В. М. Литвин



НЕДРА

В. М. Литвин

МОРФОСТРУКТУРА ДНА ОКЕАНОВ



Литвин В. М. Морфоструктура дна океанов. — Л.: Недра, 1987. — 275 с.

Обобщены материалы геоморфологических и геолого-геофизических исследований, опубликованные в работах советских и зарубежных ученых, результаты глубоководного бурения и другие данные. При интерпретации материалов применен метод морфоструктурного анализа. Описаны рельеф дна океанов и корей, рельеф и глубинное строение океанического фундамента, мощность и структура осадочного чехла, аномальные геофизические поля; выявлены взаимосвязи между ними. Установлена роль эндогенных факторов (включая сейсмичность, вулканизм, горизонтальные и вертикальные тектонические движения и вызываемые ими разрывные и пликативные нарушения) в формировании подводного рельефа. Разработана схема развития морфоструктуры дна океанов в глобальном масштабе на основе концепции тектоники литосферных плит. Приведены реконструкции для позднего мезозоя и кайнозоя.

Для научных работников — геологов, геоморфологов, геофизиков, океанологов, занятых в области морской геологии и интересующихся проблемами Миро-

вого океана и глобальной тектоники Земли.

Табл. 5, ил. 63, прил. 1, список лит. 80 назв.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук А. Н. Ласточкин (ВНИИОкеангеология).

ВВЕДЕНИЕ

Изучение рельефа и структуры дна океана является одним из важнейших средств познания закономерностей геологического строения и развития океанической земной коры. В свою очередь это позволяет целенаправленно, на научной основе подходить к поискам, разведке и освоению минеральных ресурсов Мирового океана.

Рельеф дна океана уже довольно давно стал объектом геоморфологических и геолого-геофизических исследований. Однако анализ соотношения рельефа дна с глубинным строением океанического фундамента и с аномальными геофизическими полями, выявление роли различных факторов в его формировании и выяснение происхождения и эволюции морфоструктуры дна океана в свете тектоники литосферных плит начали осуществляться лишь в последнее время. Такая работа была выполнена недавнодля Атлантического океана [27]. Настоящее исследование представляет собой продолжение этой работы в глобальном масштабе.

Под морфоструктурой автором подразумевается отражение в подводном рельефе дна геологического строения и тектоники океанической земной коры. В качестве морфоструктур как конкретных объектов рассматриваются формы подводного рельефа различного масштаба (от планетарных до локальных), происхождение которых обусловлено тектоническими движениями, вулканизмом и геологическим строением дна океана.

В задачи настоящей работы входило: а) выявление связей между формами подводного рельефа, строением океанического фундамента, аномальными геофизическими полями, строением и мощностью осадочного чехла; б) установление закономерностей распределения и взаимоотношения основных морфоструктур дна океана, особенностей их строения и расчлененности; в) определение роли горизонтальных и вертикальных тектонических движений, разломов, вулканизма и осадконакопления в формировании морфоструктуры дна океана; г) выяснение происхождения и истории развития подводного рельефа и общей морфоструктуры дна океана.

Методической основой работы послужил морфоструктурный анализ, разработанный ранее при изучении рельефа суши [11] и широко применяемый в настоящее время при исследованиях дна

океана. Этот метод включает в себя сопоставление, комплексную интерпретацию геоморфологических, геофизических и геологических данных для выявления взаимосвязей между подводным рельефом и глубинным строением земной коры, для оценки роли эндогенных факторов в его формировании и истории развития. Теоретической основой работы явилась новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит. Эта концепция получила широкое распространение и позволяет по-новому осмысливать уже имеющийся фактический материал и целенаправленно планировать дальнейшие исследования. Настоящая работа является по существу попыткой приложения тектоники литосферных плит к изучению закономерностей развития рельефа дна океана, с одной стороны, и получения в результате морфоструктурных исследований новых подтверждений справедливости этой концепции, с другой стороны.

Согласно развиваемым в настоящее время представлениям [10, 18, 29, 64 и др.] литосфера Земли, включающая земную кору и верхнюю часть верхней мантии, разделена на ряд относительно жестких плит размером от нескольких сотен до нескольких тысяч километров в поперечнике. Основу каждой из плит составляют континенты или части континентов, к которым как бы припаяны прилегающие области океанического дна. Мощность литосферы под океанами составляет от 10 до 80 км, а под континентами достигает 200—300 км. Границами между плитами служат подвижные тектонические зоны, четко фиксируемые поясами эпицентров землетрясений. Под влиянием конвективных течений в мантии Земли литосферные плиты перемещаются в различных направлениях со скоростью порядка нескольких сантиметров в год, что приводит к дрейфу континентов.

Там, где плиты расходятся, возникают рифтовые зоны (континентальные или океанические). Под ними наблюдаются восходящие мантийные течения, которые при достижении подошвы литосферы расходятся в обе стороны, увлекая за собой плиты. В результате подъема по рифтовым разломам разогретого глубинного вещества, его охлаждения и кристаллизации формируется новая океаническая кора (и литосфера), которая наращивает раздвигаемые литосферные плиты. По мере удаления от рифтовой зоны части плит еще более охлаждаются, уплотняются, изостатически погружаются и перекрываются осадочным чехлом. Так возникают крупнейшие океанические морфоструктуры: срединно-океанические хребты, вдоль оси которых протягиваются рифтовые зоны, и океанические котловины по обеим сторонам от хребтов.

Там, где литосферные плиты сходятся, возникают глубоководные желоба, островные дуги и складчатые пояса. Мантийные потоки здесь направлены вниз. При столкновении океанической и континентальной плит океаническая, как более плотная, поддвигается под континентальную и ее вещество подвергается переработке различными физико-химическими процессами. В результате формируется новая континентальная кора (и литосфера), которая

наращивает края континентальных плит. В зонах поддвига образуются глубоководные желоба. Если океаническая плита сталкивается непосредственно с континентальной, то глубоководный желоб располагается вдоль континентального склона. Если же поддвиг происходит на удалении от континентальной окраины, то вдоль той стороны глубоководного желоба, которая ближе к материку, образуется островная дуга, за которой формируются котловины краевых морей.

Районы сочленения океанической и континентальной литосферы в пределах одной плиты в процессе развития постепенно отодвигаются от рифтовых зон и становятся тектонически пассивными или слабоактивными областями. Ведущими процессами здесь являются погружение окраинных частей континентов и формирование мощного осадочного чехла. Так образуются морфоструктуры шельфов, континентальных склонов и прилегающих к ним аккумулятивных шлейфов континентальных подножий.

Описанная схема была взята за основу при изучении закономерностей строения и развития рельефа дна океана. Исходными материалами послужили в первую очередь данные геоморфологических и геолого-геофизических исследований, полученные в экспедициях Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР на судах «Академик Курчатов», «Академик Мстислав Келдыш», «Дмитрий Менделеев», «Витязь», в которых вместе с другими сотрудниками института принимал участие и автор. Использованы также материалы других советских и зарубежных экспедиций. Большая часть этих материалов опубликована в многочисленных региональных и частных работах и в ряде обобщающих монографий.

Наиболее полными по охвату разнообразных данных и наиболее современными по методической и теоретической основе являются книги «Геология океана» [8] и «Геофизика океана» [10] из многотомной серии «Океанология» под общей редакцией А. С. Монина. Вопросы геоморфологии, морфоструктуры и морфотектоники дна океанов освещены в обобщающих работах А. В. Живаго [16, 40], А. В. Ильина [20], В. Ф. Канаева [22], О. К. Леонтьева [25], В. М. Литвина [27], Г. Б. Удинцева [41], К. Эмери и Е. Учупи [52] и др. Результаты геолого-геофизических исследований океанов изложены в книгах В. В. Белоусова [2], А. Г. Гайнанова [3], Р. М. Деменицкой [14], Ю. П. Непрочнова [30], Е. М. Рудича [38], С. А. Ушакова с соавторами [13], а также в коллективных монографиях и сборниках работ, подготовленных в Институте океанологии, Институте физики Земли и Геологическом институте АН СССР [5—7, 9, 12, 17, 21, 28, 39, 40 и др.], в Дальневосточном научном центре АН СССР [4, 33], ВНИИОкеангеология [23, 32]. Из зарубежных обобщающих работ следует выделить коллективные монографии "The Sea" [72], "Geology of Continental Margins" [56], «Осеап Basins and Margins" [68], "Volcanoes and Tectonosphere" [78].

