукофановых сланцев и гранулитов) в Новой Зеландии было завершено формирование континентальной коры. С этим этапом связаны отмирание системы активной окраины, существовавшей в перми—мезозое, и важнейшая перестройка структур. Только на юго-востоке Новой Зеландии — на месте палеожелоба и аккреционной призмы — в позднем мелу — кайнозой продолжалось развитие крупного продольного прогиба, правда значительно обмелевшего. В целом тектоническая картина позднего мела — палеогена соответствует развитию пассивных окраин. К середине кайнозоя относится, вероятно, заложение в Новой Зеландии Альпийского сдвига, активного до настоящего времени. Правобоковое смещение вдоль сдвига достигает 480 км; при учете общего изгиба структур типа вертикальной флексуры суммарная амплитуда может быть оценена в 1000 км. В современной структуре по Альпийскому сдвигу происходит сочленение островодужной системы Тонга — Кермадек — Новая Зеландия со сдвигово-надвиговой зоной Маккуори на юго-западе.

Подводные поднятия Чатэм и Кэмпбелл к востоку от Новой Зеландии представляют участок пассивной окраины. Начало спрединга в этой части Тихого океана и оформление пассивной окраины относятся к сантонкампанскому времени, как это может быть датировано по присутствию магнитной аномалии 34 [114]. Развитие пассивной окраины было осложнено образованием поперечного трога Баунти и перемещениями по Альпийскому разлому.

Задуговые зоны в системе Тонга — Кермадек — Новая Зеландия обнаруживают несомненное сходство со структурами Филиппинского региона. Задуговой бассейн котловины Лау представляет линейную субокеаническую зону север-северо-восточного простирания, которая сужается к югу с образованием трога Хавр. В западной части котловины идентифицирована система магнитных аномалий от 3-й до J, а скв. 203 немного выше фундамента пройдены плиоцен-четвертичные осадки [219]. На этом основании время раскрытия котловины определено в 5—0 млн лет. Молодости дна соответствуют его сильная расчлененность и глубины 2—3 км, небольшая мощность осадков (около 100 м в центральной части), широкие вариации теплового потока (от 12 до 270 мВт/м<sup>2</sup>), современные проявления гидротермальной и вулканической деятельности, значительная мелкофокусная сейсмичность, малая мощность коры [91, 219]. Современные исследования котловины Лау с помощью многолучевого эхолота и системы Глория выявили значительную сложность структуры дна. Интерпретация батиметрических и магнитных данных показала постепенное распространение оси спрединга к югу, ее миграцию и перескоки в восточном направлении, появление на западе дополнительной невулканической зоны, образование многочисленных косых трансформных разломов и молодых вулканов [219].

Изучение тонкой структуры коры с помощью многоканального сейсмопрофилирования и определение скоростей, проведенные у 22,5° ю. ш., позволяют предполагать существование в 3 км под осевой спрединговой зоной действующей магматической камеры [127]. Здесь общая сейсмическая картина аналогична описанной на Восточно-Тихоокеанском поднятии в районе 9—13° с. ш. Продукты молодых извержений представлены базальтовыми и андезитовыми лавами и свежими стеклами. Породы, драгированные в разных участках котловины Лау и обнаженные на о-ве Ниуафоу, в целом отличаются от океанических как по широким вариациям кремнекислотности, так и по некоторым геохимическим характеристикам [146, 91, 58]. Отмечено даже полное перекрытие составов пород, изученных в котловине Лау и в островодужном сегменте Кермадек. Наиболее близкими к абиссальным базальтам являются примитивные толенты спрединговой зоны.

Остаточная дуга Колвилл-Лау связана в своем образовании с развитием неогенового вулканизма. Его продукты обнажены на подводном хребте и островах, а также присутствуют в виде туфогенной примеси и разрезе внешней зоны дуги Тонга. Состав островодужных пород в низах преимущественно андезитовый, а выше базальтовый. Их основная часть, относящаяся к среднему—верхнему миоцену, вероятно, была образована до раскрытия котловины Лау и отделения тонганского фрагмента ранней дуги [159]. Но некоторые вулканы еще проявляли активность синхронно с раскрытием и спредингом. Раннеостроводужные образования островов Лау сходны по составу с отмеченными на Тонга. Островодужному развитию хребта Колвилл-Лау отвечает возрастание мощности коры до 15 км с раздувом эффузивно-осадочного слоя и появлением высокоскоростных пород ( $V_{пл} = 6,2$  км/с) [246].

Задуговой бассейн Южно-Фиджийской котловины, судя по буровым и магнитометрическим данным, имеет олигоценовый возраст коры [135, 32]. Магнитные аномалии от 12-й до 7а образуют сложную картину, отвечающую тройному сочленению спрединговых зон. Мощность субокеанической коры 8—9 км [8, 246]. Раскрытие котловины и корообразование предшествовали основному этапу островодужного магматизма зоны Колвилл-Лау. Сравнительной древности Южно-Фиджийской котловины отвечают большие глубины дна (более 4,5 км) увеличение мощности осадков до 1 км и более, обычно пониженные значения теплового потока. Магматические породы из базальтового потока и силла, пройденных скважинами, обладают многими особенностями островодужных образований, как это установлено и для пород других котловин [159]. Котловины

Южно-Фиджийская, Лау, Северо-Фиджийская и, вероятно, Норфолк на юго-западе сравнимы по мощности и строению субокеанической коры и по наличию низкоскоростной мантии. В целом они образуют единую систему разновозрастных структур растяжения.

### НОВОКАЛЕДОНСКАЯ СИСТЕМА

В районе от островов Новой Каледонии и Лорд-Хау до Новой Зеландии в составе кайнозойской активной окраины выделяется несколько субмеридиональных поднятий: Лоялти, Новая Каледония — Норфолк и Лорд-Хау, разделенных глубоководными котловинами.

Остаточная дуга Лоялти образована подводным хребтом и рядом островов, сложенных неоген-четвертичными рифовыми постройками. Дорифовые образования на о-ве Маре представлены базальтовыми лавами, сходными с океаническими, и вулканокластическими островодужными накоплениями [44]. Последние значительные извержения относятся к миоцену. В современной структуре зона Лоялти приближена на севере к системе Вануату. На юге она обрывается зоной разлома Кука. Южное продолжение дуги Лоялти представляют, вероятно, хребет Три-Кингс и далее вулканическая зона п-ова Нортленд, смещенная по разлому Вениг-Мейнеса. В целом к западу от Южно-Фиджийской котловины может быть реконструирована миоценовая палеодуга, близкая по возрасту дуге Колвилл-Лау.

В тектонической зоне Новая Каледония — Норфолк наиболее изученный северный сегмент сложен породами континентальной коры, сформированной к середине мела. В сложной структуре о-ва Новая Каледония совмещены образования окраинно-материковые и океанические. Пермско-мезозойские комплексы параавтохтона по составу и фауне сравнимы с новозеландскими, отчасти с новогвинейскими и австралийскими [44, 267]. Они также включают мощные граувакковые толщи (не менее 4—5 км) со значительной ролью вулканокластических пород и туфов среднего и кислого состава. Последние особенно обильны в отложениях перми — нижнего триаса. Позднеюрско-раннемеловые вулканоплутонические образования известны и непосредственно в Центральном хребте острова. Важнейшие несогласия и проявления тектогенеза приурочены к допермскому времени, началу триаса и раннему мелу. Существенные геологические параллели позволяют предполагать для этого времени принадлежность Новой Каледонии краевой части материка Гондваны. Сенонские терригенные отложения — мелководные и наземные, с мощными линзами конгломератов, с присутствием базальтов и риодацитов — были, возможно, связаны с ранними моментами раздробления Гондваны. Палеоцен-эоценовые кремнисто-карбонатные и флишевые толщи накапливались уже в удалении от материка. С этими комплексами параавтохтона совмещен разновозрастный комплекс пиллоу-базальтов, красных и зеленых яшм с марганцевыми скоплениями, глинистых сланцев, туфов и пелагических известняков. Базальты близки по составу к островодужным толщам и иногда бонинитам [267, 128] и могли быть связаны с окраинно-морским или раннеостроводужным магматизмом.

Все породы вплоть до эоценовых перекрыты крупным офиолитовым аллохтонном мощностью до 3 км (см. рис. 53). Аллохтон и его останцы образованы комплексом массивных и выше полосчатых гарцбургитов, дунитов, верлитов, пироксенитов и габбро с горизонтом серпентинитов в подошве [44, 128, 267]. Покровные перемещения офиолитов, деформации и локальный глаукофансланцевый метаморфизм в породах параавтохтона, значительные нарушения в области седиментации датируются концом эоцена — началом олигоцена. Этими событиями, по-видимому, закончилось активное развитие зоны Новая Каледония — Норфолк и формирование континентальной коры мощностью до 21 км на хребте Норфолк и 32 км на Новой Каледонии [246, 128].

На востоке в зоне трогов Лоялти — Кингстон — Норфолк предполагается позднемеловой возраст субокеанической коры. Породы коры с абсолютными датировками около 80—100 млн лет были изучены в офиолитовых аллохтонах на севере и юге поднятия Новая Каледония — Норфолк. На Новой Каледонии наблюдается субгоризонтальное залегание аллохтонной пластины, сменяющееся на северо-востоке острова наклоном в сторону трога Лоялти. Здесь данные многоканального сейсмопрофилирования, ГСЗ и гравиметрии позволяют оценить мощность пластины в 10 км и проследить ее корневую зону на глубину до образований коры и верхней мантии трога Лоялти [128]. Та же структурная картина установлена и в районе п-ова Нортленд — котловины Норфолк [267]. В обоих случаях тектонические соотношения и время становления офиолитовых аллохтонов сопоставимы с известными на Новой Гвинее.

Более западный Новокаледонский трог сходен с зоной Лоялти—Кингстон—Норфолк по мощности (9—16 км) и возрасту субокеанической коры, по распространению осадков от верхнемеловых(?) до четвертичных и наличию позднеэоцен-раннеолигоценового перерыва и несогласия. На южном окончании трога, вблизи Новой Зеландии, в осадочном слое по данным сейсмопрофилирования устанавливаются широкие складки позднеэоценового возраста, образовавшие хребты Западный Норфолк и Ванганелла.

Тектоническая зона Лорд-Хау почти полностью расположена под водой. Возрастание мощности коры здесь по сравнению с котловинами (до 28 км) происходит за счет как "базальтового" ( $v_{пл} = 6,8$  км/с), так и "гранитного" ( $v_{пл} = 5,9$  км/с) слоя [246]. Сква. 207 была обнаружена домаастрихтская толща риолитов. Их состав, извержения в очень мелководных или даже наземных условиях, а также шельфовый характер алевритовых маастрихтских отложений позволяют связывать позднемеловой этап развития Лорд-Хау с активной окраиной Гондваны до или в начале ее раздробления. Палеоцен-эоценовые толщи, как и в Новой Каледонии, отлагались уже в достаточно глубоководных условиях в удалении от края континента. Отложения нарушены многочисленными сбросами и подводно-оползновыми складками и перекрыты с несогласием неоген-четвертичными слоями.

#### ТАСМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Область краевого спрединга восточнее Австралии и плато Квинсленд включает раннекайнозойские спрединговые системы морей Тасманова, Кораллового и других, развитие которых, по-видимому, не было связано с субдукцией и формированием настоящих островодужных зон. Они рассматриваются как малые океанические бассейны, сравнимые с современным Красным морем.

Бассейн Тасманова моря протягивается субмеридионально почти на 3000 км с постепенным сужением к северу. Развитие здесь системы симметричных магнитных аномалий от 33-й до 24-й может соответствовать кампан-палеоэоценовому возрасту дна [8, 226]. Сква. 283, пробуренная в районе аномалии 32, достигла лишь базальтового силла(?), залегающего среди нижнепалеоэоценовых слоев. Осадочный разрез палеоэоцена—эоцена (513 м) представлен пелагическими алевритистыми глинами и диатомовыми илами, отложившимися преимущественно ниже уровня карбонатной компенсации. После перерыва и образования несогласия седиментация плиоцен-четвертичного времени проходила преимущественно выше этого уровня.

Бассейн Кораллового моря был образован в палеоэоцене — начале эоцена при распространении к северу области краевого спрединга. Здесь идентифицирована почти широтная система симметричных магнитных аномалий от 27-й до 24-й [280]. Особенности субокеанической коры и глубины дна (4 км и более) сравнимы с известными в Тасмановом море. Раннеэоценовые базальты второго слоя в скв. 285 имеют состав толеитов, более глиноземистых, низкотитанистых

и низкоциркониевых по сравнению с базальтами MORB, что приближает их к островодужным толетам. Осадки от нижнеэоценовых до плейстоценовых в скв. 285 и 210 пелагические, известковые и глинистые, несколько более мелководные, чем в Тасмановом море. Спокойное залегание олигоцен-четвертичных слоев, отсутствие магматических проявлений, невысокий тепловой поток соответствуют неактивному существованию бассейнов Кораллового и Тасманова морей после смещения зон растяжения на восток в район котловин Южно-Фиджийской и Лоялти.

Бассейн Соломонова моря, возможно, представляет аналог Кораллового моря, возникший в олигоцене после перескока зоны спрединга на север через структуры п-ова Папуа. Возраст дна определен на основе идентификации магнитных аномалий от 12-й до 9-й, глубины моря около 4,5 км и средних значений теплового потока  $87 \text{ мВт/м}^2$  [180]. Среди драгированных пород присутствуют как высокодифференцированные абиссальные толенты, так и туфы щелочных базальтов, полученные с подводной горы.

Бассейн Вудларк, подобно рассмотренным, также не был связан в своем развитии с настоящей островодужной зоной и представляет, вероятно, наиболее позднее проявление краевого спрединга, направленного к север-северо-западу и юг-юго-востоку. Наличие симметричной системы магнитных аномалий от 2'-й до J позволяет отнести время спрединга к последним 3,5 млн лет и проследить его постепенное распространение в западном направлении [279]. Поднятия Вудларк и Поклингтон в обрамлении бассейна представляют фрагменты новогвинейских структур. Локальные проявления на поднятиях островодужного вулканизма могут быть связаны с малоглубинной субдукцией по периферии бассейна. Основная субдукция субокеанической коры бассейнов Вудларк и Соломонова направлена в сторону Соломоновой системы. Специальные исследования были проведены на участке, где происходит субдукция под Соломонову дугу разогретой и плавучей коры спрединговой зоны Вудларк. Они показали ряд специфических особенностей дуги и желоба, отмеченных выше. Однако магнитные аномалии зоны Вудларк не были прослежены непосредственно до самого желоба. Так что доказательства ее субдукции под Соломонову дугу пока не получены.

#### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Развитие Юго-Западного сектора континентальной окраины начиная с палеозойского времени определялось взаимодействием древней литосферы Гондваны и океанических структур, существовавших на месте Тихого океана. В позднем мелу — кайнозое образование области краевого спрединга по периферии Гондваны неоднократно приводило к отчленению ее фрагментов и существенному расширению зоны перехода континент—океан. В неогене эпизоды коллизии с океаническими поднятиями вызвали значительное усложнение структурного рисунка активной окраины на юго-западе Тихого океана.

Длительное существование структур активной окраины в Австралийско-Новозеландском регионе характеризует постоянное возобновление субдукции и поглощение огромных масс океанической литосферы. Палеозойские океанические комплексы сохранились в ряде районов на востоке Австралии, а мезозойские (доверхнемеловые) — лишь в Новой Зеландии в древних аккреционных клиньях перед фронтом активной окраины. Излияния океанических базальтов, образование кремней, зеленых и красных аргиллитов и известняков или чередовались с накоплением граувакк и турбидитов, совмещенных с ними в современной структуре, или происходили в значительном удалении от края континента — на ложе палео-Тихого океана. Офиолитовый пояс Дун-Маунтин может представлять важную сутурную зону, связанную с обдукцией корово-

мантийного материала и разнородных осадочных комплексов на континентальную окраину.

Соотношение фрагментов тектонических зон как пермско-мезозойской, так и более древних окраин позволяет предполагать субдукцию в западном направлении. Выше подчеркнута незначительное наращение континентального края в Австралии и Новой Зеландии, несмотря на длительное развитие магматического процесса, на проявления в палеозое—мезозое интенсивной складчатости и метаморфизма. Возможно, ответственным за это послужил отчасти механизм "субдукционной эрозии", хотя масштабы такого процесса, вероятно, не были велики. Устойчивое проявление субдукции по восточному краю Гондваны свидетельствует, по-видимому, о постоянстве мантийных процессов на глубинах в несколько сотен километров, сохранявшемся более 400 млн лет независимо от вариаций палеоширот и ориентировки континентального края, рассмотренных Дж. Уиверсом с соавторами [224]. В связи с этим возникают вопросы о реальности значительных перемещений этой части Гондваны по поверхности земного шара, о глубинах, на которых могут происходить эти перемещения.

Анализ структурных зон континентальной окраины и края континента, существовавших в палеозое и мезозое, показывает единство Австралии, Новой Гвинеи, Новой Каледонии, Новой Зеландии и Антарктиды вплоть до начала позднего мела [224, 267 и др.]. Проявления окраинно-материкового известково-щелочного магматизма продолжались в районах Северо-Востока Австралии и п-ова Папуа Новой Гвинеи до сеномана, а в Новой Зеландии и вблизи Новой Каледонии — по-видимому, до альбского времени, когда развитие сжатия завершилось совмещением разнородных комплексов и их обдукцией на континентальную окраину. Создание здесь области со зрелой континентальной корой и отмирание системы континентальной окраины представляют важнейшие события середины мела.