Большой фактический материал обобщен на батиметрических, геоморфологических, тектонических и других специальных картах в таких крупных картографических изданиях, как «Физико-географический атлас Мира» [1964 г.], «Атлас Антарктики» [1966 г.], «Геолого-геофизический атлас Индийского океана» [1975], «Атлас океанов», т. 1—3 [1974, 1977, 1980 г.], а также на батиметрических и физиографических картах отдельных океанов, подготовленных в Институте океанологии АН СССР и изданных в разных масштабах — от 1:10000000

до 1:25 000 000.

Результаты исследований осадочной толщи на дне океанов и процессов ее формирования изложены в работах А. П. Лисицына [26], Л. Э. Левина [24] и других специалистов. Особенно важное значение для изучения строения дна океанов и истории его развития имеют материалы глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер», публикуемые в серии томов "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project" [61]. Вопросы тектоники дна океанов, континентов и их окраин освещены в обобщающих работах В. В. Белоусова [2], Ю. М. Пущаровского [36], А. Г. Родникова [37], В. Е. Хаина [42—44] и других авторов, в ряде коллективных монографий и сборников статей советских и зарубежных ученых.

Использование указанных обобщающих работ, как и многочисленных региональных и частных статей в периодических изданиях. наряду с обработкой и интерпретацией оригинального фактического материала значительно облегчило работу автора. Основные морфоструктурных направления и методика исследований дна океана были вначале опробованы в процессе работ по Атлантике и затем распространены на другие акватории Мирового океана. В результате составлены новые карты дна океанов, такие как морфоструктурная, рельефа фундамента и мощности осалочного чехла, горизонтальных и вертикальных тектонических движений. вулканических и вулкано-тектонических морфоструктур, палеоморфоструктурные схемы для различных этапов развития в позднем мезозое и кайнозое. Большое внимание уделено изучению морфометрии и расчлененности дна океана и фундамента.

Обработка этих данных на ЭВМ велась совместно с М. В. Руденко. В качестве основы для палеоморфоструктурных схем использовались палеогеодинамические реконструкции положения литосферных плит, созданные с помощью ЭВМ Л. П. Зоненшайном и Л. А. Савостиным. В вопросах использования и интерпретации геолого-геофизических материалов большую помощь автору оказало научное общение с А. Г. Гайнановым, А. М. Городницким, А. В. Живаго, Л. П. Зоненшайном, Е. Г. Мирлиным, Ю. П. Непрочновым, О. Г. Сорохтиным, В. Е. Хаиным, Г. С. Хариным и другими специалистами. В оформлении работы и подготовке ее к печати много помогла Т. И. Ражева. Всем им автор выражает свою искреннюю признательность.

Необходимо заметить, что при чтении книги для лучшей ориентации в морфоструктурной ситуации и в географических названиях форм подводного рельефа, континентальных окраин и островов следует обращаться к картам «Атласа океанов», т. 1—3. Эти карты наряду с иллюстрациями в книге являются наглядным отображением положений, рассмотренных в тексте монографии. Приблизительное расположение структур дна показано на «Орографической схеме Мирового океана» (см. приложение на вкладке).

РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНОВ

Мировой океан занимает около 70 % поверхности Земли. Поэтому особенности строения его дна играют чрезвычайно важную роль в общем морфоструктурном плане земной коры. Наиболее отчетливо это проявляется при рассмотрении строения литосферных плит, в которых континентальные и океанические структуры образуют общий (хотя и сложный) каркас.

По традиции Мировой океан делится на четыре части: Тихий. Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны, которые разделяются между собой континентами, цепями островов и поднятиями подводного рельефа. Размеры океанов различны (табл. 1). Самым крупным является Тихий, а самым маленьким — Северный Ледовитый. Хотя средние глубины океанов, за исключением Северного Ледовитого, составляют 3600—3900 м. для океанического ложа наиболее характерны глубины 4000—5000 м. Уменьшение средних глубин обусловлено наличием на дне океапов различных поднятий в виде хребтов, возвышенностей валов, а также относительно мелководных континентальных окраин, обрамляющих океанические котловины вдоль берегов материков. Наибольшие глубины океанов, превышающие 6000—7000 м. имеют локальное распространение и приурочены к глубоководным желобам. Максимальная глубина Мирового океана, измеренная с НИС «Витязь» в Марианском желобе, составляет 11 022 м.

таблица і Размеры океанов

Оксан	Плог	Площадь		Объем	
	млн. км²	%	млн. км ³	° o	Средняя глубина, м
Тихий Атлантический Индийский Северный Ледовитый	178,7 91,6 76,2 14,8	49,4 25,4 21,1 4,1	710,4 329,7 282,6 18,1	52,9 24,7 21,1 1,3	3976 3597 3711 1225
Мировой	361,3	100	1340,8	100	3711

Примечание. Сведения даны по приложению к Атласу океанов «Термины. Понятия. Справочные таблицы», 1980 г.

ОБЩИЙ МОРФОСТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ДНА ОКЕАНОВ

В рельефе дна океанов в зависимости от размеров выделить морфоструктуры планетарные (называемые также геотектурами), региональные и локальные. К планетарным относятся крупнейшие морфоструктуры, имеющие всеобщее распространение и переходящие из одного океана в другой вне зависимости от местных условий. Это — континентальные окраины (включающие шельф и континентальный склон), переходные зоны (комплексы островных дуг, глубоководных желобов и котловин краевых морей), океаническое ложе (дно океанических котловин), срединно-океанические хребты. К региональным морфоструктурам относятся отдельные области (или районы) континептальных окраин со специфическими особенностями геологического строения, конкретные островные дуги и желоба, котловины краевых морей и океанические котловины, хребты и возвышенности на дне котловин, вулканические массивы, отдельные звенья срединно-океанических хребтов. Локальные структурные формы представлены отдельными тектоническими блоками и вулканическими горами, рифтовыми трешинами. **€**бросовыми уступами выходами коренных пород, структурными террасами.

Наиболее общим элементом в морфоструктуре дна океанов (рис. 1, вкладка) является система срединно-океанических хребтов, протягивающаяся более чем на 80 000 км и занимающая свыше 1/5 его площади (табл. 2). Начинается она в Евразийской части Северного Ледовитого океана в виде хр. Гаккеля, юго-восточным продолжением которого является Момский континентальный рифт в Восточной Сибири. На юго-западе срединно-океанический хребет протягивается через Норвежско-Гренландский бас-

ТАБЛИЦА 2 Площади планетарных морфоструктур океанов

	Океаны						
Морфоструктуры	Тихий	Атланти- ческий	Индий- ский	Северный Ледови- тый	Мировой		
Континентальные окраины	18,2	17,0 18,5	13,0 17,1	10,4	58,6 16,2		
Переходные зоны	24,0 13,4	7,2	1,8	_	33,0 9,1		
Ложе океана (дно океаниче- ских котловин)	111,5 62,4	43,5	48,5 63,7	$\frac{3,9}{26,4}$	207,3 57,4		
Срединно-океанические хребты	25,0 14,0	$\frac{24,0}{26,2}$	12,9 16,9	- 0,5 3,4	$\frac{62,4}{17,3}$		

Примечание. Числитель — млн. км², знаменатель — %.

сейн, пересекает Исландию и продолжается затем через весь Атлантический океан как Атлантический хребет примерно посредине между берегами Северной и Южной Америки с одной стороны, Европы и Африки — с другой.

На юге он поворачивает к востоку и, огибая Африку, переходит затем в систему срединно-океанических хребтов Индийского океана. Восточнее Мадагаскара, в районе о. Родригес, располагается узел сочленения трех ветвей срединно-океанических хребтов этого океана. Юго-западная ветвь (Западно-Индийский и Африканско-Антарктический хребты) протягивается до соединения с Атлантическим хребтом. Северная ветвь (Аравийско-Индийский хребет) постепенно поворачивает к западу и входит в Аденский залив, достигая затем района Афар в Эфиопии, где сочлес рифтом Красного моря и Восточно-Африканской континентальной рифтовой системой. Юго-восточная ветвь (Центральноиндийский хребет и Австрало-Антарктическое поднятие) протягивается в сторону Тихого океана между Австралией и Антарктидой и продолжается далее в виде Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поднятий.

На севере Восточно-Тихоокеанское поднятие приближается к Американскому материку, входит в Калифорнийский залив и продолжается далее на суше. Однако севернее параллели 40° с. ш. небольшая его ветвь в виде хребтов Горда и Хуан-де-Фука снова появляется у западного побережья Северной Америки. Еще два ответвления от Восточно-Тихоокеанского поднятия в сторону Южной Америки наблюдаются в районах островов Галапагос и Пасхи.

Несмотря на местные различия в высоте над поверхностью дна океана, в ширине и расчлененности отдельных звеньев, все срединно-океанические хребты имеют характерные общие черты. Повсеместно выделяются три основные морфоструктурные зоны: осевая (рифтовая) и две фланговые (склоны). Форма валообразная, с приподнятой осевой зоной, которая рассечена рифтовой долиной, и со снижающимися в обе стороны флангами, общий уклон которых постепенно уменьшается с приближением к внешним границам хребтов. Поверхность их имеет типичное блоково-грядовое расчленение с преобладающей ориентировкой гряд по простиранию хребтов. Во многих местах хребты рассечены поперечными разломами, которые выражены глубокими желобами, протяженными уступами и зонами интенсивного расчленения подводного рельефа. Наиболее крупные из поперечных разломов разделяют отдельные звенья хребтов. Рифтовая зона тектонически наиболее активна. Здесь происходят процессы раздвижения дна океана и наращивания океанической коры в результате подъема глубинного вещества.

С обеих сторон от срединно-океанических хребтов располагаются обширные области океанических котловин, или собственно ложа океанов. Океанические котловины занимают более половины всей площади Мирового океана. Для них характерны океани-

ческий тип строения земной коры, относительно большие глубины и широкое распространение холмистых, волнистых и плоских абиссальных равнии. Соотношение различных типов равнии обусловлено интенсивностью воздействия аккумулятивного выравнивания в ходе осадконакопления, что зависит от возраста данного участка дна океана и от близости источников сноса осадочного материала. Поэтому вблизи срединно-океанических хребтов распространены преимущественно холмистые равнины, или зоны абиссальных холмов, а в центральных и периферийных частях океанов расположены волнистые и плоские равнины. В Тихом океане, как наиболее крупном, значительная часть ложа, удаленная от материков, занята абиссальными холмами, тогда как в других океанах их роль заметно меньше.

Эту довольно однообразную картину океанического ложа осложняют многочисленные подводные горы, более редкие вулканические острова (в центральной и западной частях Тихого океана также довольно многочисленные), вулканические массивы и сводово-глыбовые поднятия возвышенностей и хребтов. Распределение их, на первый взгляд, хаотичное, но при более внимательном рассмотрении выявляются определенные закономерности, связанные с происхождением и развитием этих морфоструктур на движущихся литосферных плитах.

Океанические котловины разделены между собой подводными порогами, хребтами, возвышенностями или приподнятыми зонами абиссальных холмов. В Северном Ледовитом океане котловины сравнительно невелики по размерам и большая их часть расположена в Амеразийском бассейне. В Атлантическом океане наблюдается наиболее четко выраженное симметричное расположение котловин по обеим сторонам от срединно-океанического хребта, причем многим котловинам на западной стороне соответствуют котловины на восточной стороне: например, Ирмингерова — Исландская, Северо-Американская — Канарская, Бразильская — Ангольская, Аргентинская — Капская. Такая же симметрия отмечается для некоторых подводных поднятий соответственно на западной и восточной стороне от хребта: возвышенности Сеара (Демерера) и Сьерра-Леоне, поднятие Риу-Гранди и Китовый хребет.

В Индийском океане выделяются три группы котловин, расположенных симметрично относительно тройного узла сочленения срединно-океанических хребтов в районе о. Родригес. В связи со смещенным к западу положением хребтов африканский сектор с котловинами Сомалийской, Мадагаскарской, Мозамбикской и другими является наименьшим по площади, а азиатско-австралийский с котловинами Аравийской, Центральной, Западно-Австралийской и другими — наибольшим. Среднее по размерам положение занимает антарктический сектор с котловинами Крозе, Африканско-Антарктической и Австрало-Антарктической. Сводово-глыбовые поднятия и хребты на дне котловин не обнаруживают какой-либо симметрии в своем расположении относительно сре-

динно-океанических хребтов, за исключением, возможно, хребтов Кергелен и Западно-Австралийского. Особо выделяется вытянутый на 5000 км Восточно-Индийский хребет, не имеющий себе аналогов в других океанах.

Наибольшая диссимметрия наблюдается в расположении котловин Тихого океана. Более 2/3 его площади находится к северозападу от срединно-океанического хребта. Эта часть ложа Тихого океана по особенностям подводного рельефа может быть разделена еще на две области: восточную и западную. Восточная, примыкающая непосредственно к срединно-океаническому включающая Южную и Северо-Восточную котловины, отличается широким распространением зон абиссальных холмов и наличием так называемых великих субширотных разломов, протягиваюшихся на тысячи километров. Западная область, включающая котловины Северо-Западную, Центральную, Меланезийскую и другие, характеризуется большим количеством подводных глыбовых и вулканических поднятий, хребтов и валов, вулканических островов и подводных гор. К юго-востоку от срединно-океанического хребта располагаются котловины, которые разделены Галапагосским и Чилийским поднятиями на три сектора: Центральноамериканский. Южно-Американский и Антарктический.

Вдоль побережий материков повсеместно протягиваются зоны континентальных окраин, включающих в себя шельфы и континентальные склоны. Они занимают почти такую же площадь дна океана, как и срединно-океанические хребты. Для шельфов характерен материковый тип земной коры, а в зоне континентального склона происходят довольно резкое сокращение и выклинивание материковой коры и замещение ее в предматериковых прогибах у подножия склона структурами океанической коры.

Выделяются активные и пассивные континентальные окраины. Вдоль активных окраин происходит поддвиг океанических плит под континентальные; здесь располагаются глубоководные желоба, маркирующие собой выходы на поверхность дна океана зон Заварицкого—Беньофа. К активным относятся континентальные окраины вдоль Тихоокеанского побережья Центральной и Южной Америки. Пассивные окраины тектонически стабильны или подвержены относительно слабым нисходящим движениям. Пассивный тип окраин широко распространен в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах. В отличие от активных окраин с очень узкими шельфами и крутыми высокими склонами, пассивным окраинам свойственно большее разнообразие морфологических типов: среди них встречаются широкие и узкие шельфы, менее высокие с различной крутизной и расчлененностью склоны.

Наиболее широкие шельфы отмечаются на континентальных окраинах Северного Ледовитого океана, на отдельных участках в Атлантическом океане и вдоль побережья Антарктиды. У подножий континентальных склонов пассивных окраин практически повсеместно располагаются аккумулятивные шлейфы, выполняю-

щие предматериковые прогибы фундамента. Вследствие этого здесь наблюдается инверсия подводного рельефа от прогибов к пологонаклонным равнинам континентальных подножий. Как правило, эти равнины плавно переходят в субгоризонтальные поверхности прилегающих океанических котловин.