С поздним мелом — началом палеогена связаны этапы расчленения востока Гондваны и инициации океанического спрединга. Развитию спрединга на участке между поднятием Кэмпбелл и Антарктидой, между Австралией и зоной Лорд-Хау — Новой Зеландии отвечает создание группы магнитных аномалий от 34-й до 24-й. Реконструкция палеоструктур позволяет проследить спрединговую зону маастрихт-палеоценового времени от Южно-Тихоокеанского поднятия в Тасманово море. Ее заложению предшествовало грабенообразование в восточных районах Гондваны и предположительно раскрытие трогов Новокаледонского и Баунти. По сравнению с более северными частями тихоокеанского обрамления раздробление в Юго-Западном секторе было проявлено раньше и приобрело более значительные масштабы.

С развитием спрединга в маастрихт-палеоценовое время было связано образование пассивных окраин. Существенное проявление мел-палеогенового островодужного магматизма установлено лишь по северному краю Новой Гвинеи, возможно связанному со структурами Хальмахеры и прото-Филиппинской островной дугой. На остальной площади юго-западного обрамления этап позднего мела — палеоцена характеризуется отсутствием сжатия и субдукции по границе с Тихим океаном. Развитие краевого спрединга в Тасманской области происходило с последовательным продвижением к северо-западу. Однако оно привело к формированию лишь малых океанических бассейнов и было прервано около 57 млн лет назад. Спрединговая зона Тасманова моря сохранилась как потерявшее активность ответвление Южно-Тихоокеанского поднятия, а основная зона океанического спрединга в эоценовое время была продолжена в западном направлении с окончательным разделением Австралии и Антарктиды.

В эоцене в юго-западном обрамлении Тихого океана, по-видимому, возобновляются условия значительного сжатия, установившиеся после некоторой тектонической стабилизации и раннеэоценовой пенепленизации [267]. В районе Папуа и в

поюсе Новая Каледония — Норфолк — Новая Зеландия во второй половине эоцена происходит выведение на поверхность и перемещение к юго-западу крупных пластин океанической коры, шарьированных на континентальную окраину. В соседних районах также проявляются значительные деформации сжатия. Восточнее возобновляется субдукция, имевшая предположительно западную полярность. Заложение островных дуг происходило в основном на океаническом фундаменте, как это показано выше, и определило примитивный характер раннедугового магматизма. Продукты эоценовых островодужных извержений обнаруживаются на Новой Британии, Фиджи и Тонга. В тылу островодужных зон к востоку от малых океанических бассейнов предшествующего этапа, по-видимому, шло формирование новых окраинно-морских бассейнов. Образование всей системы кайнозойской активной окраины юго-запада Тихого океана началось раньше, чем в Индонезии или в северо-западном обрамлении.

Позднекайнозойская система активной окраины во многом наследовала расположение палеогеновых структур. Она включала энсиалические островодужные элементы Новой Гвинеи и, вероятно, Новой Британии и энсиматические структуры островов Соломоновых и Вануату. Во всех островодужных зонах установлены вулканические проявления позднего олигоцена — начала миоцена, амагматичный промежуток и карбонатонакопление в середине миоцена, существенная структурная перестройка и новая вспышка вулканизма начиная с конца миоцена или с плиоцена. Концепция о смене полярности субдукции наиболее обоснована для Соломоновой системы активной окраины, где наблюдается обратная зональность островной дуги, а на северо-востоке существует возможный реликт раннекайнозойского желоба, переходящего по простирацию в желоб Витязя. Фрагменты олигоцен-раннемиоценовых структур на островах Соломоновых и Вануату могли отвечать системе Витязя с юго-западной полярностью субдукции, существовавшей еще с эоценового времени по границе с Тихим океаном. В районе Фиджи она, вероятно, сочленялась с системой Тонга. В их тылу установлено существование окраинно-морских бассейнов Соломонова и Южно-Фиджийского. В целом система активной окраины обрамляла комплекс структур континента Австралии — Новой Гвинеи и его фрагментов в зонах Лорд-Хау и Новая Каледония — Норфолк — Новая Зеландия. Нарушение субдукции и приостановка вулканизма в середине миоцена, по-видимому, были вызваны коллизией Соломоновой дуги с поднятием Онтонг-Джава.

Продолжающееся сжатие на конвергентной границе привело к перестройке субдукции и погружению новообразованной окраинно-морской коры под структуру дуги и поднятия Онтонг-Джава. Со сменой полярности субдукции в конце миоцена — начале плиоцена были связаны становление современных вулканических дуг и раскрытие задуговых бассейнов. Отчетливо выделяется этап структурообразования, охватывающий последние 3 млн лет. В южной части региона он характеризуется развитием спрединговых зон, близких к меридиональным, а в северной части — субширотных. Образование восток-северо-восточных структур дуги-желоба в системе Тонга—Кермадек, правосдвиговые перемещения по Альпийскому разлому отвечают прямому столкновению тихоокеанских структур с элементами континентальной окраины, существовавшими на юге региона. На севере косое раскрытие бассейнов Бисмарка, Вудларк и, видимо, северной половины Северо-Фиджийского, вероятное развитие сдвиговых перемещений вдоль полосы островов Табар-то-Фени и желоба Витязя соответствуют полю напряжений, создаваемому косым взаимным перемещением тихоокеанских и австралийских структур. Строение активной окраины осложняется в участках коллизии с зонами Вудларк и Д'Антраксто, дугой Лоялти, поднятиями Луисвиль-Осборн, Онтонг-Джава и Эаурипик.

Сопоставление современных и древних структур континентальной окраины показывает заметное постоянство в их расположении. В середине карбона,



в триасе, в конце мела — палеогене и местами в плиоцене происходило некоторое смещение этих структур в сторону океана. Однако в районах Новой Гвинеи и Соломоновых островов современная вулканическая зона удалена не более 1000 км от ее палеозойских аналогов. Причем это пространство включает значительные участки молодой субокеанической коры, еще не подвергшейся субдукции и скучиванию. На Новой Гвинее и Тиморе, где структуры Австралийского континента приведены в непосредственное столкновение с островодужными комплексами, произошло значительное скучивание материала и формирование в позднем кайнозое складчатой области и краевого прогиба. Повышение мощности континентальной коры и сокращение ширины складчатой области оказываются здесь весьма существенными.

Система Тонга—Кермадек значительно более продвинута в сторону океана. В ее развитии намечаются заметные параллели с Филиппинской системой: активный спрединг в течение всего кайнозоя, перескоки к востоку зоны спрединга и вулканической дуги, общее перемещение конвергентной границы от континентального края Австралии на 2500—3000 км. Тектоническое сходство двух регионов дополняется и близостью глубинной структуры. Можно полагать, что поднятие "горячего" мантийного материала и развитие краевого спрединга приобретают в Тонганском регионе особенно значительные масштабы. Мощное проявление краевого спрединга определяло, по-видимому, многие особенности развития Юго-Западного сегмента: значительное смещение конвергентной границы в сторону Тихого океана, заложение островодужных структур преимущественно на океанической коре, раннее проявление растяжений и дробления коры, распространявшихся затем на более северные участки континентальной окраины. Корреляция событий позднего мела — кайнозоя, происходивших в юго-западном и западном обрамлении Тихого океана, показывает их диахронность: более раннее проявление на юге и последующее распространение к северу в Индонезийско-Филиппинскую область.

## ГЛАВА ДЕВЯТАЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

### ВОЗРАСТ ТИХОГО ОКЕАНА

Время образования Тихого океана по-прежнему остается проблемой. В связи с его колоссальной площадью и огромными глубинами проблема эта должна рассматриваться как одна из самых крупных, стоящих на пути создания общей картины тектонического развития Земли. Наиболее простое решение основывается на том факте, что в Тихом океане осадочные отложения древнее среднеюрских, ниже которых лежат базальты, буровыми скважинами не вскрыты. Отсюда делается заключение, что до этого времени океана не существовало. Более того, поскольку в ряде скважин юрские и в значительной части меловые осадочные отложения начинаются более или менее мелководными разностями, то считается, что собственно океан возник лишь в конце позднего мела, а до этого были распространены лишь морские водоемы. Естественно, такое решение не предусматривает существования осадочных отложений внутри второго слоя. Но таковые в некоторых скважинах уже обнаружены. Строение второго слоя океанической коры вообще изучено еще далеко не достаточно. Кроме того, следует иметь в виду, что обводненные осадки в случае непосредственного контакта с горячими магматическими излияниями не могли не испытать

сильнейших изменений и деформаций вплоть до полного их уничтожения либо сохранения лишь слабого следа их существования. Наконец, отметим еще и широкое распространение под океанами лав с подушечной отдельностью и другими особенностями, свидетельствующими об их субаквальном происхождении.

Принимая все это во внимание, кажется справедливым полагать, что второй слой океанической коры формировался в океанических условиях, т.е. история Тихого океана существенно древнее, чем она представляется по данным об осадочном слое. Более того, можно предположить, что и в третьем слое среди метаморфитов могут встретиться парапороды. Здесь можно провести параллель со строением разрезов сверхглубоких скважин на суше: в них, как известно, были вскрыты породы, никак не прогнозировавшиеся в отношении ни возраста, ни состава или характера залегания. С современных позиций вскрытие в третьем слое следов осадочных пород, конечно, будет чудом, но, что такого чуда не произойдет, гарантии дать нельзя.

Против рассмотренного простого решения проблемы свидетельствует также геология тихоокеанских окраин. Во всех их секторах имеются фрагменты былых океанических или приокеанических структур. На северо-востоке Азии (Корякский регион) существуют позднекембрийско-раннепалеозойские океанические комплексы, офиолиты среднего палеозоя, а также островодужные океанические и шельфовые серии разных эпох мезозоя. На Восточной Камчатке приокеанические или окраинно-океанические комплексы датируются начиная с позднего мела. На Сахалине установлены конденсированные разрезы океанического бассейна для интервала средней триас — ранний мел (апт). Весьма существенно указание на присутствие среди метаморфитов Сахалина и Хоккайдо древней метаофиолитовой ассоциации — фрагментов меланократового фундамента, возраст которых древнее среднего палеозоя [71].

Если рассматривать регион Сахалина, Японии и Сихотэ-Алиня в целом, то здесь приокеаническая и субокеаническая обстановки убедительно реконструируются для пермского времени, причем показано, что пермские образования района Сахалина формировались на значительном удалении от края материка. На Сихотэ-Алине уже в кембрии существовали условия, сопоставимые с современными пассивными окраинами океанических бассейнов [42]. После ордовикско-силурийского тектогенеза в среднем девоне в Сихотэ-Алине сформировался вулканоплутонический пояс, фиксирующий край континента того времени; восточнее его простирался бассейн с океанической корой. В Катазиатском поясе юго-востока Китая выявлены, по-видимому, еще более древние офиолиты, чем в северных районах азиатской окраины; их возраст около 1 млрд лет. При этом важно обратить внимание на тихоокеанские простирания соответствующих структур.

К рассматриваемой проблеме прямое отношение имеют результаты тектонического анализа Казахстана и Южной Сибири, которые группой авторов рассматриваются как фрагменты Палеопацифики [48]. Эти мозаичные складчатые области сформировались, по заключению цитируемых авторов, в краевой части обширного палеоокеана на месте венд-раннепалеозойской активной континентальной окраины вследствие нескольких этапов аккреции, имевших место в палеозое. Таким океаном могла быть только Палеопацифика. Отправной точкой анализа в данном случае служит факт современного существования подобных мозаичных областей лишь на западе Тихоокеанского бассейна.

С восточной стороны древние океанические, островодужные и окраинно-континентальные комплексы наиболее широко распространение имеют в Кордильерах. Этот горный пояс вообще относится к той части Северо-Американского материка, которая на протяжении 900 млн лет представляет тихоокеанское обрамление [129]. Более того, в палеогеологических реконструкциях просматривается при- тихоокеанская зона вплоть до 1,8—2,0 млрд лет назад. Что касается Анд, то

здесь можно говорить о притихоокеанских структурах раннего палеозоя.

Все сказанное о структурной эволюции обрамления Тихого океана противоречит представлению о его недавнем (мезозойском или даже позднепалеозойском, как думают некоторые авторы) образовании. Наоборот, имеющиеся данные позволяют считать, что Тихий океан существовал даже в рифее<sup>1</sup>.

К сходному выводу приводят и палеомагнитные данные. "По палеомагнитным данным для палеозоя, использованным в работе А.М. Городницкого и др. (1978), на месте Тихого океана все время находился океанский бассейн. Согласно основанной на аналогичных данных реконструкции Дж.Д.А. Пайпера (Piper, 1982) для позднего докембрия, континенты в эту пору были объединены в единый суперконтинент Пангея, которому должна была противостоять Панталасса, включающая современный Тихий океан. К. Ле Пишон и Ф.Хюшон (Le Pichon, Huchon, 1984) показали, что подобное противостояние наблюдалось на протяжении всей фанерозойской истории Земли" [87. С.7].

Следовательно, можно констатировать, что в течение фактически всего неогена в области ложа Тихого океана происходило обособленное саморазвитие океанической тектоносферы. Конкретное содержание этого процесса пока не раскрыто, но перманентную вещественную и структурную трансформацию глубинного материала следует признать априори. Лишь, начиная со средней юры тектономагматическое саморазвитие океанического ложа познается нами все в более полном виде.

#### О МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЯХ И ТЕКТЕНИКЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Основной материал для изучения океанического магматизма дают керны скважин глубоководного бурения и образцы, поднятые подводными аппаратами и драгами. Последние при всей их отрывочности приносят ценнейшие данные о породах глубоких слоев океанической коры, которые пока не могут быть достигнуты скважинами.

В целом ряде районов Тихого океана отечественными экспедициями собраны хорошие коллекции пород океанической коры, обработка которых выявила существенное различие химизма базальтов абиссальных плит, крупных поднятий с утолщенной корой и наложенных линейных вулканических хребтов. Последние образовались в связи с развитием огромных разломных систем в океанической литосфере, ставших зонами проницаемости для магматических масс.

Абиссальные плиты были опробованы в нескольких разломных зонах: Императорской, Меррей, Клариион, Нова, Магеллановой. По содержанию главных петрогенных компонентов и другим признакам слагающие их базальты относятся к типичным океаническим толентам. Для линейных наложенных вулканических хребтов характерен щелочно-базальтовый магматизм. Толенты здесь также встречаются, но они принадлежат к группе островных. К таким хребтам относятся Императорский, Лайн, Гавайский и ряд других. Магматические комплексы поднятия с утолщенной корой также специфичны. Этому типу структур принадлежат поднятия Шатского, Хесса, Обручева, Магеллана, Манихики, Онтонг-Джава и некоторые другие. Специфика их магматизма состоит в том, что в них распространены как типичные океанические толенты, так и щелочно-базальтовые серии. О конкретных петрохимических и геохимических особенностях упомянутых пород писалось неоднократно, и нет необходимости вновь приводить соответствующие характеристики. Однако следует отметить, что механизм "горячей точки" для объяснения вулканизма линейных наложенных хребтов (Лайн, Императорский и многие другие) не может быть использован и все построения, основанные на этом механизме, следует признать ошибочными.

<sup>1</sup> Один из авторов книги (Ю.М. Пушаровский) писал об этом еще в 1965 г.

Установление корреляционных связей между крупными структурными образованиями и базальтовым магматизмом дна Тихого океана имеет принципиальное значение в смысле подхода к историко-геологическим проблемам акватории. Здесь уместно провести параллель между связью траппового магматизма и развитием синеклиз на древних платформах или андезито-базальтовых серий и формированием островных дуг как тектонических поднятий. Во всех подобных случаях представляется возможность конкретного анализа геологического развития того или иного участка земной коры с обособлением стадий и отдельных этапов в этом развитии. В Центральной и Северо-Западной Пацифике выделяются по крайней мере два крупных тектономагматических этапа: более ранний, когда формировались абиссальные плиты и сопряженные с ними поднятия с утолщенной корой, и более поздний, характеризующийся широким образованием наложенных тектономагматических структур. Судя по данным глубоководного бурения, первый этап начался в юрское время и продолжался до позднего мела; второй проявился главным образом в конце мелового периода и в первой половине палеогена. Если обратиться к Северо-Восточной Пацифике, то можно выделить и третий тектономагматический этап, отвечающий позднему кайнозою — современности и локализованный в хребте Хуан-де-Фука и в районе Калифорнийского залива.

В южной части Тихого океана события протекали по-иному. Судить о юрском времени нельзя, так как нет пород соответствующего возраста. Тектономагматический этап формирования абиссальных плит и сопряженных с ними поднятий здесь также выделяется, но он охватывает лишь меловой период. Далее очень рельефно обособляется этап образования и развития Восточно-Тихоокеанского поднятия, начавшийся на границе мела и кайнозоя и продолжающийся поныне. Наложённые линейные тектоновулканические цепи в этой части Пацифики более молодые; их формирование отвечает второй половине кайнозоя. Таким образом, главные морфологические области Тихого океана имеют разную геологическую историю, что делает необходимым рассматривать вещественно-структурную эволюцию океанического дна дифференцированно, а не путем его разделения только на единую литосферную плиту и спрединговый хребет.

Каждый крупный тектономагматический этап отражает неповторимое сочетание геологических условий соответствующего времени, а именно специфику глубинных процессов, индивидуальные черты геодинамических и геотермических полей и, наконец, кинематические особенности. Насколько можно сейчас судить, для раннего из известных нам этапов характерна множественность спрединговых осей, латеральная подвижность глубинных масс в тонкой коре по схеме: отток материала от зон спрединга в одних участках и скупивание его в других. Магмообразование происходило на сравнительно небольших глубинах. Лишь в зонах тектонического скупивания литопластин вследствие локально действующих факторов (сжатие, разогрев) время от времени могли возникать условия для появления относительно глубинных магматических масс. Более молодым этапам свойственно массовое развитие крупных линейных деформаций — разломных систем преимущественно северо-западного или близкого к меридиональному простирания, сопровождавшихся глубинным магмообразованием. Особым тектономагматическим этапом является образование спрединговой моносистемы. Последняя локализовалась на востоке и юге Тихого океана, причем движение от спрединговых центров по латерали затухает в пределах достаточно ограниченного пространства, где происходит перегруппировка литосферного материала.

В настоящее время проводится углубленный анализ химизма пород твердой коры океанов. Все увеличивается число работ, свидетельствующих о значительных неоднородностях в химизме и изотопном составе базальтов океанов вообще и Тихого океана в частности, отражающих гетерогенность мантии — различие в ее вещественном составе и строении, причем не только по вертикали, но и, что очень важно, по горизонтали. Существенная роль в таком анализе принадлежит

данным по содержанию редкоземельных и рассеянных элементов, а также геохимии изотопов радиогенных элементов. Подобные исследования создают основу для модели латеральных разноуровневых тектонических движений в мантии, вызывающих перераспределение материала, изменчивость *PT*-условий в ней и в конечном счете специфику тектономагматических процессов.

Для Тихого океана исследования изотопного состава Sr в базальтах начал К. Хедж, который обособил Южную провинцию с высоким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , достигающим в районе Самоа—Таити 0,7066, и Северную, где это отношение меньше — порядка 0,7035. Анализы базальтов из разлома Нова, выполненные в лаборатории абсолютного возраста и стабильных изотопов Геологического института АН СССР, дали цифры 0,7031—0,7035, близкие к цифрам Северной провинции Хеджа. Принципиально сходная ситуация наблюдается и при сравнении соответствующих данных по северным и южным островным дугам [254]. Вряд ли можно сомневаться, что дальнейшие исследования изотопного состава Sr, Pb, Nd и ряда других элементов принесут очень важные данные для обособления более дробных магматических провинций в океанических базальтах.

Возможность обособления и оконтуривания магматических провинций открывает типизация базальтовых серий, отличающихся петрогеохимическими чертами и содержанием отдельных металлов. Так, по сочетаниям различных типов базальтовых серий в Тихом океане [81] намечается несколько обширных провинций. Очень существенно, что появляются данные об отличиях базальтов абиссальных плит друг от друга. (Прежде были данные лишь о неодинаковом характере базальтов в разных районах срединных хребтов.)

В специальной работе произведен сравнительный петрографо-геохимический анализ магматизма центральной части Тихого океана [81]. Исследование показало, что главной структурной неоднородности Тихого океана, его западной и восточной областям, разграниченной проходящей посредине океана линейной зоной глубинного геофизического и структурно-морфологического раздела, соответствует неоднородность магматическая. Базальтоиды мелового возраста Западного сектора трактуются как специфические образования, возникшие в связи с развитием местных рифтогенных структур, чем и обуславливаются особенности их химизма. Помимо базальтов, в последние годы в исследования вовлекаются и материалы по габброидам и ультрабазитам. Приведем данные Г.Н. Савельевой [72].

По материалам драгирования в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия составлен обобщенный разрез габброидов и ультрабазитов, в котором выделены магматические серии и реститовые мантийные тектониты. Первые представлены полным рядом продуктов глубоко прошедшей дифференциации толситовой магмы — от высокомагнезиальных троктолитов (и плагиоклазовых дунитов) через оливиновое габбро, габбро-нориты до ильменитовых габбро-анортозитов и феррогаббро. В сравнении с этим рядом габброиды желобов западной окраины Тихого океана обеднены щелочами и литофильными элементами.

Мантийные тектониты — это шпинелевые, реже плагиоклазовые лерцолиты и гарцбургиты с остаточными деформационными структурами, отражающими сплошное (массовое) высокотемпературное течение пород на глубинах более 25—20 км (в условиях шпинелевой фации), а также меньших глубинах в условиях устойчивости анортит-оливинового парагенезиса. Малоглубинное течение осуществлялось с резкими градиентами скоростей, что выражено локальными линейными зонами со структурами бластокатаклизитов. Последние характерны и для нижних серий габброидного разреза, свидетельствуя об условиях сжатия при их формировании.

В спрединговых зонах и крупных океанических разломах наиболее распространены перидотиты лерцолитового типа; островному склону желобов присущ

исключительно гарцбургитовый тип, тогда как в интрадуговых зонах спрединга окраинных морей вновь выводятся лерцолиты. Палеообстановка активных континентальных окраин может характеризоваться, таким образом, разрезами ультрабазитовых комплексов контрастных типов.

Анализ состава мантийных тектонитов показал наличие региональных неоднородностей состава верхней мантии, существовавших до частичного плавления, с которым связано формирование конкретных комплексов, закономерные вариации их состава накладываются на ранее существующие различия по отношениям  $Cr/Al$ ,  $Ti/Na$  и др. Самые крупные неоднородности фиксируются: 1) в области, охватывающей западную часть Индийского океана и Западное Средиземноморье, где лерцолиты слабо истощены базальтоидными компонентами: пироксены в них характеризуются высоким содержанием  $Al$ ,  $Cr$ ,  $Ti$ ,  $Na$ , а хромшпинелиды отличаются высокой глиноземистостью; 2) в Тихоокеанской области, где лерцолиты и гарцбургиты (из разломов Элтанин, Кларин и Гаррет) деплетированы значительно сильнее — содержания  $Al$ ,  $Ti$  и  $Na$  в пироксенах здесь значительно меньше. Что касается  $Cr$ , то ультрабазиты Тихоокеанской области вообще богаты этим элементом: при сравнительно высокохромистом шпинелиде окиси хрома много и в пироксенах.

Выводы о провинциальных особенностях ультрабазитов океанов имеют большое значение для развития представлений не только о существовании, но и о масштабах латеральной неоднородности мантии.

Ранее один из авторов книги, касаясь проблемы происхождения Тихоокеанского сегмента Земли, пришел к заключению, что этот сегмент отличается постоянным проявлением повышенной энергии глубинных процессов [60]. Это относится как к мезозойской и кайнозойской эрам, так и к более далеким временам геологической истории. Надо думать, что обмен масс вследствие тектономагматических процессов в недрах Тихоокеанского сегмента Земли происходит столь интенсивно, что условия для появления субконтинентальных и континентальных структур создаются лишь по его периферии. Да и здесь (имеется в виду Тихоокеанский тектонический пояс) такие условия весьма нестабильны и процесс наращивания материковых блоков носит противоречивый, прерывистый характер. В течение 4,5 млрд лет истории планеты в противоположном сегменте Земли формировались крупные массы континентальной коры, коловшиеся, расходящиеся и сходящиеся вновь, а область Тихого океана (за исключением окраин) оставалась все еще не затронутой этим процессом, наследуя таким образом очень ранние для геосфер энергетические условия. Здесь продолжается геологическое развитие в рамках досиалической стадии, что проще всего объяснить древнейшей изначальной неоднородностью строения планеты.

На всех картах хорошо видна морфологическая и тектоническая специфика дна Тихого океана по сравнению с другими океанами. Важнейшей особенностью является и огромная площадь акватории, которая вместе с континентальными окраинами составляет половину площади земного шара. Давно уже подчеркиваются геофизические особенности тихоокеанской коры и верхней мантии. Это относится к сейсмическим разрезам, магнитным полям, плотностям мантийных пород, которые здесь выше, чем в Атлантике, по положению точки Кюри, существенно приближенной к поверхности под Тихим океаном, чем под Атлантическим, и ряду других параметров.

Очень важную специфическую черту Тихого океана, свидетельствующую о возбужденном состоянии тихоокеанских недр, составляет огромное количество — многие десятки тысяч — вулканических гор и холмов, изливших в позднем мезозое и кайнозое колоссальные массы базальтов. Если считать, что основные количества базальтов поступают из спрединговых зон, то объем лав из отдельных вулканов дна, по подсчетам Р. Батиза, составит 5—25% общей массы. Такие соотно-

шения легко увязываются с представлением о множественности спрединговых центров, сочетающихся с широким распространением извержений преимущественно трещинного типа по площади дна в ходе его геологической истории.

В этой связи интересен анализ вулканизма тихоокеанских островов. Как уже не раз отмечалось, он отличается от вулканизма островов других океанов меньшей щелочностью и в общем натровым профилем. Эти свойства в сочетании с интенсивным магматизмом в периферических областях, в свою очередь, подтверждают особое состояние геосфер под Тихим океаном. Т.И. Фролова рассматривает эти особенности как индикаторы возбужденного состояния мантии Тихоокеанского сегмента.

Наметившиеся корреляции между магматизмом и крупными тектоническими элементами и районами в Тихом океане свидетельствуют о сложной картине геологического развития литосферы в этой области, несводимой к упрощенным схемам движения однородного литосферного монолита, местами протыкаемого "плюмами". Можно считать установленными разнообразными по масштабам неоднородности в мантии, что относится как к вещественному составу, так и к энергетическим свойствам. Причины образования таких неоднородностей лежат в неравномерно протекающих процессах преобразования и перемещения глубинных масс. Наложение одной магматической провинции на другую, коррелирующуюся с той или иной тектонической областью, — ясный указатель на важнейшие перемены в геодинамическом состоянии глубинных геосфер. Соседство провинций, обычно также согласующееся с тектоническими особенностями, — прямой аргумент гетерогенности мантии по латерали. Из сказанного следует, что дифференциация внутриземного вещества носит весьма сложный характер. Она избирательна, и вряд ли существуют правильно расположенные общепланетарные конвективные потоки. Конвективный процесс имеет место, но он разномасштабен, меняется по амплитуде от места к месту, охватывает разные вертикальные уровни и нерегулярен. Подтверждение тому — многообразие глубинных неоднородностей.

Имеются и иные факторы, оказывающие влияние на образование глубинных неоднородностей: латеральное тектоническое перемещение мантийных масс не всегда связано с конвекцией. Помимо эндогенных причин, такое перемещение, как и в случае земной коры, может быть обусловлено внеземными импульсами, но это уже особая тема.

Изучение тектоники офиолитов свидетельствует о том, что ниже поверхности Мохо наряду с тектоническим течением материала, так же как и в коре, существуют горизонтальные срывы и перемещения мантийных масс (см. рис. 1). Это необходимо иметь в виду при тектонических и геодинамических построениях глобального характера. Мантия под океанами — никак не инертный монолит.

### ГЕОДИНАМИКА ОБРАМЛЕНИЯ

Границы Тихоокеанского бассейна во времени существенно изменялись. На это указывают особенности эволюции Тихоокеанского тектонического пояса, периферические части которого на протяжении неогена постепенно причленились к окружающим древним материковым массам. По всему Тихоокеанскому кольцу можно видеть, что в ходе времени в нем происходило смещение тектонической активности в сторону океана и превращение окраин последнего в аккреционные комплексы. Такой процесс носил неравномерный характер, осложнялся деструктивными явлениями, иногда очень масштабными, но в целом площадь океанического ложа сокращалась. К такому же результату приводили и движения окружающих континентов (рис. 54) [133]. Площадь древнего Тихого океана сокращалась также вследствие замыкания его ответвлений, в частности Казахстано-Сибирского.

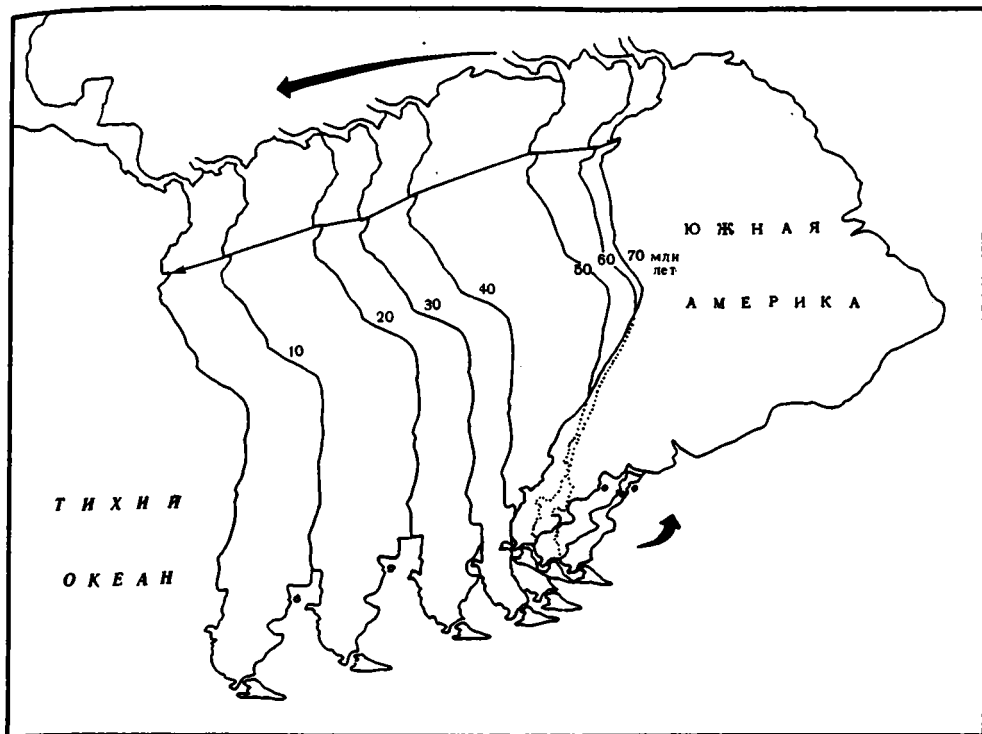


Рис. 54. Перемещение Южной Америки за последние 70 млн лет [133]

Геодинамика в Тихоокеанском поясе нестабильная и меняется от места к месту. Его общая тектоническая неустойчивость выражается в том, что позднедокембрийских и палеозойских складчатых сооружений в его пределах образовалось очень мало (юго-восток Китая, Антлерский пояс, Боливийские Анды, восток Австралии), индосиниды распространены также мало. Основная же часть складчатых сооружений создана в позднеюрское—меловое время и в кайнозое. В западной половине пояса очень большие площади и ныне заняты высоко-мобильными зонами, представленными островодужными структурными ансамблями с их контрастным тектоническим рельефом, мощным вулканизмом и высокой сейсмичностью.

Формирование структурных комплексов Тихоокеанского пояса происходило с участием террейнов-мигрантов. По сути дела, они проявились во всех звеньях пояса. Практически всегда террейны-мигранты можно связать с перемещениями масс внутри переходных зон по их простирацию. Однако в одной из публикаций [77] сообщается о тралении в океане между разломами Кларин и Клиппертон пород, никаким образом несвойственных симатической коре. Среди них содержатся обломки гранитов, биотит-мусковитовых гнейсов, кристаллических сланцев, эндербитов, гальки кислых и средних вулканитов кварцевых порфиров. Наряду с ними подняты также обломки пород вулканогенно-кремнистой ассоциации и базальтов. Тектоническая природа этого участка дна не расшифрована, но возможно, что это внутриокеанический террейн-мигрант — единственный в своем роде, так как подобных примеров в Пацифике больше пока нет.

Главный фактор, определяющий геодинамику в Тихоокеанском тектоническом поясе, — это взаимодействие континентальных и океанических геосфер, точнее,



геосфер Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли. Структура, тектонические движения, магматизм в разных его формах и сейсмичность в обрамлении ложа Тихого океана именно и отражают данное взаимодействие. Из анализа подобных явлений видно, что зона геодинамического взаимодействия в глубину уходит почти на 700 км, где находятся очаги наиболее глубоких землетрясений. От этой глубины к земной поверхности существует много уровней, где происходят разрядка внутримантийных и коровых напряжений, а также столкновение масс, их латеральное движение и магнообразование. В связи с этим необходимо отметить ряд обстоятельств. Первое — всем упомянутым процессам свойственна не только многоуровненность, но и нерегулярность проявления, что особенно ясно видно на примерах сейсмичности и вулканизма. Более или менее значительные событийные фазы или эпохи выявляются лишь при некотором обобщающем подходе. Второе — общая тенденция смещения под континенты фронта клиньев континентальных и океанических мантийных и коровых масс по мере увеличения глубины. Третье — очень различная ширина переходных зон, что отражает степень сложности процесса взаимодействия глубинных масс.

Для объяснения этого чаще всего используется субдуктология. Но можно рассмотреть и принципиально иную модель. Речь идет о латеральном взаимопроникновении клиньев глубинных и коровых масс с их поддвигами в сторону континента и надвигами в сторону океана. Однако это лишь самая общая схема. Большое осложнение в нее вносит такой фактор, как мантийные "струи" — тепломассопотоки, индуцированные эндогенными различного масштаба, но большой глубинности (в принципе возможно вплоть до ядра) процессами [67]. Зона взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов благоприятна для продвижения таких "струй", локально создающих особые геодинамические обстановки. В работе [8] с воздействием сверхглубинных тепловых потоков связывается образование зон растяжения и автономного спрединга в коре, обусловивших возникновение глубоководных впадин многих краевых морей.

Нельзя не обратить внимания, что краевые моря в значительно большей мере развиты в Западной Пацифике, чем в Восточной. Вообще характер сочленения Тихоокеанского сегмента на западе и востоке совершенно разный. Западной периферии в современном структурном плане свойственно широчайшее распространение структур переходной стадии развития земной коры. На востоке переходные зоны, если исключить регионы Карибский и Скотия, совсем иные и являются зонами не столько потенциальной материковой аккреции, сколько деструкции континентальных краев. На это указывают молодые огромной протяженности продольные впадины — грабены и рвы в горных системах, такие, как ров Скалистых гор, грабен долины р. Магдалены, впадина Центральной долины Чили и ряд других. Признаком того же является спрединговая впадина Калифорнийского залива. Явственный признак деструкции — обрыв материковым склоном древних структур Андийского пояса, а также в других районах. Огромный пологий надвиг на океаническое ложе Северо-Американских Кордильер в районе Ванкувера — также специфическая черта геодинамики восточного обрамления Пацифики. Отсюда видно, что тихоокеанским окраинам Северной и Южной Америки свойственны линейные структурные элементы, а Азии, Австралии и Аляске — в крупном плане преимущественно мозаичные. Можно предположить, что на глубинные процессы, вызвавшие такую асимметрию, влияет, в частности, ротационный режим Земли, о чем приходилось писать еще более двух десятков лет назад, но в этом пока много неясного. Главная трудность определяется докайнозойской геологической историей запада Кордильер и Анд, когда на их тихоокеанских окраинах были широко распространены структуры типа основных дуг и краевых морей. Ныне все эти

структуры включены в состав консолидированных гигантских линейных тектонических поясов, реагирующих на глубинные процессы в зоне их сочленения с океаном мощными продольными расколами вплоть до откалывания.