Кроме активных континентальных окраин, где океанические илиты непосредственно сталкиваются с континентальными, более широко распространены переходные зоны, в которых океанические плиты поддвигаются под островные дуги, отделенные от континентов котловинами краевых морей. Последине, как правило, представляют собой в структурном отношении либо реликты океанического ложа, отшнурованные островными дугами и вовлеченные в геосинклинальный процесс развития, либо новообразования в тылу островных дуг в результате подъема мантийных коры. В зонах пород и местного растяжения континентальной островных дуг в процессе поддвига океанических плит и взаимодействия их с островодужными структурами происходит формирование новой континентальной коры. Общая площадь переходных зои составляет чуть меньше 1/10 площади океанов; распространены же они крайне неравномерно.

Основная часть переходных зон располагается по западной периферии Тихого океана. Здесь имеются несколько морфологических типов, различающихся положением котловин краевых морей: примыкающие к континентам (моря Берингово, Охотское, Японское, Южно-Китайское и др.); находящиеся внутри островных архипелагов (моря Сулу, Сулавеси, Банда, Соломоново и др.); расположенные по периферии океанического ложа и отделенные от него дугами вулканических островов (котловины Филиппинская, Западно-Марианская, Фиджийская).

В Атлантическом океанс ссть две переходные зоны: Карибская и Южно-Антильская (море Скоша), а в Индийском океане — только одна Зондская (Индонезийская). Однако по своему структурному положению эти зоны являются вторгнувшимися в пределы Атлантического и Индийского океанов краевыми частями Тихоокеанского подвижного кольца; такие зоны не характерны для общего морфоструктурного плана этих океанов. Тихий же океан практически повсеместно (исключая континентальную окраину Антарктиды) окружен переходными зонами и активными континентальными окраинами, что резко отличает его от других океанов.

Особое положение занимает внутриматериковая Средиземноморская переходная зона, расположенная в области столкновения континентальных плит: Евразийской с одной стороны и Африканской — с другой. Котловины Средиземного и Черного морей представляют собой реликт древнего океана Тетис, западная часть которого еще не закрылась, а восточная, где в результате столкновения плит и сжатия сформировались складчатые структуры Загроса (Иран) и Гималаев, уже исчезла.

Таким образом, для общего морфоструктурного плана дна океанов характерны симметричное положение основных структурных элементов относительно осей срединно-океанических хребтов и циркумконтинентальная зональность морфоструктурных зон. Симметрия лучше всего выражена в Атлантическом океане, несколько хуже в Индийском, частично нарушена в Северном Ледовитом и значительно нарушена в Тихом. Однако эта диссимметрия вызвана в основном смещенным положением срединно-океанических хребтов по отношению к центральным частям океанов, и поэтому она выражена лишь в различиях размеров океанических морфоструктур по обеим сторонам от хребтов и не противоречит общим закономерностям морфоструктурного плана.

В циркумконтинентальной зональности также существуют различия между океанами и отдельными их частями. Для Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов характерны пассивные континентальные окраины, тогда как большая часть Тихого океана окаймлена переходными зонами и активными континентальными окраинами. Эти особенности морфоструктурного плана дна океанов свидетельствуют, с одной стороны, о единых процессах формирования их ложа в течение последнего цикла раздвижения литосферных плит, а с другой стороны, о различиях в первичном разделении на плиты в Тихоокеанском и остальных сегментах Земли, что привело к созданию активных и пассивных окраин и переходных зон.

ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Континентальные шельфы в морфоструктурно-тектоническом отношении представляют собой непосредственное продолжение под водой прибрежных участков суши, преимущественно прибрежных равнин. Фундамент шельфов слагают континентальные геологические структуры, практически повсеместно перекрытые осадочным чехлом переменной мощности, маскирующим коренное ложе, что обусловливает наблюдаемую значительную выровненность современного подводного рельефа. Кроме того, поверхность шельфов в сравнительно недавнем геологическом прошлом почти повсеместно находилась выше уровня океана и испытала субаэральные этапы развития. Поэтому глубинная структура здесь практически не отражается в современном подводном рельефе, тогда как неотектонические движения и дислокации, хотя и в сглаженном виде, находят свое выражение на поверхности шельфов, особенно прилегающих к омоложенным прибрежным горным районам суши.

Выделяются два основных типа шельфов: гляциальные и нормальные (рис. 2). Гляциальные приурочены к областям развития современных или четвертичных покровных оледенений и расположены в Северном Ледовитом океане, северных частях Атлантического и Тихого океанов и в Антарктике. Характерными чертами морфологии гляциальных шельфов являются расчлененность их

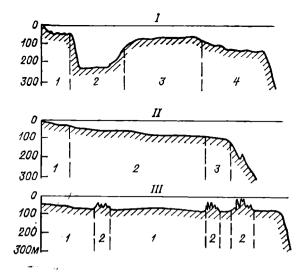


Рис. 2. Типичные профили рельефа континентального шельфа.

Шельф: I — гляцпальный (I - прибрежное мелководье; <math>2 - продольный желоб; <math>3 - банка внешнегошельфа; <math>4 - внешняя частьшельфа), <math>II - пормальный (зоны: <math>I - прибрежная, 2 -средняя, 3 - внешняя, <math>III -с коралловыми постройками (I - поверхность шельфа), 2 - 2 - коралловые рифы).

поверхности системами продольных и поперечных желобов на ряд возвышенных участков — банок, наличие прибрежного мелководья с ледниково-экзарационным рельефом, широкое распространение ледниково-аккумулятивных форм рельефа в виде небольших холмов и гряд. Расчлененность гляциальных шельфов обусловлена в первую очередь гляциоизостатическими и неотектоническими движениями и дислокациями, а также воздействием ледниковых покровов, проникавших в периоды максимального развития вплоть до внешних границ шельфов.

Нормальные шельфы широко распространены в Антлантическом и Индийском океанах, а также в восточной части Северного Ледовитого океана. Поверхность их выровнена абразионно-аккумулятивными процессами при изменениях уровня океана в четвертичное время. В их рельефе выделяется обычно три зоны: а) прибрежное мелководье с глубинами до 20-30 м, подвергающееся современному активному волновому воздействию; б) сред-50-80 м, отличающаяся глубинами няя зона выровненной поверхностью, местами осложненной подводными долинами или песчаными грядами; в) внешняя зона с постепенно увеличивающимися уклонами, для которой характерно подводных долин и террас. В тропических областях океанов прибрежная и средняя зоны нормальных шельфов часто бывают осложнены холмами и грядами причудливой формы, сложенными коралловыми постройками и их детритом.

Континентальные склоны морфологически выражены либо в виде огромного простого уступа, либо в виде серии уступов, осложненных ступенями, террасами, глыбовыми формами расчленения и подводными каньонами. Уклоны поверхности склона различны — от 1—2 до 10—15°, а на отдельных уступах и значительно больше. На крутых участках склона, как правило, обнажаются коренные осадочные или метаморфические породы, а более поло-

гие участки, особенно нижние части склона, покрыты чехлом рыхлых осадков. По своему генезису континентальные склоны приурочены либо к сбросовым уступам, окаймляющим материковые блоки, либо к флексурным изгибам континентальной коры передложем океана, либо к денудированным экзогенными процессами внешним откосам аккумулятивных террас, сложенных толщами осадков и осадочных пород.

Осложняющие континентальный склон ступени имеют различные размеры и генезис. Крупные ступени, достигающие по ширине десятков и сотен километров, образуют краевые плато. Согласно данным геолого-геофизических исследований они представляют собой погруженные блоки континентальных окраин, в значительной степени перекрытые осадочным чехлом различной мощности. Более узкие ступени, шириной до нескольких километров, являются либо погруженными береговыми террасами (обычно до глубин несколько сотен метров), либо структурными или тектоническими ступенями. Подводные каньоны носят явные следы эрозионного воздействия мутьевых (суспензионных) потоков на всем их протяжении вплоть до своеобразных каналов на поверхности паклонных равнин континентальных подножий. Каньоны, как и каналы, являются транзитными путями активного переноса осаматериала мутьевыми потоками с шельфа на ложе дочного океана

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Вдоль северного побережья Евразии протягивается наиболее обширный шельф океана. Восточная его часть мелководна и относительно слабо расчленена, поэтому может быть отнесена к типу нормального шельфа. Выделяются слегка приподнятые блоки с островами Новосибирскими и Врангеля, между которыми располагаются опущенные районы шельфа. В их пределах встречаются локальные, слабо выраженные в рельефе сводовые поднятия и продольные прогибы, а также различно ориентированные уступы, среди которых преобладают циркумполярные (продольные), свидетельствующие о тектонических нарушениях, связанных с погружением континентальной окраины [32].