Консолидации поясов способствовал гранитоидный магматизм, феноменально проявленный в Андах и Кордильерах. Его история в Центральных Андах насчитывает около 200 млн лет, а если учитывать прибрежный перуанский батолит Сан-Николас — около 400 млн лет [210]. Раскалывание консолидированного Андийского пояса подчеркивается огромной линейной зоной позднекайнозойского вулканизма. В Кордильерах это зона молодого вулканизма Каскадных гор.

Механизм раскалывания может быть понят лишь при рассмотрении геодинамики горного пояса в целом. Эта деформация есть результат действия сравнительно кратковременных, но мощных неотектонических воздыманий, вызванных либо эффектом сильного утолщения коры за счет тектонического сгущивания, либо подтоком мантийных масс в область свода. Оба случая, как представляется, имеют место на востоке Тихого океана.

Коснемся времени становления фронтальных структур тихоокеанского обрамления. Здесь нельзя ориентироваться на глубоководные желоба, поскольку возраст их обычно не ясен. Наоборот, ко времени их образования можно подойти (с известной долей условности) на основании анализа тектонической эволюции сопредельных с ними островодужных структурных образований.

Алеутская островная дуга, отделяющая Берингоморский регион от Тихого океана, по имеющимся данным, заложилась в палеоцене. Эта дуга наложена на структурные комплексы Восточной Камчатки, являющиеся фронтальными начиная с альбского времени. Граничная Малокурильская зона сформировалась не позже кампана. Современная структура Японской дуги начала определяться 18—20 млн лет назад (ранний миоцен), о чем можно судить по возрасту Японского моря. Более южная фронтальная система островных дуг вплоть до гряды Яп начала формироваться в эоцене. Среди фронтальных структур Юго-Западной Пацифики дуга Бисмарка (о-ва Манус, Новая Британия) заложилась также в эоцене или (о-в Новая Ирландия) олигоцене. Что касается Соломоновых островов, то в их центральной зоне имеются мезозойские (меловые ?) островодужные комплексы. Особняком, однако, стоит о-в Малапта, где развиты меловые образования океанического типа. Гряды Тонга и, вероятно, Кермадек начали формироваться в эоцене.

Приведенные данные свидетельствуют, что на западе Пацифики становление фронтальных структур происходило разновременнo. Но интервал времени не слишком велик: средний—поздний мел (Восточная Камчатка, Малые Курилы, Соломоновы острова) — палеоген (большинство островных дуг запада Пацифики), оформление Японской дуги произошло в раннем миоцене. Если взять крайние датировки, то интервал между ними охватывает около 80 млн лет. В целом выявляется картина прогрессивного продвижения аккреционного процесса в океан. В тылу фронтальных дуг при этом развивался (и развивается ныне) сложный структурный комплекс, преобразование которого (вместе с эволюцией дуг и желобов) и составляет сущность развития зоны перехода океан—континент.

Нерегулярное расположение разновозрастных фронтальных зон позволяет считать, что глубинные процессы, их порождающие, действуют в смысле пространства избирательно, а в смысле времени асинхронно. Так что геодинамическая модель тектонической эволюции западнотихоокеанского обрамления, основанная на принципе сложного латерального взаимодействия клиньев глубинных масс Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов, дополняется пространственными и временными нерегулярностями его проявления.

По-видимому, отображенная здесь картина, выявленная в результате проведенного нами анализа, едва ли найдет объяснение на основе учения о тектонике литосферных плит.

На востоке соотношения океана и фронтальных зон континентов рисуются иначе. Обычно фронтальные зоны представлены здесь фрагментами относительно древних структур либо в меньшей степени глубокими позднекайнозойскими прогибами. Уже говорилось, что почти всегда отмечается обрыв структур суши континентальным склоном. Характерно торцовое сочленение океанических и материковых структур. Такие соотношения устанавливаются вследствие тектонического перекрытия континентальными литопластинами структур океанического дна. Таким образом, в общем плане намечается закономерность, заключающаяся в том, что на востоке Пацифики фактором, определяющим фронтальную геодинамику, является надвиг континентов, а на западе — в большей мере поддвиг океанического ложа. Характерно, что глубоководные желоба существуют в обоих случаях.

То, что только что сказано, относится не только к недавнему этапу развития земной коры, но и ко всему кайнозою, а возможно, и более древнему этапу тектонической эволюции.

### ТИПЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Распространенное сейчас представление о двух категориях континентальных окраин, активных и пассивных, фактически абсолютизировано. К первой из них относятся тихоокеанские окраины, ко второй — атлантические и им подобные. Восходит такое деление еще к "Лику Земли" Э. Зюсса. Однако вопрос этот, как показывают особенности строения современных континентальных окраин и палеотектонические реконструкции, более сложен. Частично это уже замечено геологами, в связи с чем среди активных окраин выделяются восточноазиатский и андийский типы. В.В. Белоусов писал также о колумбийском типе.

В основу выделения активных и пассивных окраин положены не столько тектонические признаки, сколько вулканическая и сейсмическая активность, обычно очень мощная на активных окраинах. Разница между восточноазиатским и андийским типами состоит в том, что в первом случае распространены структурные комплексы островных дуг, а во втором их нет, т.е. в качестве основного классификационного признака здесь выступает тектонический.

На примере структурной эволюции Сихотэ-Алиня показана смена разновидностей континентальных окраин во времени [42]. Хотя подобных работ еще мало, но уже совершенно очевидно, что такого рода явления имеют для геодинамики принципиальное значение. Раскрытые выше особенности структурной эволюции некоторых регионов зоны перехода океан—континент свидетельствуют также о возможности сочетания пассивных и активных окраин по латерали. До сих пор это столь существенное явление не привлекало внимания. Остановимся на нем подробнее.

Если касаться современных континентальных окраин, то латеральное сочетание их пассивного и активного видов распространено в единичных случаях. Наиболее ярко оно видно к востоку от Австралии. Здесь материк в конце мелового времени был расколот и фрагмент его в виде поднятия Лорд-Хау отодвинулся на восток с параллельным образованием Тасманова моря. В конечном счете на краю Австралии сформировалась пассивная континентальная окраина — шельф и материковый склон —, существующая и поныне. Но восточнее подводного поднятия Лорд-Хау располагается обширный и тектонически весьма активный регион, где имеется весь набор структур, свойственных активным континентальным окраинам (глубоководные желоба, островные дуги, междуговые и задуговые бассейны и т.д.). Отдельные его элементы начали формироваться еще в эоцене (дуга Тонга), т.е. пространственное сочетание активной и пассивной окраин существует здесь уже по меньшей мере 45 млн лет.

Теперь обратимся к палеопримерам.

Меловая история Колумбийских Анд выявляет сосуществование в переходной зоне той и другой категории континентальных окраин. Восточная Кордильера и часть Центральной отвечают палеошельфу, континентальному склону и, вероятно, континентальному подножию, а регион Западной Кордильеры обладал в это время строением активной окраины (реконструируется островная дуга).

Очень ярко сосуществование двух главных разновидностей континентальных окраин проявлено в палеозойской истории Кордильер Северной Америки. Общеизвестно, что на западе Северо-Американской платформы, в частности в районе Скалистых гор, в палеозое на протяжении сотен миллионов лет формировались комплексы осадочных пород, позволяющие различать структуры, характерные для пассивных окраин (шельф, континентальный склон). Но, как было показано выше, к западу отсюда были развиты структурные комплексы островных дуг.

Еще один характерный пример касается Центральной и Северной Кубы. На основе палеотектонического анализа для мелового времени в направлении с севера на юг здесь можно выделить следующие геодинамические обстановки: шельф, континентальный склон, краевое море, вулканическая островная дуга — типичный пример латерального сочетания пассивной и активной разновидностей континентальных окраин.

Если обратить внимание на данное явление, то гораздо полнее и точнее можно понять геодинамические процессы в зонах перехода океан—континент и дать значительно менее схематичные отображения палеотектонических обстановок. Такие сложные по строению окраины можно назвать *бизональными*.

Все приведенные примеры бизональных континентальных окраин свидетельствуют о приуроченности их к регионам, где тихоокеанская переходная зона сопряжена с обрамляющими консолидированными континентальными блоками, и в этом состоит основная закономерность их пространственного распространения. Тип бизональных континентальных окраин выдвигает новые проблемы в геодинамике и геотектонике.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ

Имеющиеся данные о тектонических событиях в Тихоокеанской области выявляют как сравнительно широко распространенные тектонические рубежи, так и локализованные на более или менее ограниченном пространстве. Но тектоническая активность может проявляться и в "межрубежные" интервалы времени. Если обратиться к наиболее крупным рубежам, то, предваряя анализ, заметим, что они не являются кратковременными, а занимают многие миллионы лет. Вообще такие рубежи выделяются лишь при усредненном подходе, когда более или менее близкие по времени события рассматриваются обобщенно. Конкретный же анализ показывает, что отвечающие крупным рубежам тектонические события по их числу, времени проявления и распространению по площади обычно изменчивы от места к месту.

Тектонические корреляции для Тихоокеанской области в целом можно проводить лишь с конца средней юры. До этого времени данных по океану пока нет, кстати, и по обрамлению, как увидим дальше, они существенно менее полные.

Итак, обратимся к отрезку времени, измеряемому 170 млн лет. Очень крупный рубеж отвечает маастрихту — данию — началу палеоцена, т.е. времени, разграничивающему мезозой и кайнозой. Рубеж охватывает примерно 12 млн лет. Характер тектонической активности в это время ясно иллюстрирует то, что только что было сказано относительно общих особенностей проявления тектонических эпизодов.

Очень важное значение данный рубеж имел в структурообразовании дна Тихого океана. Если основываться на магнитных аномалиях, то значительная часть Вос-

точно-Тихоокеанского поднятия образовалась 65—60 млн лет назад (дат—палеоцен). Примерно с этим же временем связано и образование океанических разломов-гигантов. Однако вдоль восточного обрамления Тихого океана соответствующий тектогенез (ларамийский) занял вдвое больший временной интервал: маастрихт—палеоцен. В Северной Америке он обусловил образование такого тектонического феномена, как Скалистые горы. Мощное проявление орогенез имел и в Западной Сьерра-Мадре Мексики. На значительном протяжении Южно-Американских Анд с ним связаны прекращение развития меловых островодужных комплексов и общая структурная перестройка, отмеченная в Колумбии, Эквадоре, Перу, Патагонии. В области Центральноамериканской связи в конце мела произошло скупивание океанической коры, повлекшее за собой образование "примитивной" островной дуги.

На западном обрамлении Тихого океана в конце позднего мела и раннем кайнозое также отмечаются значительные тектонические события. В Корякском нагорье проявлено предмаастрихтское несогласие, отмечаемое во многих зонах центральной и юго-восточной частей региона. В маастрихте завершилось покровообразование в Усть-Бельских горах и Эконайской зоне (начавшееся еще в сантоне), а также произошло образование чешуйчато-надвиговых структур в более юго-восточных районах (Олюторская зона и др.). Но Восточная Камчатка отличается характером тектонической активности. Здесь констатированы не только маастрихтские, но и дат-палеоценовые тектонические события. В маастрихте (в несколько разное время) прекратилось развитие поздне меловых островодужных комплексов, о чем свидетельствуют разрезы почти всех восточнокамчатских поднятий. Лишь в Валагинском хребте оно завершилось в дании. Граница дания и палеоцена во многих районах отмечена надвигообразованием, а в Ганальском блоке — также новой фазой метаморфизма. На Малых Курилах вероятен среднемаастрихтский надвиг габбронидной литопластины на островодужную серию, а на рубеже с палеоценом здесь прекратился вулканизм. Крупная структурная перестройка на нижней границе палеоцена произошла в Приморье, где с этого времени началось формирование Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса. При всей пестроте тектонических эпизодов в Японии местами также выделяется дат-палеоценовый рубеж, отмеченный, в частности, размывом и сменой седиментации в Исикари-Западно-Сахалинской зоне и надвигообразованием в Камуикотанской зоне.

В Западной Пацифике, говоря обобщенно, на границе палеоцена и мела завершился позднеюрско-меловой цикл развития активной окраины, в частности, прекратилось существование прото-Филиппинской островной дуги. В это же время, как видно, зародился ряд новых островодужных структур (Хальмахера, Сулавеси, сопредельный район Калимантана). В Юго-Западном секторе прекратился спрединг в Тасмановом море.

Из приведенных данных складывается представление о действительно широком проявлении тектонической активности в Тихоокеанской области на протяжении примерно 12 млн лет в конце мела и самом начале палеогена. Как было видно, по окраинам Тихого океана ее свидетелями являются завершение предыдущего стиля структурного развития и становление нового, с его особым тектоническим планом и иными вещественными комплексами. Этот рубеж на краю Азии, юге Аляски, в Центральной Америке, вдоль прибрежной полосы Северных и Южных Анд оказался важным с точки зрения формирования гранитно-метаморфического слоя, в чем существенная роль принадлежала покровообразованию и магматизму.

Однако Скалистые горы иллюстрируют иной, можно даже сказать, противоположный процесс: структурную переработку окраины древней платформы, где образовалась ярко выраженная чешуйчато-надвиговая структура, сменяемая западнее крупными, пятнисто расположенными глубокими впадинами. Это есть результат особого рода тектонического взаимодействия древней Северо-Американской платформы и мощного покровно-складчатого сооружения, каким являются

Северо-Американские Кордильеры. Конкретные причины столь специфического структурообразования здесь надлежит еще выяснить.

Если верны заключения о приуроченности к рассматриваемому рубежу времени образования основной части Восточно-Тихоокеанского поднятия и заложения разломов-гигантов, то можно констатировать, что наиболее широкое распространение структурообразующие события ларамийской эпохи получили в восточной области Тихого океана. На западе меловые и палеогеновые отложения почти всюду разделены перерывом, который, однако, прослеживается также на абиссальных равнинах восточнее островов Лайн и в Центральной котловине, причем в целом ряде районов палеоген отсутствует. Объяснение океанической тектоники этого времени, связываемое с воздействием на Землю внеземного фактора, было дано в главе первой.

Другой рубеж, выявляемый путем корреляции тектонических событий, — средне меловой, отвечающий апту и альбу и продолжающийся соответственно около 20 млн лет. Для океанического дна данных здесь много меньше. В это время образовались поднятия Хесса и Онтонг-Джава, а также целый ряд подводных гор. Безусловно можно говорить о продолжении общего углубления дна. Мы всегда полагали, что поднятие Онтонг-Джава, как и Хесса, имеет океаническую природу и, поскольку мощность коры здесь несколько десятков км, является результатом тектонического скучивания глубинных литопластин. В противоположность этому некоторые авторы развивали представление о том, что эти и другие аналогичные поднятия — континентальные блоки. Глубоководное бурение на плато Онтонг-Джава доказало правоту первой точки зрения (130-й рейс "Джойдес Резолюшн").

Само по себе образование двух указанных поднятий — факт не столь значительный для океанической тектоники. Поэтому нужно сказать, что, хотя и имеются признаки апт-альбской тектонической активности в океане, носят они ограниченный характер. Специфику рубежа подчеркивают, однако, раннеаптские эпизоды отложения осадков, богатых органическим углеродом [250].

В Кордильерах нет ярких тектонических событий, отвечающих рассматриваемому рубежу, но, судя по имеющимся возрастным датировкам, в средне-меловое время образовались некоторые гранитоидные тела. В Андах с апт-альбским временем связан важный рубеж в структурной эволюции. Здесь выделяется "перуанская тектоническая фаза", завершившая развитие позднерюрьских—раннемеловых прогибов. В конце альба происходило интенсивное гранитообразование.

На западной периферии Тихого океана апт-альбское время было решающим в становлении Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса (Северо-Восток Азии — Юго-Восточный Китай). Поскольку этот пояс фиксирует окраину материкового блока, его возникновение является важным рубежом в развитии аккреционного процесса в Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне.

Начало апта в центральных зонах Корякского нагорья отмечено надвигообразованием. Относительно Восточной Камчатки можно говорить только об альбе, когда здесь, по-видимому, началось образование структур переходной зоны мелового цикла. В Восточном Сихотэ-Алине надвигообразование и смена относительно глубоководных формаций континентальными произошли в конце альба (хотя местами несколько позже). Тогда же произошла смена морских глубоководных образований терригенными в Исикари-Сахалинской и Камункотанской зонах.

Из приведенных данных видно, что, хотя исследованный интервал времени (средний мел) в два раза превышает предыдущий, проявление тектонических событий (имея в виду Тихоокеанскую область в целом) здесь гораздо менее интенсивное. Самые важные из них — становление современной окраины Азиатского материкового блока и смена структурной обстановки в Андах. Конечно, и причина таких событий иная, чем в первом случае. Ее следует связывать с геодинамикой и особенностями взаимодействия глубинных масс в зонах перехода океан—континент.

Идя в глубь геологического времени, можно наметить еще один период существенной тектонической активности, охватывающий позднюю юру — ранний мел, т.е. еще более длительный промежуток времени (около 25 млн лет), чем каждый из предыдущих.