Западная часть шельфа (Баренцево-Карская) имеет характерные гляциальные черты строения, хотя прибрежная равнина к востоку от Кольского полуострова с небольшими глубинами и выровненным рельефом напоминает нормальный шельф. На остальной поверхности шельфа глубины колеблются от 150—200 м на банках до 350—500 м в желобах и впадинах. Выделяются приподнятые блоки с островами Шпицберген, Медвежий, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля и Новая Земля (которые наряду со Скандинавией были в плейстоцене самостоятельными центрами покровных оледенений), а также возвышенности Центральная Баренцева и Центральная Карская. Они разделены желобами, наиболее крупные из которых (Западный, Зюйдкапский, Франц-

Виктория, Св. Анны, Воронина и др.) располагаются по периферии шельфа, расчленяя его край. Общий морфоструктурный план Баренцево-Карского шельфа свидетельствует о длительной истории его развития со сменой субаэральных и субаквальных условий, причем на неотектоническом этапе преобладает погружение континентальной окраины [15].

Вдоль побережья Северной Америки шельф Арктического бассейна значительно менее широкий. В море Бофорта (у берегов Аляски) он протягивается вдоль коренного берега материка, а восточнее продолжается у северных берегов многочисленных островов Канадского Арктического архипелага, который в целом можно рассматривать как сильно раздробленную континентальную окраину. Острова представляют собой поднятые блоки, а проливы отвечают зонам линейных прогибов, ограниченных сбросами. Преобладают субмеридиональные (поперечные) и субширотные (продольные) простирания желобов-проливов. Выходящие из проливов и крупных фиордов поперечные желоба расчленяют внешний шельф на ряд банок с глубинами менее 200 м, тогда как в желобах глубины достигают 300—500 м.

Континентальный склон вокруг Арктического бассейна образует почти замкнутое кольцо, прорванное только в относительно узком проходе между подводными окраинами Гренландии и Шпицбергена. Склон имеет в основном ступенчатое строение с глыбовыми формами расчленения, обусловленными блоковой структурой континентальной окраины. Наиболее значительными глыбовыми формами являются краевые плато Ермака и Чукотское, а также выступы континентального склона, к которым примыкают подводные хребты Ломоносова и Менделеева. Подножие склона достигает глубин 2500—3000 м и окаймляется хорошо развитым аккумулятивным шлейфом.

Особое положение занимает море Баффина, котловина которого расположена между континентальными окраинами Канадского Арктического архипелага и Гренландии и отделена от Атлантического океана Гренландско-Канадским подводным порогом. Шельфы здесь имеют типичный гляциальный рельеф, континентальный склон — ступенчато-глыбовое строение, а дно котловины
с глубинами 2100—2200 м — выровненную поверхность. Очевидно,
эта котловина является реликтом океанического ложа, обособившимся в результате сближения Канадского и Гренландского континентальных блоков.

В Норвежско-Гренландском бассейне континентальные окраины имеют сходные черты строения. Прибрежное мелководье окаймляется продольными желобами, а внешний шельф расчленен поперечными желобами, находящимися на продолжении крупных фиордов побережья. Глубины в желобах составляют 300—500 м, а на банках колеблются от 60 до 280 м. Континентальный склон на большей части района представлен ступенчатым уступом, подножие которого располагается на глубинах от 2200 и 3200 м.

Однако севернее Исландии вдоль подножия континентального склона протягивается Гренландско-Исландский желоб с глубинами 1200—1700 м, отделяющий срединно-океанический хр. Колбейнсей. Восточнее хребта располагается обширное Исландское плато с глубинами 1500—2200 м, которое по строению коры относится к субматериковой морфоструктуре и поэтому может рассматриваться как краевое плато, отделенное от континентальной окраины Гренландии в результате процесса рифтогенеза. На противоположной стороне бассейна— в районе выходов к краю шельфа желобов Зюйдкапского и Западного— склон образован огромным конусом выноса осадочного материала (конус Персея), пологонаклонная поверхность которого плавно переходит в континентальное подножие. В районе Средней Норвегии склон осложней крупным краевым плато Воринг (Норвежским). Поверхность плато слабохолмистая, глубины 1200—1400 м.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Северная и Южная Америка. Вдоль юго-восточного и юго-западного побережий Гренландии протягивается узкий гляциальный шельф, окаймленный ступенчатым уступом континентального склона. Только в Датском и Девисовом проливах шельф расширяется, образуя выступы Гренландско-Исландского и Гренландско-Канадского порогов. На шельфе Гренландии отчетливо прибрежное мелководье и система продольных и поперечных желобов, расчленяющих его на множество банок. Глубины на банках составляют от 60—150 м в юго-западном районе до 200—250 м в юго-восточном районе, а в желобах достигают 300—400 м. В южном направлении рельеф шельфа Гренландии становится неровным, контрасты глубин, высота и крутизна континентального склона возрастают. Глубина подножия склона увеличивается от 2000 и 3000 м; формы глыбового расчленения сменяются более сложным долинно-глыбовым расчленением. Все это можно объяснить большей тектонической раздробленностью южной части континентальной окраины Гренландии.

От Баффиновой Земли до Ньюфаундленда и далее вдоль побережья Новой Шотландии протягивается также гляциальный шельф. Узкая полоса прибрежного мелководья с неровным рельефом отделяется от внешнего шельфа серией крутых уступов, вдоль которых местами наблюдаются продольные желоба. Поперечные желоба повсеместно выражены достаточно хорошо и расчленяют шельф на ряд банок. У побережья Лабрадора глубины на банках составляют 150—300 м, а в желобах — от 300 до 500 м. Юго-западнее Ньюфаундленда шельф двумя крупными желобами, выходящими из заливов Св. Лаврентия и Мэн, делится на три части; образуются банки Большая Ньюфаундлендская, Новошотландские и Джорджес-Банк, глубины на которых не превышают 100 м.

2 Зак. 1344

Южнее Джорджес-Банк вплоть до п-ова Флорида простирается нормальный шельф, ширина которого постепенно сокращается, а глубины внешнего края уменьшаются от 90—100 до 50—60 м. Поверхность шельфа достаточно хорошо выровнена и осложнена лишь песчаными грядами и неглубокими ложбинами, являющимися реликтами затопленных речных долин, из которых наиболее крупной является долина р. Гудзон с глубиной вреза в поверхность шельфа до 20—30 м. Широкое распространение на шельфе имеют подводные террасы, наиболее часто встречающиеся на глубинах 35—40, 55—60, 75—80, 110—120, 150—160 м.

Континентальный склон вдоль подводной окраины Северной Америки меняется от одного места к другому (рис. 3). В Девисовом проливе он осложнен выступом краевого плато с глубинами от 400 до 800 м, который образует наиболее глубокую часть Гренландско-Канадского порога. Вдоль шельфа Лабрадора протягивается довольно однообразный, слабо расчлененный континентальный склон, на глубинах более 2500 м плавно переходящий в равнину аккумулятивного шлейфа. Восточнее Большой Ньюфаундлендской банки, отделенная от нее желобом с глубиной до 1200 м, располагается банка Флемиш-Кап, представляющая собой высоко поднятое краевое плато. Глубины над банкой составляют 150—350 м; внешние склоны се круты и рассечены каньонами, особенно на южной стороне.

От банки Флемиш-Кап до района мыса Гаттерас (Хаттерас) континентальный склон представлен классическим уступом вогнутой формы (с крутой верхней и более пологой нижней частями), сильно расчлененным многочисленными каньонами. Подножие склона располагается на глубине от 2800 до 3500 м. Ниже простирается широкая наклонная равнина аккумулятивного шлейфа. Каньоны своими вершинами рассекают внешний край шельфа, создавая сложную конфигурацию его бровки. Наиболее крупные из каньонов, такие как Гудзон, Ошенографер, Гулли, продолжаются в виде каналов суспензионных потоков далеко в пределы аккумулятивного шлейфа [52].

Южнее мыса Гаттерас континентальный склон осложнен крупным краевым плато Блейк, поверхность которого слабо наклонена в сторону океана, а глубины меняются от 900 до 1200 м. Внешний склон плато представляет собой крутой сбросовый уступ, а подножие достигает глубин 4500—5000 м. К юго-востоку от плато Блейк располагается район мелководных Багамских банок, сложенных коралловыми известняками и, очевидно, насаженных на погруженную поверхность краевого плато. В северо-западной части района преобладают обширные банки, разделенные относительно узкими желобами, наиболее крупным из которых является желоб Тонг-оф-Оушен с глубинами до 3000 м. В юго-восточной части, наоборот, распространены небольшие банки, разделенные широкими желобами. Склоны их очень круты и почти не расчленены.

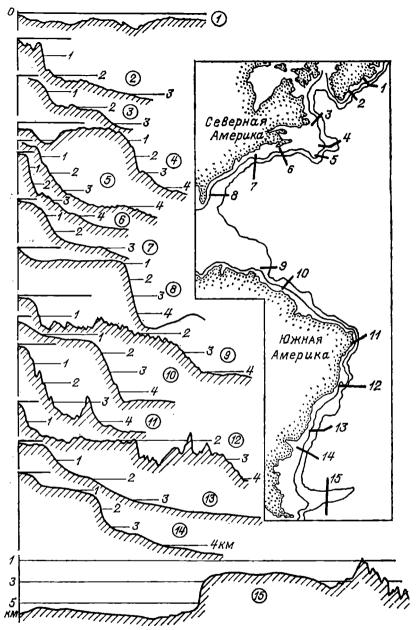


Рис. 3. Профили рельефа атлантических континентальных окраин Северной и Южной Америки.

Особое положение занимает район Мексиканского залива, котловина которого почти со всех сторон окружена континентальными структурами. Глубины на шельфе повсеместно не превышают 80—100 м, поверхность его в основном выровнена и осложнена в некоторых местах коралловыми рифами и грядами. Континентальный склон западнее Флориды и в районе банки Кампече у п-ова Юкатан образован крутыми ступенчатыми уступами сбросового происхождения. На остальном протяжении склон более пологий, особенно к югу от дельты Миссисипи, где он представлен огромным конусом выноса. Западнее этого конуса и в зал. Кампече на поверхности склона расположены многочисленные округлые холмы высотой 100—200 м, обусловленные наличием соляных куполов. Выровненное дно котловины залива, называемое абиссальной равниной Сигсби. располагается на глубинах 3750— 3770 м.

К юго-востоку от о. Тринидад, вдоль побережий Гайаны, Суринама, Гвианы и Бразилии поверхность шельфа преимущественно выровненная, полого наклоненная. Местами встречаются коралловые рифы и террасы, а на продолжении крупных рек видны слабо выраженные подводные долины. Вдоль побережья Бразилии шельф преимущественно узкий и образует лишь два выступа — банки Ройал-Шарлотт и Аброльюс. Глубины внешнего края шельфа составляют 50—70 м; южнее шельф постепенно расширяется, а глубины внешнего края увеличиваются до 180 м.

Континентальный склон Южной Америки также меняется от места к месту. От о. Тринидад до устья Амазонки он представлен слабо расчлененным уступом, подножие которого располагается на глубинах 3300—3500 м; ниже прослеживается хорошо развитый аккумулятивный шлейф. В двух местах склон осложнен выступами Гвианского и Амазонского краевых плато. Поверхность их выровнена и наклонена в сторону океана, а глубины составляют соответственно 1100—1200 и 1400—1600 м. Далее вдоль побережья Бразилии континентальный склон образован крутым ступенчатым уступом с хорошо выраженными глыбовыми формами расчленения, особенно четко проявляющимися в районах банок Ройал-Шарлотт и Аброльюс. Нижняя часть склона более пологая и на глубинах 3500—3800 м плавно переходит в равнину аккумулятивного шлейфа. Южнее Рио-де-Жанейро располагается крупное краевое плато Сан-Паулу, поверхность которого слегка наклонена в сторону океана, а глубины составляют от 2200 до 2700 м.

Вдоль побережий Уругвая и Аргентины континентальный склон представлен уступом вогнутой формы, сильно расчлененным подводными каньонами. Глубина подножия склона постепенно увеличивается к югу от 3500 до 5000 м, а зона аккумулятивного шлейфа все более сужается. Замыкает континентальную окраину Южной Америки вытянутое к востоку краевое плато Фолкленд, имеющее ступенчато-глыбовое строение. В его средней части глубины составляют 2500—2700 м, а в восточной, приподнятой в виде крупного блока, уменьшаются до 1300—1500 м. Северный и юж-

ный склоны плато образованы крутыми, почти прямолинейными уступами, что свидетельствует о их сбросовой природе.

Европа и Африка. Обширный шельф располагается под водами Северного и Балтийского морей, а также вдоль западных берегов Британских островов и Ирландии (рис. 4). Повсеместно встречаются ледниково-аккумулятивные и ледниково-экзарационные формы рельефа, свидетельствующие о распространении плейстоценовых ледников в пределы шельфа.

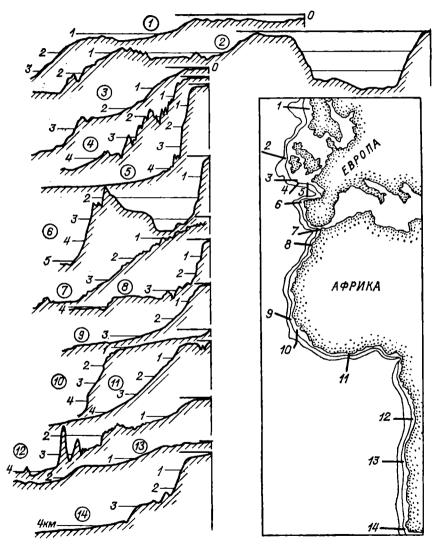


Рис. 4. Профили рельефа атлантических континентальных окраин Европы и Африки.

В Северном море вдоль побережья Норвегии протягивается корытообразный Норвежский желоб с глубинами от 300 до 800 м, а остальная часть дна представляет собой наклоненную к северу равнину с глубинами от 30—40 до 150—180 м. Вдоль западных берегов Шотландии и Ирландии наблюдается выровненный рельеф, где банки с глубинами менее 100 м чередуются с понижениями дна до 200 м.

Южнее Ла-Манша простирается нормальный шельф с глубинами не более 150 м. Поверхность его вдоль побережья Франции выровнена, лишь перед устьями крупных рек протягиваются подводные долины. У берегов Пиренейского полуострова, наоборот, поверхность шельфа имеет значительное блоковое расчленение, обусловленное неотектоническими движениями континентальной окраины. Мелководные участки здесь чередуются с погруженными ступенями.

К северо-западу от Британских островов располагается сложная глыбовая зона, куда входят Фарерские острова с их шельфом, подводные пороги Уайвилла Томсона и Фарерско-Исландский, плато Роколл и желоба Ирландский и Фарерско-Шетландский. Формирование этого района обусловлено, очевидно, неравномерным погружением континентальных блоков по линиям разломов преимущественно северо-восточного простирания в течение неотектонического этапа развития.

Корытообразные Фарерско-Шетландский и Ирландский желоба отделяют плато Роколл и Фарерские острова от континентального шельфа. Глубины в желобах составляют соответственно 1100—1700 и 1600—3100 м, а дно их выровнено. Между собой они разделяются узким порогом Уайвилла Томсона, глубины над которым колеблются от 380 до 620 м. Плато Роколл в северной части представляет собой широкий вал, поверхность которого поперечными понижениями расчленена на ряд округлых возвышенностей с плоскими вершинами; глубины над ними увеличиваются к югу от 80 до 400—500 м. Южная часть плато более обширная, продольным понижением с глубинами до 1200 м она разделена на возвышенности Хаттон (глубины 600—700 м) и Роколл (150—190 м).