Главный феномен этого рубежа — невадская орогения, проявившаяся в Центральной Сьерра-Неваде в поздней юре, но в других местах начало ее было несколько раньше, а окончание — в раннем мелу. Невадская орогения охватила не все Кордильеры, как это ошибочно считалось до сих пор. В Сьерра-Неваде хорошо видно ее неравномерное по интенсивности и пространственному распространению проявление. Подобные примеры имеются и в других регионах тихоокеанского обрамления (например, в Японии). Подчеркнем, что это весьма существенный факт, указывающий на большие различия в характере глубинных процессов, порождающих тектогенез в полосе сочленения океана и континента.

В Кордильерах Канады с концом юры и раннемеловой эпохой связаны надвиги в их центральной полосе и аккреция террейнов, в том числе такой крупной массы, как Врангелия-Александр. Ряд мощных проявлений гранитоидного магматизма (массивы Сьерра-Невады, Айдахо и некоторые другие) сопутствует этой орогении. В Андах она не проявилась. Здесь с поздней юрой и ранним мелом связано образование и развитие ряда крупных окраинно-морских прогибов.

В Тихом океане близ границы юры и мела возникли поднятия Шатского и Магеллана, а в барреме оформилось поднятие Манихики и такие крупные вулканотектонические структуры, как Маркус-Уэйк и Мидпацифик. Однако оба этих события из-за значительного временного разрыва и пространственной разобщенности в единую тектоническую эпоху объединять можно лишь весьма условно. В западном и юго-западном обрамлении Тихого океана позднеюрско-раннемеловой тектонический рубеж проявился в Корякском регионе (покровы в Эконайском и Майницком аллохтонах), Сихотэ-Алине (надвигообразование в различных зонах), Японии (несогласия, граниты Рёкё), Восточном Китае (крупная структурная перестройка), Новой Зеландии (орогения Рангитата).

В целом для восточного обрамления Пацифики выясняется, что позднеюрско-раннемеловая и среднемеловая орогении пространственно разобщены. Первая из них отвечает Кордильерам, вторая — Андам. Это результат обособления тектонических процессов в Лавразийском и Гондванском блоках тектоносферы. В западном обрамлении, если не считать Верхоянско-Чукотской области<sup>1</sup>, в конце юры — начале мела процесс сводился в основном к проявлявшемуся неравномерно тектоническому скупиванию литопластин. Это был один из этапов направленного развития аккреционной тектоники в зоне перехода океан—континент.

Далее укажем более локальные по распространению тектонические рубежи. Среднеэоценовое структурообразование в Тихом океане отмечено появлением "очередных" центральноокеанических вулканотектонических поднятий: Маршаллова, Гилберта, Табуаи и некоторых других. Тектонический эпизод этой эпохи проявлен в Перуанских Андах. Весьма локальное значение он имеет на Восточной Камчатке. Пожалуй, наиболее значительная тектоническая перестройка в это время происходила в обрамлении Западной Пацифики, где начали формироваться такие краевые моря, как Сулавеси, Банда, Западно-Филиппинская котловина, а также Марианская островная дуга, т.е. структуры современной активной окраины.

Заметен миоценовый этап. В океане с ним связано становление Гавайского поднятия, подводных цепей в Аляскинском заливе, спрединговой системы Хуанде-Фука, структур, лежащих между Восточно-Тихоокеанским поднятием и Южной Америкой. В Кордильерах сформировалась провинция Бассейнов и Хребтов. Анды также испытали тектономагматическую активность. В северо-западном и западном обрамлении Тихого океана произошли образование современной струк-

<sup>1</sup> Мы ее не рассматриваем.

туры Олюторской зоны, заложение Командорской впадины, надвигообразование в некоторых районах Камчатки, возникновение Японского моря, моря Сулу и некоторые другие тектонические явления.

В итоге можно отметить, что миоценовое время (протяженность 20 млн лет) характеризуется проявлением весьма существенных тектонических процессов как на западе, так и на востоке Тихого океана и на его дне. Но при этом отметим, что их временные уровни различны: одни — раннемиоценовые, другие — средне- или позднемиоценовые. В пространстве основные структурообразующие процессы также были разобщены, причем геодинамические обстановки от района к району существенно варьировали. В целом строение зоны перехода океан—континент в это время усложнилось. Что же касается структурообразования в Тихом океане, то оно протекало автономно. Соответственно единого общетихоокеанского комплекса тектонических событий для миоцена не обнаруживается. То же можно сказать и в отношении других рассмотренных здесь рубежей, за исключением, однако, маастрихт-палеоценового времени.

В большей или меньшей локализации тектонических событий можно убедиться при анализе "межрубежной" тектонической активности. Например, Центральнокамчатская впадина или Восточно-Камчатский (Тюшевский) прогиб начали развиваться в олигоцене. С тем же временем связано заложение островной дуги Больших Курил и Медианного разлома в Японии. В олигоцене раскрылись Южно-Китайское море, котловины Сикоку и Паресе-Вела. В сеноне тектоническая активность проявилась в Корякском нагорье, в пределах Восточной Камчатки, в Сихотэ-Алине, зоне Хидака. На юго-западе Тихого океана в кампане произошло отделение от Австралии и Антарктиды блока Кемпбелл, Новой Зеландии, хребта Лорд-Хау. Для Чилийских и Патагонских Анд, а также Западной Колумбии также важным оказалось структурообразование начала позднего мела.

Не существует никаких единых для дна Тихого океана узких рубежей образования на нем тектоновулканических структур или крупных поднятий с мощной, тектонически скученной океанической корой. Их формирование можно проследить с конца юры (поднятие Шатского и др.) до современности (Гавайское поднятие). Все же можно заметить, что основная масса поднятий с утолщенной корой (Шатского, Магеллана, Манихики, Онтонг-Джава, Хесса) формировалась хотя и на разных отрезках времени, но в интервале конец юры — средний мел. Что же касается тектоновулканических структур, то наиболее ранние из них (Маркус-Уэйк, Мид-пацифик) отвечают баррему, следующая за ними генерация (Лайн, Туамоту, Маркизское) — концу сенона, а наиболее молодые (Центральная Пацифика) — среднему и позднему кайнозою.

Выше говорилось, что такие вулканотектонические структуры, как Гавайская, Императорская и Лайн, не являются следствием "прошивания" литосферных плит мантийными плюмами в ходе движения плит. Мы связываем их с развитием глубинных зон проницаемости. Поэтому анализ времени появления таких структур (как и их положения в пространстве) и проводится нами с исторической точки зрения.

Очень существенное событие в структурном развитии Тихого океана приурочено к границе палеоцена и эоцена. В это время практически закрылся палеоокеан, расположенный между Евразией и Австралией, а на его месте возникла мозаичная структура островодужного типа. Наиболее убедительное объяснение этого процесса — тектоническое сближение Евразии и Австралии.

Относительно раннемезозойских тектонических процессов сведений мало. С этим рубежом связан индосинийский тектогенез (Т<sub>3</sub>), определивший в Индокитае границу континента. Из других регионов можно отметить Анды, где в позднем триасе (местами в среднем) начался андийский цикл развития. На западе США в юре происходила аккреция террейнов (например, Кламат). Очевидно, что все указанные случаи тектонической активности причинно никак не взаимосвязаны.



Корреляция тектоногенетических событий в Тихом океане и его обрамлении

Геологическое время	Кордильеры	Центральная Америка	Анды	Восточная Австралия	Меланезия	Индонезия	Западная тихоокеанская окраина	Сихотэ-Алинь, Сахалин, Япония
N <sub>1</sub>	+		+		+		+	+
P <sub>3</sub>								+
P <sub>2</sub> <sup>2</sup>					+	+	+	
K <sub>2m</sub> -P <sub>1</sub>	+	+	+		+	+	+	+
K <sub>2m</sub>								
K <sub>2a</sub>			+					+
K <sub>1a-al</sub>			+		+		+	+
J <sub>2</sub> -K <sub>1</sub>	+				+		+	+
T <sub>3</sub>							+	
PZ <sub>3</sub> -T <sub>1</sub>	+	+	+	+				+
PZ <sub>3</sub>								+
D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	+			+				
S-D <sub>2</sub>	+			+			+	
Рубеж PZ <sub>1</sub> -PZ <sub>2</sub>								

На поздний палеозой и ранний триас в Андах и Мексике приходится тектогенез, получивший название гондванского. Помимо орогении, в эту эпоху в краевом поясе Анд проявился значительный гранитный магматизм. В Кордильерах соответствующий тектогенез называется сономским. Но он имел не очень большое распространение. Местами движения этого времени проявлены и в Восточной Азии. Большее значение для Кордильер имел антлерский тектогенез, отвечающий концу позднего девона — раннему карбону, когда в Антлерском поясе сформировалась складчатая структура с надвигами.

Время поздний девон — поздняя пермь отвечает крупный этап в структурном развитии Сихотэ-Алиня. Его нижняя граница обозначена несогласием, а верхняя — позднепермскими надвигами, складчатостью, вулканизмом и гранитообразованием. Позднепалеозойские движения выявлены в некоторых зонах Корякского нагорья. Для Пенжинско-Анадырской зоны имел большое значение рубеж раннего и среднего палеозоя, когда завершилась океаническая стадия развития этого региона. В Западной Сьерра-Неваде океаническая стадия прервалась позднее: здесь поверх силура резко несогласно лежит верхний девон.

Коря- юя	Кам- чат- ка	Ку- рилы	Алеу- ты	Тихий океан				Примечание																
				За- пад	Центр	Северо- Восток	Восток (включая ВТП)																	
	+				+	+	+																	
+	+	+		+																				
							+																	
+	+	+	+	+	+		+	В Северной Амери- ке – формирование Скалистых гор																
+	+	+				+																		
+	+																							
+						+		Главная фаза форми- рования Охотско-Чу- котского вулканоп- лутонического пояса																
+				+																				
				Данных нет																				
								Данных нет				Местами также на Востоке Азии												
+												Данных нет												
																Данных нет				В Восточной Австра- лии—С <sub>2</sub>				
																				Данных нет				
+																								Данных нет

Разрозненность и ограниченность данных в отношении палеозойской тектонической истории не дают возможности провести корреляции для тихоокеанского обрамления в целом. Видна, однако, гетерохронность выявленных тектонических событий. Видно и то, что эти события имели весьма значительные масштабы.

В качестве общего вывода можно отметить, что широко распространенные представления о глобальности тектонических эпох, фаз, эпизодов сильно преувеличены, хотя отдельные из них, прежде всего связанные, вероятно, с воздействием космических факторов, таковыми могут быть (таблица).

#### ТИХООКЕАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СЕГМЕНТ ЗЕМЛИ

Приведенное во "Введении" расширенное определение понятия "тектоническая асимметрия Земли" в первую очередь базируется на обособлении Тихоокеанского тектонического сегмента. Другой сегмент, Индо-Атлантический, выделяется не столько по совокупности структурных черт, сколько как противоположность первому. Не все геологи при глобальных построениях, касающихся структурного

развития Земли, придают Тихоокеанскому тектоническому сегменту надлежащее значение. В то же время, недоучитывая это обстоятельство, как представляется, невозможно приблизиться к решению упомянутой проблемы.

История обособления Тихоокеанской области Земли начинается с трудов В.И. Вернадского, выдвинувшего в 20-х годах идею о диссимметрии в строении планеты. Однако в течение ряда десятилетий эта идея не получала развития, пока в 50-х годах Н.С. Шатский не придал ей тектонического звучания, введя, кстати, само понятие "сегмент".

Правда, к этому времени уже существовало представление о Тихоокеанском рудном поясе, выдвинутое С.С. Смирновым (1946 г.), безусловно способствовавшее формированию взглядов Н.С. Шатского. Тектоническое направление в понимании Тихоокеанского сегмента Земли, как можно видеть по их трудам, импонировало А.А. Богданову, Е.Е. Милановскому, М.В. Муратову, В.Е. Хаину, Н.П. Хераскову, А.Л. Яншину и ряду других исследователей.

Большое внимание проблеме уделил один из авторов данной книги. В 1967 г. была напечатана работа о тектонике Тихоокеанского сегмента Земли, явившаяся первой специальной публикацией на эту тему [59]. Ей предшествовала статья о Тихоокеанском тектоническом поясе, появившаяся двумя годами раньше. В этих работах были определены границы Тихоокеанского сегмента и намечены основные черты его структурной эволюции. Следует подчеркнуть вывод (в то время далеко не очевидный) об общей направленности развития тектонического процесса в тихоокеанском обрамлении, смещавшегося во времени в сторону океана, а также о древности самого океана. В последующих работах наряду с картографическим отображением тектоники Тихоокеанского сегмента в 10-миллионном масштабе и монографическим описанием было предпринято сравнительное изучение глобальной асимметрии Земли, Луны и планет земной группы [61]. Данные на этот счет появились не сразу. Сначала оказалось возможным провести сравнение с Луной, а затем были получены данные об асимметрии Марса и Меркурия. В отношении Луны речь идет о структурном различии ее видимой и невидимой сторон. Первая из них характеризуется широким распространением лунных морей, почти отсутствующих на обратной стороне. Марсианская асимметрия выражается в сосредоточении морей в его северном полушарии. Асимметрию Меркурия придает впадина Калорис, занимающая почти треть часть его поверхности. Исходя из ряда предположений, было высказано предположение, что структурная асимметрия существует и на Венере.

Приведенных данных оказалось достаточно, чтобы заключить о проявлении глобальной структурной асимметрии на очень разных стадиях развития небесных тел. С точки зрения формирования сиалических масс, тектонической активности, развития биосферы на высшей эволюционной ступени находится Земля. Наоборот, Луна, которая хотя и обладает некоторой сейсмичностью, по всем упомянутым показателям представляет самое "примитивное" небесное тело. Две другие планеты, Марс и Меркурий, занимают промежуточное положение. Соответственно можно было сделать вывод, что Тихоокеанский тектонический сегмент отражает очень раннюю глобальную неоднородность в строении Земли, вероятнее всего даже первичную.

Нужно сказать, что, несмотря на очевидную значимость проблемы, зарубежные ученые, увлеченные геодинамическими построениями, до сих пор абсолютно не уделяют ей внимания. Однако в скором времени положение, видимо, изменится, поскольку открываются неизвестные ранее факты, прямо или косвенно подкрепляющие высказанные соображения. Один из таких фактов — обнаружение асимметрии в строении Венеры, последней из планет земной группы. Суть ее, согласно [51], заключается в ярко выраженном структурном различии Атлинского и Антиатлинского полушарий планеты. Первое из них характеризуется наличием крупной системы поясов, образованных купольными поднятиями, вен-

цами, супервенцами, рифтами, вулканами, второе — тектонически менее контрастное, и структурный план его иной.

Другой очень важный факт — установление с помощью сейсмической томографии огромной по масштабам неоднородности под Тихим океаном, простирающейся фактически вплоть до земного ядра [143]. В работе даны глобальные карты сейсмических аномалий для трех уровней: 1300, 2300 и 2750 км. Низкоскоростная Тихоокеанская область выявляется на всех уровнях. Дискуссия может идти лишь о том, когда возникла такая неоднородность. Однозначного ответа нет. Но если принять во внимание то, о чем говорит сравнительная планетология, время ее образования может быть очень древним. Тем самым возбужденное состояние глубин под Тихим океаном (низкоскоростная область) и соответственно их повышенная энергонасыщенность могут рассматриваться как отражение самого раннего периода развития планеты. В Индо-Атлантическом сегменте картина распределения аномалий значительно более пестрая, изменчивая. Но к этому вопросу мы обратимся позже, а сейчас остановимся на проблеме кратерообразования на Луне, поскольку генезис кратеров имеет прямое отношение к учению о тектонической асимметрии планет.

Наиболее распространена точка зрения об ударном происхождении лунных кратеров. Но существует ряд работ, в которых генезис многих кратеров объясняется эндогенными причинами. После установления огромных вулканических форм на планетах земной группы, а также на спутнике Юпитера Ио эта версия представляется более обоснованной. Соответствующие доказательства приводятся в работе [37]. Допускается существование ударных кратеров, но наиболее крупные из них, достигающие 10—200 км в поперечнике, весьма правдоподобно рассматриваются в качестве вулканических кратеров. В них имеются центральные горки или кольцевые валы, характерные для вулканических форм больших размеров. К заведомо эндогенным принадлежат и некоторые небольшие углубления, предполагающиеся цепочками на разломах. Это "земные" тектономагматические структуры.

Но если это признать, то лунную структурную асимметрию нужно понимать как производную глобальной дифференциации эндогенных энергетических процессов. Тем самым появляется дополнительное обоснование образования структурной асимметрии вследствие эндогенных причин на весьма разных стадиях развития небесных тел, которых мы здесь касались. Если все это соотносить с первичной неоднородностью таких тел, то причина, обусловившая глобальную неоднородность, должна быть общей. Ее нужно искать в механизме аккреции.

В связи с этим следует кратко определить само понятие "аккреция". Достаточной представляется формулировка, что первичная аккреция — это "направленный поток вещества на поверхность центрального объекта, находящегося в гидростатическом и вращательном равновесии" [92. С. 11]. К этому прибавляется, что данный процесс сам по себе "довольно хаотичен". Таким образом, путь к пониманию возникновения первичной глобальной неоднородности лежит через познание закономерностей аккреционного потока. Однако мы только констатируем это обстоятельство, оставляя решение задачи на будущее.

Возбужденное состояние глубинных геосфер Тихоокеанского сегмента связано, как представляется, с тепломассопотоком гигантского масштаба, исходящим из ядра. Ни количественная характеристика, ни режим действия этого потока неизвестны. Однако, судя по картам, составленным на основе сейсмической томографии, строение геосфер на разных глубинных уровнях различно. Отсюда можно заключить о трансформации первичного тепломассопотока по мере его продвижения от ядра к верхним геосферам. Эта трансформация не что иное, как распадение на конвективные ячеи разного масштаба, разноточные и размещенные нерегулярно по пространству [67, 68]. Такие ячеи в конечном счете приводят

к дискретным многоярусным движениям глубинных масс, в свою очередь порождающим в верхних геосферах тектонические и магматические процессы.