На шельфе Фарерских островов глубины составляют 150—190 м, а на Фарерско-Исландском пороге — от 350 до 450 м, но в центральной части встречаются небольшие возвышенности с глубинами менее 300 м. Склоны их образованы крутыми уступами высотой 40—80 м, которые являются, очевидно, погруженными клифами.

Западнее Ирландии в зоне континентального склона располагается банка Поркьюпайн, которая может рассматриваться как слабо погруженное краевое плато с глубинами от 200 до 350 м. Южнее континентальный склон представлен уступом вогнутой формы, сильно расчлененным многочисленными подводными каньонами. Глубина вреза каньонов в поверхность склона достигает 300—500 м. Наиболее крупные из них, такие как каньоны Капферре и Кап-Бретон, находятся на продолжении устьев рек. Под-

ножие склона достигает глубин 4500—4600 м и окаймляется узкой полосой аккумулятивного шлейфа.

Континентальный склон вдоль побережья Пиренейского полуострова имеет сложное глыбовое расчленение. Крутизна его меняется в широких пределах, а глубина подножия составляет от 4600 до 5000 м. У северо-западного побережья полуострова располагается Иберийское краевое плато, холмистая поверхность которого имеет глубины 1500—1700 м. На нем возвышаются небольшие плосковерхие горы Галисия, Виго и Порто с минимальными глубинами 500—600 м.

Африканский шельф, в отличие от европейского, почти на всем протяжении узкий и мелководный. От Гибралтарского пролива до Канарских островов глубины внешнего края шельфа составляют 150—190 м, а южнее, вплоть до Кейптауна, не превышают 100—110 м, лишь в отдельных местах (например, в районе зал. Уолфиш-Бей) увеличиваясь до 300—400 м. На фоне выровненного рельефа местами, особенно у выступающих мысов, встречаются небольшие гряды, вероятно структурного происхождения. На продолжении крупных рек прослеживаются подводные долины с глубиной вреза 15—20 м, а южнее Абиджана и от устья Конго протягиваются долины, врезанные в шельф на глубины соответственно 400 и 800 м. Местами встречаются террасы, приуроченные к глубинам 35—40, 50—60, 80—90, 110—120 м, с региональными колебаниями, вызванными, очевидно, неравномерным неотектоническим погружением шельфа.

Континентальный склон от Гибралтарского пролива до Канарских островов имеет достаточно сложное глыбовое расчленение, обусловленное влиянием тектонических структур гор Атлас. Южнее континентальный склон более пологий, практически без признаков глыбового расчленения. На относительно крутых участках склона встречаются подводные каньоны, наиболее крупным из них является Кайяр. Подножие склона достигает глубин 2600—2800 м и практически незаметно переходит в широкую равнину аккумулятивного шлейфа.

К югу от Зеленого мыса до дельты р. Нигер континентальный склон более крутой и имеет четко выраженное ступенчато-глыбовое строение. Подножие его достигает глубин 3500—3800 м. Местами встречаются подводные каньоны, из которых самым крупным является Тру-Сан-Фон. Западнее Конакри склон осложнен небольшим Гвинейским краевым плато, поверхность которого слабо наклонена в сторону океана, а глубины составляют от 600 до 1000 м.

Вблизи дельты р. Нигер континентальный склон, являясь ареной интенсивного осадконакопления, представляет собой огромный конус выноса, выдвинутый в сторону океана. Далее к югу вплоть до Кейптауна протягивается довольно простой по строению континентальный склон, местами осложненный формами глыбового расчленения и подводными каньонами, из которых самым крупным является Конго. Южнее этого каньона протягивается узкая

терраса Ангольского краевого плато, внешний край которой на глубинах 2000—2500 м обрывается крутым уступом к подножию континентального склона. В районе 20° ю. ш. верхняя часть склона на глубинах 1300—1400 м осложнена террасой, к основанию которой примыкает Китовый хребет. Подножие континентального склона располагается на глубине от 2500 м на севере до 3500 м на юге и плавно переходит в хорошо развитую равнину аккумулятивного шлейфа.

ИНДИИСКИИ ОКЕАН

Африка и Азия. У южной оконечности Африки шельф сильно расширяется, образуя банку Агульяс. Поверхность его выровнена, глубины достигают 170—180 м. Однако к северо-востоку вплоть до Мозамбикского пролива шельф имеет небольшую ширину, а глубины не превышают 70—110 м (рис. 5). На поверхности шельфа встречаются отдельные, слабо выраженные подводные долины, а вдоль побережья Мозамбика распространены коралловые рифы. Далее к северу до входа в Аденский залив шельф также узкий, а глубины внешнего края составляют от 80 до 150 м. Поверхность шельфа вдоль берегов Танзании и Кении осложнена многочисленными коралловыми рифами в виде гряд и мелководных банок; севернее количество рифов заметно сокращается.

Континентальный склон в районе банки Агульяс имеет сложное ступенчато-глыбовое строение, что свидетельствует о его тектонической природе. Вблизи Дурбана имеется несколько подводных каньонов, из которых наиболее крупным является Тагела. Глубина подножия склона к северо-востоку постепенно уменьшается от 4500 до 3000 м. К югу от устья р. Лимпопо континентальный склон осложнен Мозамбикским краевым плато, имеющим двухступенчатое строение. Верхняя ступень располагается на глубинах 800—1000 м, нижняя — на глубинах 2000—2200 м. К ней примыкает глыбовый Мозамбикский хребет.

Далее к северу континентальный склон представляет собой простой уступ вогнутой формы, расчлененный редкими каньонами. Глубина подножия его постепенно уменьшается к северу и составляет в наиболее узкой части Мозамбикского пролива около 2000 м. Однако вдоль побережья Танзании и Кении в верхней части склона на глубинах 500—1000 м располагается узкая ступень краевого плато, наиболее развитая вблизи островов Занзибар и Пемба. Далее к северо-востоку, вдоль побережья Сомали, континентальный склон также образован уступом вогнутой формы, расчлененным многочисленными каньонами. У подножия склона отмечаются отдельные глыбовые поднятия и горы. Глубина подножия постепенно увеличивается в северо-восточном направлении, достигая 4000—4500 м.

Остров Мадагаскар, являющийся микроконтинентом, окружен узким шельфом, поверхность которого осложнена многочисленными коралловыми рифами и небольшими островами. Глубина внеш-

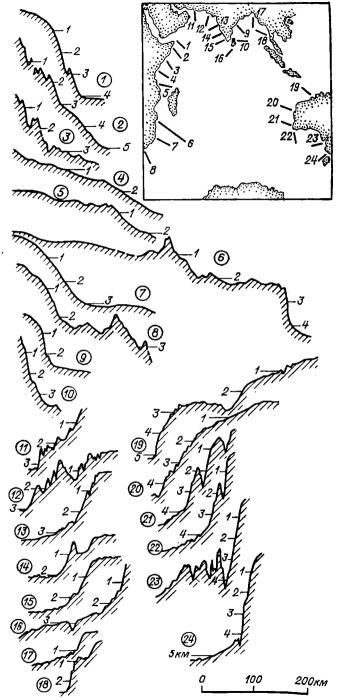


Рис. 5. Профили рельефа индоокеанских континентальных окраин Африки, Азии и Австралии.

него края составляет 40—60 м. Окаймляющий остров склон имеет заметное долинно-глыбовое расчленение. Подножие склона достигает глубин от 2000 м на западе до 4500 м на востоке.

В Аденском заливе континентальные окраины Африки и Аравии имеют простое строение. Поверхность шельфа выровнена и местами осложнена коралловыми рифами. Глубины внешнего края не превышают 40—60 м. Континентальный склон образован простым уступом, имеющим глыбовое расчленение, обусловленное влиянием поперечных разломов Срединно-Аденского хребта. В западной части Аденского залива шельфы и континентальные склоны Африки и Аравии почти смыкаются; их разделяет только узкий рифтовый желоб Таджура, глубины которого постепенно уменьшаются к западу от 1800 до 500 м. Аналогичное строение имеют континентальные окраины Африки и Аравии в Красном море, где они разделены узким рифтовым желобом с глубинами от 1500 до 3000 м.