Карты для Индо-Атлантического сегмента отличаются несравненно более сложным распределением низко- и относительно более высокоскоростных полей как по вертикали, так и по латерали. На очень больших глубинах корреляция между материками и высокоскоростными областями не отмечается. Она появляется на глубинах примерно 400 км. Такие данные показывают, что в Индо-Атлантическом сегменте тепломассопотоки и конвективные процессы существенно более дифференцированы, чем в Тихоокеанском, обеспечивая на протяжении нескольких миллиардов лет особый характер геодинамических полей и соответственно движений земных масс. Именно в пределах Индо-Атлантического сегмента происходило соиздание и развитие континентов и их разрушение, сопровождавшееся дрейфом отколовшихся фрагментов и образованием вторичных океанических впадин. Предел распространения на Земле такого типа развития, как и тихоокеанского, определяется широкой зоной соприкосновения этих глобальных сегментов, несколько мигрирующей во времени и пространстве, о чем уже была речь выше. Ширина зоны особенно велика на западе Пацифики, где может достигать 5000 км.

Мы не предлагаем графических палеореконструкций. В работах, написанных в ключе тектоники литосферных плит, таких реконструкций приведено очень много. Заметим, однако, что все больше появляется фактических данных, требующих поиска более совершенных геотектонических механизмов. Было уже показано, что тектоносфере, простирающейся, вероятно, до ядра, свойственны как линейные, так и нелинейные тектонические и геодинамические процессы [68], что существенно осложняет проблему их механизмов. Не только упорядоченность, но и хаотичность в проявлении структурообразования, латеральные вещественные неоднородности в геосферах, тектоническая расслоенность коры и верхней мантии все более привлекают к себе внимание. Отметим, что новые идеи, принципиально близкие нашим, высказаны недавно в работе [88]. Учение о тектонической асимметрии Земли несомненно является сейчас тем звеном, которое определяет будущность тектонической теории.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Целью данной книги было провести тектонический анализ Тихоокеанской области Земли: охарактеризовать его структурные черты и выяснить, каким образом осуществлялось их становление. Оказалось, что прежде всего геологические, но также геофизические данные, полученные в последний период, позволяют предложить новые тектонические трактовки в отношении как дна Тихого океана, так и его обрамления. Нельзя не отметить, что все больше и больше появляется фактических сведений, не вписывающихся в рамки тектоники литосферных плит, хотя учение о спрединге, по всей видимости, сохранится как фундаментальная основа геотектоники.

Назовем некоторые позиции, порождающие немалый скепсис в отношении плейттектоники. Одна из них — это тектоническая активность океанического ложа и как проявление ее — дифференцированное движение литопластин по субгоризонтальным поверхностям срыва, порождающее тектоническое скупивание внутрилитосферных масс горных пород, т.е. явление тектонической расслоенности литосферы на разных ее уровнях. Тектоника плит в ее обычном виде не в состоянии объяснить это явление и вынуждена просто его не замечать.

Другая позиция — это крупная и мелкая латеральная вещественная неоднородность мантии, порождающая провинциальные петро-геохимические особенности базальтов и ультрабазитов океанического дна.

Можно отметить, что идея о развитии этого направления исследований и первые публикации принадлежат нам. Однако теперь работы на тему о латеральной неоднородности мантии часто появляются в целом ряде иностранных журналов. Далее нужно упомянуть о существенных неувязках в отношении поведения мощностей океанической коры, которые отнюдь не всегда распределяются в соответствии с "предписанными" им законами.

В сущности, едва ли существует хоть один объект, к которому без натяжки можно приложить гипотезу о "горячих точках". Фактические данные о возрастах отложений на подводных горах и строение ряда разрезов свидетельствуют в пользу образования океанических вулканических цепей в связи с развитием глубинных линейных зон проницаемости. Это относится и к опорным зонам в этих представлениях: Лайн, Императорской и Гавайской. Нет возможности все многообразные структурообразующих и магматических процессов в зонах перехода океан—континент связать с феноменом субдукции, который вообще, по мнению ряда геологов и геохимиков, не может считаться доказанным.

Для краткости мы ограничимся сказанным по поводу неадекватности тектоники плит в отношении объяснения ряда крупных тихоокеанских тектонических и магматических процессов. Но именно Тихий океан послужил отправным пунктом в оформлении новой глобальной тектоники.

Все же научная мысль развивается и, как нам представляется, должна развиваться в мобилистском направлении. Раскалывание и раздвиги континентальных блоков с образованием в результате вторичных океанов, что имело место в Индо-Атлантическом сегменте Земли, — все это научный факт, достоверный постольку, по-

сколько вообще достоверны основные историко-геологические представления.

Мобилистская тектоника относится и к Тихоокеанскому сегменту, но она здесь реализовывалась прежде всего в рамках саморазвития океанической коры. Конечно же, без подобных представлений кажется немислимым понять тектонические и магматические процессы, происходившие и в обрамлении. Тому и другому мы стремились уделить должное внимание в книге.

Хотелось бы отметить, что ни геологическую, ни геофизическую изученность Тихоокеанского сегмента еще никак нельзя признать достаточной для однозначных выводов. Бурение дна, геофизические трансекты, аналитика пород, возрастные датировки будут приносить все новые и новые факты и порождать новые идеи. Сегодня кажется, что такому процессу не видно конца.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Адейко Г.П.* Закономерности распределения вулканов Курильской островной дуги: К проблеме генезиса магм // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, N 5. С. 1196—1200.
2. *Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М.* Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. N 12. С. 16—25.
3. *Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.К.* Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 115—136.
4. *Апрелков С.Е., Ольшанский О.Н.* Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. N 1. С. 53—66.
5. *Андродов В.А.* Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.
6. *Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Крылов К.А.* и др. Тектоника юга Корякского нагорья // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1989. Т. 1. С. 10—11.
7. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И.* Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканогеология и сейсмология. 1985. N 4. С. 83—90.
8. *Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 222 с.
9. *Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В.* и др. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21—34.
10. *Васильев Б.И.* Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.
11. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М.* Возраст метаморфических пород Среднего хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 9. С. 30—38.
12. *Врублеский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В.* и др. Миктиты Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 111 с.
13. *Гатинский Ю.Г.* Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
14. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 139 с.
15. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
16. Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. 222 с.
17. *Головинский В.И.* Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.
18. *Голозубов В.В., Мельников Н.Г.* Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алия. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 124 с.
19. *Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110—140.
20. *Дмитриев В.К., Башаркевич А.Л.* Торцовый тип сочленения разновозрастных складчатых структур на примере Камчатской и Корякской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 3. С. 14—20.
21. *Дмитриева В.Д., Золотарская С.Б., Магуськини М.А.* Современные движения блоков земной коры Камчатки по геолого-геодезическим данным // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1989. Т. 1. С. 29—30.
22. *Жегалова Г.В.* Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Среднего хребта Центральной Камчатки // Геотектоника. 1981. N 3. С. 105—112.
23. *Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Брагина Л.Г.* Тектоника полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 87—102.
24. *Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Цуканов Н.В.* Аккреционная структура Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, N 5. С. 1186—1190.
25. *Злобин Т.К.* Глубинное строение литосферы и геодинамика Курильской островной дуги (по сейсмическим данным): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1989. 43 с.
26. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Фанерозойские палинпастические реконструкции территории СССР // Геотектоника. 1987. N 6. С. 3—19.
27. *Иванов В.В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1985. 198 с.
28. *Казьмин В.Г., Матвеевков В.В., Разницин Ю.Н.* и др. Новые данные о породах Магеллановых



- гор (запад Тихого океана) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, N 4. С. 942—946.
29. Карп Б.Я., Медведев С.Н., Прокудин В.Г. и др. Стрoение земной коры возвышенности Обручева по сейсмическим данным // Там же. 1988. Т. 303, N 3. С. 689—692.
  30. Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.
  31. Кинг Ф.Б. Тектоника Северной Америки: Объясн. зап. к тектон. карте. М.: Мир, 1972. 269 с.
  32. Коалли Х., Хиндл В.Х. Вулканотектоническая эволюция архипелага Фиджи и окружающих окраинных бассейнов // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 256—274.
  33. Корсаков О.Д., Пилипенко А.И. Структуры тектонического сжатия в зоне разломов Клариион—Клиппертон (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, N 1. С. 157—160.
  34. Корсаков О.Д., Пьянков В.Я., Казанцев Р.А. Структурно-геоморфологические особенности строения зоны Клариион—Клиппертон // Геологическое строение Северо-Восточной котловины Тихого океана. Геленджик: ПО Южморгеология, 1988. С. 8—16.
  35. Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 224 с.
  36. Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 120 с.
  37. Кропоткин П.Н. Генезис кольцевых структур Луны, Земли и других планет // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. N 7. С. 3—14.
  38. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
  39. Ломтев В.И., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 139 с.
  40. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере: М.: ГИН АН СССР, 1989. 56 с.
  41. Магматизм и тектоника океана (проект "Литос"). М.: Наука, 1990. 320 в.
  42. Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое—раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 104 с.
  43. Марова Н.А. Морфометрия подводных гор и некоторые закономерности их размещения на дне Тихого океана // Геоморфология и тектоника дна океана. М.: Наука, 1985. С. 134—140.
  44. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т 1/2. 831 с.
  45. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
  46. Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. 168 с.
  47. Мирлин Е.Г., Пшенина И.А. Опыт количественной оценки интенсивности вулканизма и структурообразования в зонах спрединга // Геотектоника. 1989. N 3. С. 26—36.
  48. Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Фрагменты Палеопацифики в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 30—46. (XXVIII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов).
  49. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 68 с.
  50. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Буравцев А.А. Результаты нового сейсмического литосферного эксперимента в северо-западной котловине Тихого океана // Океанология. 1989. Т. 29, вып. 4. С. 599—607.
  51. Никушин А.М. Предварительный анализ тектоники и эволюции Венеры // Геотектоника. 1990. N 3. С. 16—27.
  52. Обузи Ж., Буржуа Ж., Азема Ж. Новый тип активных окраин: Окраины конвергенции с растяжением на примере Центральноамериканского желоба у берегов Гватемалы // Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 20—28. (XXVII Междунар. геол. конгр.; Т. 7).
  53. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
  54. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.
  55. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 100 с.
  56. Пейве А.А. Офиолиты севера Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1990. N 1. С. 32—45.
  57. Петрищевский А.М. Новые геофизические данные о глубинном строении Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: Дальневост. политехн. ин-т, 1988. 12 с.
  58. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
  59. Пуцаровский Ю.М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры // Геотектоника. 1967. N 5. С. 90—102.
  60. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 220 с.
  61. Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, N 4. С. 903—905.
  62. Пуцаровский Ю.М. Мировая рифтовая система — редкое событие в геологии? // Тихоокеан. геология. 1986. N 6. С. 98—101.
  63. Пуцаровский Ю.М. Развитие тектонических исследований в СССР в перспективе до 2000 года // Геотектоника. 1987. N 5. С. 5—12.
  64. Пуцаровский Ю.М., Архипов И.В., Ломизе М.Г. и др. Тектоническая эволюция Анд // Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975. С. 7—19.
  65. Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. N 5. С. 5—13.

66. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-запада Тихого океана // Там же. 1981. N 1. С. 5—18.
67. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Там же. 1989. N 5. С. 3—13.
68. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Там же. 1990. N 5. С. 3—8.
69. Разницын Ю.Н., Трофимов В.В. Тектоническое скупивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Там же. 1989. N 2. С. 45—56.
70. Ремизовский Р.И., Валов М.Г., Патока М.Г., Успенский В.С. Эволюция движения Камчатки в кайнозое // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1989. Т. 1. С. 52.
71. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.
72. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
73. Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 113 с.
74. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992.
75. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Зинкевич В.П. и др. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 111—119.
76. Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 231 с.
77. Табунов С.М., Томановская Ю.И., Старичина Г.Н. Комплекс горных пород ложа Тихого океана в районе разломов Кларнон—Клиппертон // Тихоокеан. геология. 1989. N 4. С. 11—20.
78. Тараканов Р.З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 11—29.
79. Тарарин И.А. Эволюция метаморфизма в Срединно-Камчатской метаморфической зоне // Тихоокеан. геология. 1988. N 1. С. 63—70.
80. Тарарин И.А., Чудаев О.В., Васильев Б.И., Говоров И.Н. Офиолитовый комплекс Центрального разлома в Филиппинском море // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, N 3. С. 692—696.
81. Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. 189 с.
82. Тектоника континентов и океанов. М.: Наука, 1988. 246 с.
83. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). М.: Наука, 1988. 88 с.
84. Тильман С.М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, N 5. С. 1220—1222.
85. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
86. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Зона Вадати—Заварицкого—Беньофа на Камчатке // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 5—10.
87. Хаин В.Е. Происхождение Тихого океана — проблема проблем истории Земли // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 7—11.
88. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, N 6. С. 1437—1440.
89. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
90. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 49 с.
91. Хокинс Дж. (мл.). Геология котловины Лау — окраинного моря позади дуги Тонга // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 207—225.
92. Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 552 с.
93. Хэйс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: Их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984. С. 30—44. (XXVII Междунар. геол. конгр.; Т. 6, ч. 2).
94. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое—раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.
95. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1989. 43 с.
96. Щека С.А., Сьедин В.Т., Высоцкий С.В. и др. Магматические комплексы Филиппинского моря // Геология разломов и локальных впадин Филиппинского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 145—185.
97. Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980. 512 с.
98. Юбка В.М. Магматические образования северной приэкваториальной области Северо-Восточной Котловины (Тихий океан) // Геологическое строение Северо-Восточной котловины Тихого океана. Геленджик: ПО "Южморгеология", 1988. С. 26—35.
99. Aberg G., Aguirre L., Levi B., Nystrom J.D. Spreading — subsidence and generation of ensialic marginal basins: An example from the early Cretaceous of central Chile // Marginal basin geology. L., 1984. P. 185—193. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; N 16).
100. Aguirre L. Structural evolution of the Northernmost Andes, Colombia // Geol. Mag. 1976. Vol. 113, N 5. P. 475—485.
101. Aspden J.A., McCourt W.J. Mesozoic oceanic terrane in the central Andes of Colombia // Geology. 1986. Vol. 14, N 5. P. 415—418.

102. *Atherton M.P., Pitcher W.S., Warden V.* The Mesozoic marginal basin of central Peru // *Nature*. 1983. Vol. 305, N 5932. P. 303—305.
103. *Audley-Charles M.G.* Rates of Neogene and Quaternary tectonic movements in the southern Banda Arc based on micropaleontology // *J. Geol. Soc. London*. 1986. Vol. 143, Pt 1. P. 161—175.
104. *Audley-Charles M.G.* Evolution of the southern margin of Tethys (North Australian region) from early Permian to Late Cretaceous // *Gondwana and Tethys*. Oxford: Univ. press, 1988. P. 79—100.
105. *Audley-Charles M.G., Carter D.J., Barber A.J.* et al. Reinterpretation of the geology of Seram: Implications for the Banda Arcs and northern Australia // *J. Geol. Soc. London*. 1979. Vol. 136, pt 5. P. 547—568.
106. *Baker P.E., Gledhill A., Harvey P.K., Hawkesworth C.J.* Geochemical evolution of the Juan Fernandez Islands, SE Pacific // *Ibid*. 1987. Vol. 144, pt 6. P. 933—944.
107. *Bally A.W.* Phanerozoic basin evolution in North America // *Episodes*. 1987. Vol. 10, N 4. P. 248—253.
108. *Becker K., Sakai H., Adamson A.C.* et al. Drilling deep into young oceanic crust, hole 504B, Costa Rica rift // *Rev. Geophys.* 1989. Vol. 27, N 1. P. 79—102.
109. *Bell C.M.* The origin of the Upper Palaeozoic Chañaral mélange of N. Chile // *J. Geol. Soc. London*. 1987. Vol. 144, N 4. P. 599—610.
110. *Berrangé J.P., Thorpe R.S.* The geology, geochemistry and emplacement of the Cretaceous—Tertiary ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 147, N 3/4. P. 193—220.
111. *Bloomer S.H., Fisher R.L.* Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench: A non-accreting plate boundary // *J. Geol.* 1987. Vol. 95, N 4. P. 469—495.
112. *Bourgeois J., Toussaint J.-F., Gonzales H.* et al. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of Northwestern South America (Colombian Andes) // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 143, N 4. P. 307—327.
113. *Bowin C., Purdy G.M., Johnston C.* et al. Arc-continent collision in Banda Sea region // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1980. Vol. 64, N 6. P. 868—915.
114. *Bradshaw J.D.* Cretaceous geotectonic patterns in the New Zealand region // *Tectonics*. 1989. Vol. 8, N 4. P. 803—820.
115. *Bruhn R.L.* Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1979. Vol. 90, N 11. P. 998—1012.
116. *Bunopas S., Vella P.* Tectonic and geologic evolution of Thailand // *Workshop Stratigraphic Correlation Thailand Malaysia*. Bangkok, 1983. P. 307—317.
117. *Byrne T., Fisher D.* Episodic growth of the Kodiak convergent margin // *Nature*. 1987. Vol. 325, N 6102. P. 338—341.
118. *Cardwell R., Isacks B.L.* Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions // *J. Geophys. Res. B*. 1978. Vol. 83, N 6. P. 2825—2838.
119. *Carney J.N., Macfarlane A.* Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides Arc // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 147—175.
120. *Cebull S.E., Shurbet D.H.* Mexican volcanic belt: An intraplate transform? // *Geofis. Intern.* 1987. Vol. 26, N 1. P. 1—12.
121. *Cheminee J.L., Hekinian R., Talandier J.* et al. Geology of an active hot spot: Teahitia—Mehtia region in the Central Pacific // *Mar. Geophys. Res.* 1989. Vol. 11, N 1. P. 27—50.
122. *Christodoulidis D.C., Smith D.E., Kolenkiewicz R.* et al. Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging // *J. Geophys. Res. B*. 1985. Vol. 90, N 11. P. 9249—9263.
123. *Clague D.A.* Petrology of ultramafic xenoliths from Loihi Seamount, Hawaii // *J. Petrol.* 1988. Vol. 29, pt 6. P. 1161—1186.
124. *Clowes R.M., Yorath C.J., Hyndman R.D.* Reflection mapping across the convergent margin of western Canada // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1987. Vol. 89, N 1. P. 79—84.
125. *Cobbing E.J.* Circum-Pacific phanerozoic granites // *Episodes*. 1988. Vol. 11, N 2. P. 137—138.
126. *Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V.* Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile // *Earth-Sci. Rev.* 1982. Vol. 18. P. 303—332.
127. *Collier J., Sinha M.* Seismic images of a magma chamber beneath the Lau Basin back-arc spreading centre // *Nature*. 1990. Vol. 346, N 6285. P. 646—648.
128. *Collot J.Y., Malahoff A., Recy J.* et al. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: Geophysical evidence // *Tectonics*. 1987. Vol. 6, N 3. P. 215—232.
129. *Condie K.C.* Origin of the Earth's crust // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1989. Vol. 75, N 1/2. P. 57—81.
130. *Coney P., Jones D.L., Monger J.W.H.* Cordilleran suspect terranes // *Nature*. 1980. Vol. 288, N 5789. P. 329—333.
131. *Cooper P., Taylor B.* Seismicity and focal mechanism at the New Britain Trench related to deformation of the lithosphere // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 164, N 1. P. 25—40.
132. *Csejtey B.* Tectonic implications of a Late Palaeozoic volcanic arc in the Talkeetna mountains, south-central Alaska // *Geology*. 1976. Vol. 4, N 1. P. 49—52.
133. *Daly M.C.* Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador // *Tectonics*. 1989. Vol. 8, N 4. P. 769—790.
134. *Dalziel I.W.D.* Collision and Cordilleran orogenesis: An Andean perspective // *Collision tectonics*. L., 1986. P. 389—404. (Geol. Soc. Spec. Publ.: N 19).
135. *Davey F.J.* The structure of the South Fiji Basin // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 185—242.
136. *Davies H.L., Smith I.* Geology of eastern Papua //

- Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82, N 12. P. 3299—3312.
137. *Defant M.J., De Boer J., Oles D.* The western Central Luzon volcanic arc, the Philippines: Two arcs divided by rifting? // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 145, N 3/4. P. 305—317.
  138. *Desmet A., Rocci G.* Les dolérites et les ferro-basaltes du complexe ophiolitique de Sant Elena (Costa Rica): relations, géochimie et contexte géodynamique // *Bull. Soc. géol. France*. 1988. T. 4, N 3. P. 479—487.
  139. *Devlin W.J.* New isotopic data and preliminary age for volcanics near the base of the Windermere Supergroup, northeastern Washington, USA // *Canad. J. Earth Sci.* 1988. Vol. 25, N 11. P. 1906—1911.
  140. *Devlin W.J., Bond G.C.* The initiation of the early Palaeozoic Cordilleran miogeocline: Evidence from the uppermost Proterozoic—Lower Cambrian Hamil Group of southeastern British Columbia // *Ibid.* N 1. P. 1—19.
  141. *Dodge F.C.W., Lockwood J.P., Calk L.C.* Fragments of the mantle and crust from beneath the Sierra Nevada batholith: Xenoliths in a volcanic pipe near Big Creek, California // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1988. Vol. 100, N 6. P. 938—947.
  142. *Dow D.B., Sukanto R.* Western Irian Jaya: End-product of oblique plate convergence in the Late Tertiary // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 106, N 2. P. 109—139.
  143. *Dziwonski A.M., Woodhouse J.H.* Three-dimensional earth structure and mantle convection // XXVIII Intern. geol. congr.: Abstracts. Wash. (D.C.), 1989. Vol. 1. P. 427—428.
  144. *Ernst W.G., Jahn B.M.* Crustal accretion and metamorphism in Taiwan, a post-Palaeozoic mobile belt // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*. 1987. Vol. 321. P. 129—161.
  145. *Evans C., Hawkins J.W. (Jr.)* Compositional heterogeneities in upper mantle peridotites from the Zambales Range ophiolite, Luzon, Philippines // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 168, N 1/3. P. 23—41.
  146. *Ewart A., Brothers R.N., Maseen A.* An outline of the geology and geochemistry and possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga—Kermadec—New Zealand island arc // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1977. Vol. 2, N 3. P. 205—250.
  147. *Faure M., Charvet J.* Late Permian — early Triassic orogeny in Japan piling of nappes transverse lineation and continental subduction of the Honshu blok // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 84, N 2/3. P. 295—308.
  148. *Faure M., Lalevéé F., Gusogujima Y.* et al. The pre-Cretaceous deep-seated tectonics of the Abukuma massif and its place in the structural framework of Japan // *Ibid.* 1986. Vol. 77, N 3/4. P. 384—398.
  149. *Feininger T.* The metamorphic “basement” of Ecuador // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1982. Vol. 93, N 1. P. 87—92.
  150. *Feininger T.* Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru // *Geol. Surv. Canada Contrib.* 1986. Vol. 24, N 2. P. 266—278.
  151. *Fornari D.J., Perfit M.R., Allan J.F., Batiza R.* Small-scale heterogeneities in depleted mantle sources: Near-ridge seamount lava geochemistry and implications for mid-ocean-ridge magmatic processes // *Nature*. 1988. Vol. 331, N 6156. P. 511—513.
  152. *Freedman A.P., Parsons B.* Seasat-derived gravity over the Musicians Seamounts // *J. Geophys. Res. B*. 1986. Vol. 91, N 8. P. 8325—8340.
  153. *Gahagan L.M., Scotese C.R., Royer J.-Y.* et al. Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155, N 1/4. P. 1—26.
  154. *Gardner M.C., Bergman S.C., Cushing G.W.* et al. Pennsylvanian pluton stitching of Wrangellia and the Alexander terrane, Wrangell Mountains, Alaska // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 11. P. 967—971.
  155. *Gastil R.G., Krummenacher D., Douponi J., Bushee J.* The batholith belt of Southern California and Western Mexico // *Pacif. Geol.* 1974. N 8. P. 73—78.
  156. Geological map of Japan. Scale: 1:1 000 000. Kawasaki: Geol. Surv. Jap., 1978.
  157. *Géologie des Marges Continentales*. P., 1981. 294 p. (XXVI Congr. geol. intern. Colloq. C3).
  158. *Geology and mineral resources of Japan*. 3rd ed. Kawasaki, 1977. Vol. 1: Geology. 430 p.
  159. *Gill J.B.* Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and the South Fiji Basin // *J. Geol.* 1987. Vol. 95, N 5. P. 589—615.
  160. *Gottschalk R.R., Oldow J.S.* Low-angle normal faults in the south-central Brooks Range fold and thrust belt, Alaska // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 5. P. 395—399.
  161. *Hagstrum J.T., Sawlan M.G., Hausback B.P.* et al. Miocene paleomagnetism and tectonic setting of the Baja California Peninsula, Mexico // *J. Geophys. Res. B*. 1987. Vol. 92, N 3. P. 2627—2639.
  162. *Hall R., Audley-Charles M.G., Banner F.T.* et al. Basement rocks of the Halmahera region, eastern Indonesia: A Late Cretaceous—Early Tertiary fore-arc // *J. Geol. Soc. London*. 1988. Vol. 145, pt 1. P. 65—84.
  163. *Haller M.J., Lapido O.R.* The Jurassic—Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes // *Earth-Sci. Rev.* 1982. Vol. 18. P. 395—410.
  164. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian region. Wash. (D.C.), 1979. 345 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 1078).
  165. *Hamilton W.* Plate-tectonic evolution of the Western USA // *Episodes*. 1987. Vol. 10, N 4. P. 271—276.
  166. *Hanson R., Schweickerit R.A.* Stratigraphy of mid-Palaeozoic island-arc rocks in part of the northern Sierra Nevada, Sierra and Nevada Counties, California // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1986. Vol. 97, N 8. P. 986—998.
  167. *Hayes D.E., Lewis S.D.* A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines.

1. Crustal structure, gravity and regional tectonic evolution // *J. Geophys. Res. B.* 1984. Vol. 89, N 11. P. 9171—9195.
168. *Heiko G.H.* High level and low level plagiogrinites from the Nicoya ophiolite complex Costa Rica, Central America // *Geol. Rdsch.* 1987. Bd. 76, Hf 1. S. 285—301.
169. *Ho C.S.* A synthesis of the geologic evolution of Taiwan // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 125, N 1/3. P. 1—16.
170. *Holloway N.H.* North Palawan block, Philippines — its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. Vol. 66, N 9. P. 1355—1383.
171. *Honda M., Bernatowicz T., Podosec F.A.* et al. Age determinations of Eastern Pacific seamounts (Henderson, 6 and 7) — implications for near-ridge and intraplate volcanism // *Mar. Geol.* 1987. Vol. 74, N 1/2. P. 79—84.
172. *Huene R. von, Suess E., Emeis K.-Ch.* Convergent tectonics and coastal upwelling: A history of the Peru continental margin // *Episodes.* 1987. Vol. 10, N 2. P. 87—93.
173. *Ibrahim A.K., Pontoise B., Latham G.* et al. Structure of the New Hebrides arc-trench system // *J. Geophys. Res. B.* 1980. Vol. 85, N 1. P. 253—266.
174. *Irving E.M.* Structural evolution of the Northernmost Andes, Colombia. Wash. (D.C.), 1975. 47 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 846).
175. *Ishiga H.* Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan // *J. Geosci.* Osaka City Univ. 1986. Vol. 29, art. 2. P. 45—88.
176. *Isozaki J.* End-Permian convergent zone along the Northern Margin of Kurosegawa landmass and its product in central Shikoku, SW Japan // *Ibid.* 1987. Vol. 30, art. 4. P. 51—131.
177. *Iwata K., Tajika J.* Jurassic and Cretaceous radiolarian from the pre-Tertiary system in the Hidaka Belt, Baruseppu Region, Northeast Hokkaido // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Sect. IV.* 1989. Vol. 22, N 3. P. 453—466.
178. *Johnson R.W., Mackenzie D.E., Smith I.E., Taylor G.A.M.* Distribution and petrology of Late Cenozoic volcanoes in Papua New Guinea // *The Western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry.* Nedlands, 1973. P. 523—533.
179. *Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J.* Collision tectonics in the Cordillera of western North America: Examples from Alaska // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986. N 19. P. 367—387.
180. *Joshima M., Okuda Y., Murakami F.* et al. Age of the Solomon Sea Basin from magnetic lineations // *Geo-Mar. Lett.* 1987. Vol. 6, N 4. P. 229—234.
181. *Karig D.E.* Accreted terranes in the northern part of the Philippines Archipelago // *Tectonics.* 1983. Vol. 2, N 2. P. 211—236.
182. *Karig D.E., Barber A.J., Charlton T.R.* et al. Nature and distribution of deformation across the Banda Arc — Australian collision zone at Timor // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. Vol. 98, N 1. P. 18—32.
183. *Klein E.M.* The Clipperton transform team // *Eos.* 1987. Vol. 68, N 44. P. 27—29.
184. *Klimetz M.P.* The Mesozoic tectonostratigraphic terranes and accretionary heritage of south-eastern mainland Asia // *Terrane accretion and orogenic belts.* Wash. (D.C.), 1987. P. 221—234. (*Amer. Geophys. Union Geodyn. Ser.*; Vol. 19).
185. *Kojima S.* Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1989. Vol. 69, N 3/4. P. 213—232.
186. *Kroenke L.W., Kellogg J.N., Nemoto K.* Mid-Pacific Mountains revisited // *Geo-Mar. Letters.* 1985. Vol. 5, N 2. P. 77—81.
187. *Lahson A.* Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile // *Earth-Sci. Rev.* 1982. Vol. 18, N 3/4. P. 285—302.
188. *Lapierre H., Broxuel M., Albareda F.* et al. Paleozoic and Lower Mesozoic magmas from the eastern Klamath Mountains (North California) and the geodynamic evolution of north-western America // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 140, N 2/4. P. 155—177.
189. *Levi B., Mehech S., Munizagz F.* Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos // *Inst. Invest. Geol. Chile. Bol.* 1963. N 12. P. 12—23.
190. *Lin P.-N., Stern R.J., Bloomer S.H.* Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana Arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: Evidence for source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // *J. Geophys. Res. B.* 1989. Vol. 94, N 4. P. 4497—4514.
191. *Lonsdale P., Klitgord K.D.* Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89, N 7. P. 981—999.
192. *Louat R., Pelletier B.* Seismotectonics and present day relative plate motions in the New Hebrides — North Fiji Basin region // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 167, N 1. P. 41—55.
193. *Macdonald K.C., Fox P.J.* Overlapping spreading centres: New accretion geometry on the East Pacific Rise // *Nature.* 1983. Vol. 302, N 5903. P. 55—58.
194. *Macdonald K.C., Fox P.J., Peram L.J.* et al. A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge-axis discontinuities // *Nature.* 1988. Vol. 335, N 6187. P. 217—225.
195. *McCabe R.* Implications of paleomagnetic data on the collision related bending of Island Arcs // *Tectonics.* 1984. Vol. 3, N 4. P. 409—428.
196. *McCarthy J., Scholl D.W.* Mechanisms of subduction accretion along the central Aleutian trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. Vol. 96, N 6. P. 691—701.
197. *McClain J.S., Atallah C.A.* Thickening of the oceanic crust with age // *Geology.* 1986. Vol. 14, N 7. P. 574—576.
198. *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes.* Glasgow; L.: Blackie, 1985. 328 p.
199. *Mallick D.I.J.* Some petrological and structural variations in the New Hebrides // *The Western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry.* Nedlands, 1973. P. 193—211.

200. *Metcalf I.* Origin and assembly of south-east Asian continental terranes // *Gondwana and Tethys*. Oxford: Univ. press, 1988. P. 101—118. (Geol. Soc. Spec. Publ.; Vol. 37).
201. *Miller M.M.* Dispersed remnants of a North-East Pacific fringing arc: Upper Paleozoic terranes of Permian McCloud faunal affinity, Western US // *Tectonics*. 1987. Vol. 6, N 6. P. 807—830.
202. *Miyashita S., Yoshida A.* Pre-Cretaceous and Cretaceous ophiolites in Hokkaido, Japan // *Bull. Soc. géol. France. Ser. 8*. 1988. T. 4, N 2. P. 251—260.
203. *Monger J.W.H.* Evidence for large-scale horizontal displacement within the North American Cordillera // XXVII Intern. geol. congr.: Abstracts. Wash. (D.C.), 1984. Vol. 9, pt 1. P. 44.
204. *Monger J.W.H., Tempelman-Kluit D.J.* Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera // *Geology*. 1982. Vol. 10, N 2. P. 70—75.
205. *Moore G.F., Shipley T.H.* Mechanisms of sediment accretion in the Middle America Trench // *J. Geophys. Res. B*. 1988. Vol. 93, N 8. P. 8911—8927.
206. *Morán-Zenteno D.J.* Breve revision sobre la evolución tectónica de México // *Geofis. Intern.* 1986. Vol. 25, N 1. P. 9—33.
207. *Morrice J.D., Jezek P.A., Gill J.B.* et al. An introduction to the Sangihe arc: Volcanism accompanying arc—arc collision in the Molucca Sea, Indonesia // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 19, N 1/2. P. 135—165.
208. *Moxon I.W., Graham S.A.* History and controls of subsidence in the Late Cretaceous—Tertiary Great Valley forearc basin, California // *Geology*. 1987. Vol. 15, N 7. P. 626—629.
209. *Mrozowski C.L., Lewis S.D., Hayer D.E.* Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine Basin // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 82, N 1/2. P. 1—24.
210. *Mukasa S.B., Henry D.J.* The San Nicolás batholith of coastal Peru: Early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism? // *J. Geol. Soc.* 1990. Vol. 147, N 1. P. 27—39.
211. *Murata A.* Large Decke structures in the Kurosegawa and Sambosan terrains in Kyushu, Southwest Japan // *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. II*. 1981. Vol. 20, N 3. P. 277—293.
212. *Neef G., Plimer J.R.* Ophiolite complexes on Small Nggela Island, Solomon Islands: Summary // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1979. Vol. 90, N 2, pt 1. P. 136—138.
213. *Otoh B.* Late Paleozoic tectonic development in the northern part of the Chichibu geosyncline in the East Chugoku Mountains, Southwest Japan // *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. II*. 1988. Vol. 21, N 4. P. 379—415.
214. *Otsuka T.* Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino terrane, Central Japan and its Jurassic tectonism // *J. Geosci. Osaka City Univ.* 1988. Vol. 31, art. 4. P. 63—122.
215. *Ozawa K.* Geology of the Miyamori ultramafic complex in the Kitakami Mountains, Northeast Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1984. Vol. 90, N 10. P. 697—716.
216. *Padilla y Sanchez R.J.* Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico // *Geofis. Intern.* 1986. Vol. 25, N 1. P. 157—206.
217. *Page R.A., Plafker G., Fuis G.S.* et al. Accretion and subduction tectonics in the Chugach Mountains and Copper River Basin, Alaska: Initial results of the Trans-Alaska crustal transect // *Geology*. 1986. Vol. 14, N 6. P. 501—505.
218. Palaeomagnetic research in Southeast and East Asia. Kuala Lumpur, 1982. 229 p. (CCDP. TP 13).
219. *Parson L.M., Pearce J.A., Murton B.J., Hodkinson R.A.* RRS Charles Darwin scientific party: Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau bac-arc basin, southwest Pacific // *Geology*. 1990. Vol. 18, N 5. P. 470—473.
220. *Pascal G., Isacks B.L., Barazangi M., Dubois J.* Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc // *J. Geophys. Res. B*. 1978. Vol. 83, N 10. P. 4957—4973.
221. *Paterson S.R., Tobisch O.T.* Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 12. P. 1108—1111.
222. *Patton W.W., Tailleux I.L., Brosgé W.P., Lanphere M.A.* Preliminary report on the ophiolites of Northern and Western Alaska // *Bull. Oregon. Dep. Geol. Miner. Ind.* 1977. Vol. 95. P. 51—57.
223. *Pautot G., Rangin C.* Subduction of the South China Sea axial ridge below Luzon (Philippines) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 92, N 1. P. 57—69.
224. *Phanerozoic Earth history of Australia*. Oxford: Clarendon press, 1986. 480 p.
225. *Pigram C.J., Surono Supandjono J.B.* Origin of the Sula Platform, eastern Indonesia // *Geology*. 1985. Vol. 13, N 4. P. 246—248.
226. *Plate tectonic map of the Circum-Pacific Region*, scale 1:20000000. Tulsa (Okla.), 1982. Pacific Basin sheet.
227. *Powell D.E.* The northwest Australian continental margin // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. A*. 1982. Vol. 305, N 1489. P. 45—62.
228. *Ramos V.A., Jordan T.E., Allmendinger R.W.* et al. Paleozoic terranes of the Central Argentine—Chilean Andes // *Tectonics*. 1986. Vol. 5, N 6. P. 855—880.
229. *Ramos V.A., Niemeyer H., Skarmeta J., Muñoz J.* Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes // *Earth-Sci. Rev.* 1982. Vol. 18. P. 411—443.
230. *Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D.* Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 88, N 4. P. 386—402.
231. *Rangin C., Stephan J.F., Müller C.* Middle Oligocene oceanic crust of South China Sea jammed into Mindoro collision zone (Philippines) // *Geology*. 1985. Vol. 13, N 6. P. 425—428.
232. *Raschka H., Nacario E., Rammlain D.* et al. Geology of the ophiolite of central Palawan Island, Philippines // *Ofioliti*. 1985. Vol. 10, N 2/3. P. 375—390.
233. *Ren J., Jiang C., Zhang Z., Qin D.* Geotecto-

- nic evolution of China. Beijing etc., 1987. 218 p.
234. *Renkin M.L., Sclater J.G.* Depth and age in the North Pacific // *J. Geophys. Res. B.* 1988. Vol. 93, N 4. P. 2919—2935.
  235. *Roddick J.A., Hutchison W.W.* Setting of the plutonic complex, British Columbia // *Pacif. Geol.* 1974. N 8. P. 91—108.
  236. *Rossmann D.L., Castanada G.C., Bacuta G.C.* Geology of Zambales ophiolite, Luzon, Philippines // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 168, N 1/3. P. 1—22.
  237. *Ruiz J., Patchett P.J., Ortega-Gutierrez F.* Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1988. Vol. 100, N 2. P. 274—281.
  238. *Saleeby J., Hannah J.L., Varga R.J.* Isotopic age constraints on middle Paleozoic deformation in the northern Sierra Nevada, California // *Geology.* 1987. Vol. 15, N 8. P. 757—760.
  239. *Saleeby J.B., Harper G.D., Snoko A.W., Sharp W.D.* Time relations and structural-stratigraphic patterns in ophiolite accretion, West Central Klamath Mountains, California // *J. Geophys. Res. B.* 1982. Vol. 8, N 5. P. 3831—3848.
  240. *Sano H., Kanmera K.* Paleogeographic reconstruction of accreted oceanic rocks, Akiyoshi, Southwest Japan // *Geology.* 1988. Vol. 16, N 7. P. 600—603.
  241. *Sato T., Kasahara Y., Wakita K.* Discovery of a middle Jurassic ammonite *Kepplerites* from the Mino belt, Central Japan // *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Jap. N.S.* 1985. N 139. P. 218—221.
  242. *Sato K., Ozima M.* <sup>40</sup>Ar—<sup>39</sup>Ar geochronological studies on submarine rocks from the Western Pacific area // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 33, N 3. P. 353—369.
  243. *Schlanger S.O., Campbell J.F., Jackson M.W.* Post-Eocene subsidence of the Marshall Islands recorded by drowned atolls on Harrie and Sylvia guyots. Wash. (D.C.), 1987. P. 165—174.
  244. *Scholl D.W., Vallier T.L., Packham G.H.* Framework geology and resource potential of southern Tonga platform and adjacent terranes — a synthesis // *Geology and offshore resources of Pacific island arcs — Tonga region.* Houston (Tex.), 1985. Vol. 2. P. 457—488.
  245. *Sedlock R.L.* Tectonic setting of blueschist and island-arc terranes of West-Central Baja California, Mexico // *Geology.* 1988. Vol. 16, N 7. P. 623—626.
  246. *Shor G.G. (Jr.), Kirk H.K., Menard H.W.* Crustal structure of the Melanesian area // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 11. P. 2562—2586.
  247. *Silver E.A., Breen N.A., Prasetyo H.* Multibeam study of the Flores backarc thrust belt, Indonesia // *J. Geophys. Res. B.* 1986. Vol. 91, N 3. P. 3489—3500.
  248. *Silver E.A., McCaffrey R., Smith R.B.* Collision, rotation and initiation of subduction in the evolution of Sulawesi, Indonesia // *Ibid.* 1983. Vol. 88, N 11. P. 9407—9418.
  249. *Silver E., Gill J., Schwartz D.* et al. Evidence for submerged and displaced continental borderland north Banda Sea, Indonesia // *Geology.* 1985. Vol. 13, N 10. P. 687—691.
  250. *Sliter W.V.* Aptian anoxia in the Pacific Basin // *Ibid.* 1989. Vol. 17, N 10. P. 909—912.
  251. *Smith I.E.M.* Volcanic evolution in eastern Papua // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 315—334.
  252. *Smoot N.Ch.* Multi-beam sonar surveys of guyots of the Gulf of Alaska // *Mar. Geol.* 1981. Vol. 43, N 3/4. P. M87—M94.
  253. *Smoot N.Ch.* Observations on Gulf of Alaska seamount chains by multi-beam sonar // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 115, N 3/4. P. 235—246.
  254. *Stern R.J.* Strontium isotopes from circum-Pacific intra-oceanic island arcs and marginal basins: Regional variations and implications for magmatogenesis // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1982. Vol. 93, N 6. P. 477—486.
  255. *Stewart J.H.* Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico // *Geology.* 1988. Vol. 16, N 2. P. 186—189.
  256. *Stout J.H., Chase C.G.* Plate kinematics of the Denali fault system // *Canad. J. Earth Sci.* 1980. Vol. 17, N 11. P. 1527—1537.
  257. *Struik L.C.* Crustal evolution of the Eastern Canadian Cordillera // *Tectonics.* 1988. Vol. 7, N 4. P. 727—747.
  258. *Subbarao K.V., Hekinian R.* Alkali-enriched rocks from the Central Eastern Pacific Ocean // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 26, N 3/4. P. 249—268.
  259. *Sun S., Le J., Chen H.* et al. Mesozoic and Cenozoic sedimentary history of South China // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1989. Vol. 73, N 10. P. 1247—1269.
  260. *Suter M.* Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. Vol. 98, N 3. P. 249—264.
  261. *Takeda K.* Geological and petrological studies of the Mikabu greenstones in Eastern Shikoku, Southwest Japan // *J. Sci. Hiroshima Univ. C.* 1984. Vol. 8, N 3. P. 221—282.
  262. *Talandier J., Okal E.A.* Crustal structure in the Society and Tuamotu Islands, French Polynesia // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1987. Vol. 88, N 3. P. 449—528.
  263. *Tamaki K.* Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // *Bull. Geol. Surv. Jap.* 1988. Vol. 39, N 5. P. 269—365.
  264. *Taylor B.* Bismark Sea: Evolution of a back-arc basin // *Geology.* 1979. Vol. 7, N 4. P. 171—174.
  265. *Taylor B., Hayes D.E.* The origin and history of the South China Basin // *Geophys. Monogr.* 1983. Vol. 27. P. 23—56.
  266. *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region.* Wash. (D.C.), 1985. 581 p. (Earth Sci. Ser.; N 1).
  267. *The ocean basins and margins* / Ed. Nairn A.E.M. et al. N.Y.: Plenum press, 1988. Vol. 7B: The Pacific Ocean. 642 p.
  268. *Thornburg T.M., Kulm L.D.* Sedimentation in the Chile trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. Vol. 98, N 1. P. 33—52.
  269. *Tobisch O.T., Paterson S.R., Longiaru S., Bhattacharyya T.* Extent of the Nevadan orogeny,

- central Sierra Nevada, California // *Geology*. 1987. Vol. 15, N 2. P. 132—135.
270. Tokuyama H., Suyemasa M., Tamaki K. et al. Report on DELP 1985 cruises in the Japan Sea. Pt 3. Seismic reflection studies in the Yamato Basin and the Yamato Rise Area // *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*. 1987. Vol. 62, N 4. P. 367—390.
271. Tucholke B.E. Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in the Bellingshausen basin // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 25, N 1. P. 209—230.
272. Turner C.C., Hughes G.W. Distribution and tectonic implications of Cretaceous—Quaternary sedimentary facies in Solomon Islands // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 127—146.
273. Turner C.C., Ridgway J. Tholeiitic, calc-alkaline and (?) alkaline igneous rocks of the Shortland Islands, Solomon Islands // *Ibid.* P. 335—354.
274. United Nations ESCAP. CCOP. Techn. Publ. 1980. N 7. 258 p.
275. Urrutia-Fucugauchu J. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico — preliminary report // *Geofis. Intern.* 1986. Vol. 25, N 4. P. 559—573.
276. Vergara Muñoz A. Tectonic patterns of the Panama Blok deduced from seismicity, gravitational data and earthquake mechanisms: Implications to the seismic hazard // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 154, N 3/4. P. 253—265.
277. Watts A.B., Brink U.S. Crustal structure, flexure, and subsidence history of the Hawaiian Islands // *J. Geophys. Res. B*. 1989. Vol. 94, N 8. P. 10473—10500.
278. Watts A.B., Weissel G.H., Duncan R.A., Larson R.L. Origin of the Louisville Ridge and its relationship to the Eltanin fracture zone system // *Ibid.* 1988. Vol. 93, N 4. P. 3051—3077.
279. Weissel J.K., Taylor B., Karner G.D. The opening of the Woodlark Basin, subduction of the Woodlark spreading system and the evolution of northern Melanesia since mid-Pliocene time // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 253—277.
280. Weissel J.K., Watts A.B. Tectonic evolution of the Coral Sea basin // *J. Geophys. Res. B*. 1979. Vol. 84, N 9. P. 4572—4582.
281. Wernicke B., Klepacki D.W. Escape hypothesis for the Stikine block // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 5. P. 461—464.
282. Whitford D.J., Jezek P.A. Origin of Late Cenozoic lavas from the Banda Arc, Indonesia: Trace element and Sr isotope evidence // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 68, N 2. P. 141—150.
283. Whitman J.M. Sedimentation and subsidence history of the East Mariana Basin, Western Pacific // *Geology*. 1986. Vol. 14, N 9. P. 771—775.
284. Williams P.R., Johnston C.R., Almond R.A., Simamora W.H. Late Cretaceous to Early Tertiary structural elements of West Kalimantan // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 148, N 3/4. P. 279—298.
285. Wortel M.J., Cloetingh S.A.P.L. Accretion and lateral variations in tectonic structure along the Peru—Chile trench // *Ibid.* 1985. Vol. 112, N 1/4. P. 433—462.
286. Zheng X. Meso-Cenozoic volcanic rocks in East China and adjacent areas with relation to plate tectonics // *Ibid.* P. 533—550.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b> .....	<b>3</b>
<b>Глава первая</b>	
<b>Тихий океан</b> .....	<b>8</b>
Тихоокеанская рифтовая система .....	9
Разломная тектоника .....	14
Тектонические области и типы структур .....	22
Общие выводы .....	52
<b>Глава вторая</b>	
<b>Кордильерский сектор</b> .....	<b>57</b>
Невадийский отрезок .....	58
Канадский отрезок .....	64
Аляскинский отрезок .....	69
Мексиканский отрезок .....	74
Приматериковые окраины .....	81
Общие выводы .....	83
<b>Глава третья</b>	
<b>Андийский сектор</b> .....	<b>88</b>
Колумбийско-Эквадорский отрезок .....	90
Перуанский отрезок .....	94
Чилийско-Аргентинский отрезок .....	96
Патагонский отрезок .....	102
Подводное продолжение андийских структур .....	104
Общие выводы .....	107
<b>Глава четвертая</b>	
<b>Центральноамериканская связка</b> .....	<b>112</b>
Общие выводы .....	117
<b>Глава пятая</b>	
<b>Корякско-Камчатская область и Курильская система</b> .....	<b>118</b>
Корякский регион .....	119
Камчатский регион .....	128
Подводные прикамчатские структуры .....	139
Курильская система .....	142
Общие выводы .....	147
<b>Глава шестая</b>	
<b>Восточно-Азиатская область</b> .....	<b>151</b>
Сихотэ-Алинь .....	151
Япония .....	154
Хоккайдо-Сахалинский регион .....	164
Японское море .....	165
Общие выводы .....	167

## Глава седьмая

<b>Западный сектор</b> .....	173
Юго-Восточная Азия .....	173
Северо-Западная Австралия .....	179
Система Банда и Сунда .....	180
Северная Индонезия .....	189
Филиппинская система .....	194
Филиппиноморская система .....	201
Общие выводы .....	205

## Глава восьмая

<b>Юго-Западный сектор</b> .....	210
Восток Австралии .....	210
Новогвинейский регион .....	212
Фиджийско-Новобританский регион .....	214
Система Тонга — Кермадек — Новая Зеландия .....	219
Новокаледонская система .....	223
Тасманская область .....	224
Общие выводы .....	225

## Глава девятая

<b>Тектоническое развитие Тихоокеанского сегмента Земли</b> .....	228
Возраст Тихого океана .....	228
О магматических провинциях и тектонике Тихого океана .....	230
Геодинамика обрамления .....	234
Типы континентальных окраин .....	238
Тектонические корреляции .....	239
Тихоокеанский тектонический сегмент Земли .....	245
<b>Заключение</b> .....	249

## CONTENTS

<b>Introduction</b> .....	3
<b>Chapter one</b>	
<b>Pacific Ocean</b> .....	8
Pacific rift system .....	9
Fault tectonics .....	14
Tectonic provinces and types of structures .....	22
General conclusions .....	52
<b>Chapter two</b>	
<b>Cordilleran Sector</b> .....	57
Nevadan segment .....	58
Canadian segment .....	64
Alaskan segment .....	69
Mexican segment .....	74
Nearcontinental margins .....	81
General conclusions .....	83
<b>Chapter three</b>	
<b>Andean Sector</b> .....	88
Columbian-Ecuadorian segment .....	90
Peruvian segment .....	94
Chilean-Argentinian segment .....	96
Patagonian segment .....	102
Underwater prolongation of Andean structures .....	104
General conclusions .....	107
<b>Chapter four</b>	
<b>Central American connection</b> .....	112
General conclusions .....	117
<b>Chapter five</b>	
<b>Koryak highland — Kamchatka province and Kurile System</b> .....	118
Koryak region .....	119
Kamchatka region .....	128
Underwater near-Kamchatka structures .....	139
Kurile System .....	142
General conclusions .....	147
<b>Chapter six</b>	
<b>East Asian province</b> .....	151
Sikhote-Alin .....	151
Japan .....	154
Hokkaido-Sakhalin region .....	164
Japan Sea .....	165
General conclusions .....	167

## Chapter seven

<b>Western Sector</b> .....	173
Southeastern Asia .....	173
Northwestern Australia .....	179
Banda and Sunda System .....	180
Northern Indonesia .....	189
Philippinian System .....	194
Philippine Sea System .....	201
General conclusions .....	205

## Chapter eight

<b>Southwestern Sector</b> .....	210
Eastern Australia .....	210
New Guinean region .....	212
Fiji — New Britain region .....	214
Tonga — Kermadec — New Zealand System .....	219
New Caledonian System .....	223
Tasmanian region .....	224
General conclusions .....	225

## Chapter nine

<b>Tectonic development of the Pacific Segment of the Earth</b> .....	228
Age of the Pacific Ocean .....	228
On Pacific magmatic provinces and tectonics .....	230
Geodynamics of the framing .....	234
Types of continental margins .....	238
Tectonic correlations .....	239
Pacific Tectonic Segment of the Earth .....	245
<b>Conclusion</b> .....	249

Научное издание

**Пушаровский Юрий Михайлович  
Меланхолина Елена Николаевна**

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ:  
ТИХИЙ ОКЕАН И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ**

Утверждено к печати  
Геологическим институтом РАН

*Труды ГИН, вып. 473*

Редактор **А.В. Копп**  
Художественный редактор **И.Ю. Нестерова**  
Технический редактор **Н.М. Бурова**  
Корректор **Л.А. Агеева**

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 49061

Подписано к печати 29.04.92  
Формат 70 X 100 1/16. Бумага типографская № 2  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ. 21,5 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 22,2. Уч.-изд.л. 26,4  
Тираж **225** экз. Тип. зак. 3199

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

# ТИХИЙ ОКЕАН И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ

Предложены новые аспекты тектонической истории дна Тихого океана и его обрамления. Выяснено большое значение в структурообразовании процессов тектонического расслоения коры и верхней мантии. Показана сложность латерального геодинамического взаимодействия коровых и мантийных масс в зоне перехода океан — континент.