Шельф вдоль побережий Аравийского полуострова, Ирана и Пакистана, как и в Персидском заливе, мелководный; глубины не превышают 80—100 м. Поверхность шельфа вдоль берегов Омана и Саудовской Аравии осложнена многочисленными коралловыми рифами, а у берегов Ирана и Пакистана она более выровненная. Континентальный склон вдоль побережья Омана представлен простым уступом со слабым долинно-глыбовым расчленением. Однако у побережий Ирана и Пакистана континентальный склон имеет значительно более сложное ступенчато-глыбовое строение. Подножие склона достигает глубин 3000—3400 м, где граничит с дном Аравийской котловины.

Вдоль побережья Индостана протягивается различной ширины шельф, поверхность которого представляет собой пологоволнистую равнину, местами осложненную мелководными банками и грядами, а вокруг о. Шри-Ланка — многочисленными коралловыми рифами. Глубины внешнего края шельфа Индостана составляют у юго-западного побережья от 120 до 170 м, а у юго-восточного — не более 80—100 м, хотя местами (например, в районах Карачи и Мадраса) увеличиваются до 400 м.

В северной части Бенгальского залива шельф значительно расширяется. Поверхность его хорошо выровнена, но местами встречаются холмы высотой до 150 м. Глубины внешнего края шельфа составляют 200—240 м. Характерной формой рельефа является каньон р. Ганг, который пересекает шельф и континентальный склон. Прямолинейность очертаний и совпадение простирания каньона с разломами прилегающей суши свидетельствуют о его первичном тектоническом заложении.

Континентальный склон западнее Карачи образует выступ, ограниченный уступом высотой около 600 м, к которому примыкает подводный хр. Меррея. К юго-востоку склон имеет сложное долинно-глыбовое расчленение— с чередованием уступов, ступеней и каньонов, из которых наиболее крупным является каньон р. Инд. Однако в районе Камбейского залива и южнее склон ста-

новится менее расчлененным и представляет собой уступ вогнутой формы, лишь местами осложненный глыбовыми формами. Глубина подножия склона колеблется в пределах 2000—3000 м, здесь склон плавно переходит в равнину аккумулятивного шлейфа.

Континентальный склон вокруг о. Шри-Ланка отличается большой крутизной и расчлененностью многочисленными каньонами, из которых наиболее крупным является Тринкомали у восточного берега. Склон вдоль юго-восточного побережья Индостана, так же как у побережья Бирмы, представлен довольно простым уступом вогнутой формы, расчлененным в верхней части небольшими каньонами. Глубина подножия склона постепенно уменьшается в северном направлении от 4000 до 2500 м. В северной части Бенгальского залива склон образован огромным конусом выноса рек Ганг и Брахмапутра, пологая поверхность которого на глубинах более 1500 м плавно переходит в равнину аккумулятивного шлейфа.

Австралия. Наиболее широко развит шельф вдоль северного побережья Австралии, где он занимает все пространство до о. Новая Гвинея, в том числе и Тиморское море. Преобладающие глубины составляют от 50 до 100 м, а вблизи края шельфа увеличиваются до 300—400 м. Поверхность шельфа вблизи берегов осложнена подводными скалами и коралловыми рифами, а во внешней зоне — округлыми банками и небольшими островами. По названию одной из таких банок этот участок шельфа называется Сахульским [22]. Далее к юго-западу ширина шельфа постепенно сокращается, но характер его рельефа в целом сохраняется.

Вдоль западного побережья Австралии шельф узкий, глубины внешнего края составляют от 150 до 270 м. Поверхность его более выровнена, коралловые рифы практически исчезают. Та же картина наблюдается и на западном участке шельфа вдоль южного побережья, где глубины внешнего края колеблются от 110 до 140 м. Восточнее, в Большом Австралийском заливе, ширина шельфа увеличивается и рельеф дна становится еще более выровненным. Внешний край его располагается на глубинах 160—180 м. Однако в восточной части залива и в районе о. Тасмания шельф снова сужается, а поверхность его вблизи берегов осложняется многочисленными подводными скалами и грядами, тогда как внешняя зона остается выровненной.

Вдоль юго-восточного побережья Австралии также протягивается очень узкий шельф с выровненной поверхностью. Севернее о. Фрейзер ширина шельфа резко увеличивается, а затем вдоль северо-восточного берега постепенно сокращается. Этот участок отличается сплошным развитием коралловых построек, образующих Большой Барьерный риф. Вершины рифов находятся вблизи поверхности воды, а основания достигают глубин 100 м, что свидетельствует о более низком уровне океана в период начала роста этих построек.

Континентальный склон вдоль северо-западного и западного побережий Австралии имеет сложное ступенчато-блоковое строе-

ние. К западу от Тиморского моря он осложнен краевым плато Скотт, выпукло-волнистая поверхность которого располагается на глубинах 2500—2800 м. У северного края плато возвышается подводная гора д'Артаньян с минимальной глубиной 9 м. В районе Северо-Западного мыса располагается краевое плато Эксмут, выровненная поверхность которого находится на глубинах 1000—1200 м. И наконец, вблизи мыса Натуралиста располагается еще одно краевое плато — плато Натуралиста. Поверхность плато имеет глубины 2000—2500 м, внешние склоны образованы очень крутыми сбросовыми уступами. Подножие континентального склона на всем протяжении вдоль северо-западного и западного побережий достигает глубин 4500—5200 м, где граничит со слаборазвитой равниной аккумулятивного шлейфа.

Континентальный склон вдоль южного побережья Австралии образован уступом вогнутой формы, который в западной и восточной частях расчленен многочисленными каньонами, а в средней части заметно более пологий и менее расчлененный. Вдоль восточного побережья Австралии склон также имеет простое строение и представлен уступом выпуклой формы, крутизна которого увеличивается книзу. Подножие его достигает глубин 4500 м. Однако вдоль Большого Барьерного рифа склон осложнен серией ступеней, из которых самая крупная образует широкое краевое плато Квинсленд с глубинами около 1000 м. На поверхности плато возвышаются банки, увенчанные коралловыми рифами и островами. Подножие склона располагается здесь на глубинах более 3000 м.

Антарктида. Материк окружен типичным гляциальным шельфом, причем значительная площадь его покрыта краевыми частями ледникового щита. Поэтому внутренний шельф и продольный желоб прослеживаются далеко не везде, а местами даже внешний шельф, вплоть до его края, скрыт под выступающими языками ледника.

В море Уэдделла глубины внешнего края шельфа составляют 300-350 м. В юго-западной и юго-восточной частях моря на шельфе прослеживаются поперечные желоба с глубинами соответственно 500-600 и 1400-1600 м, уходящие под шельфовый ледник. Восточнее, вдоль Земли Королевы Мод, шельф становится значительно более узким. Местами прослеживаются выходящие из-под ледника устьевые части поперечных желобов, где глубины достигают более 400 м. На остальной поверхности открытого шельфа глубины составляют 200-300 м. Преобладает мелкохолмистый рельеф. Такая же картина наблюдается и далее к востоку.

Полоса шельфа от моря Содружества до моря Дюрвиля имеет более широкую открытую часть, поэтому здесь почти везде видны прибрежный шельф, глубокий продольный желоб и более выровненный внешний шельф, расчлененный поперечными желобами на ряд банок. В отдельных отрезках продольного желоба глубины достигают 1000—2000 м, на банках внешнего шельфа глубины составляют от 60 до 200 м, а в поперечных желобах — от 300 до 500 м. Аналогичная картина наблюдается в морях Росса, Амунд-

сена и Беллинсгаузена; между этими морями протягивается полоса узкого шельфа. Внешний шельф характеризуется холмистым рельефом с глубинами от 300 до 450 м. Местами встречаются понижения, связанные с поперечными желобами, где глубины превышают 500 м.

Континентальный склон вокруг Антарктиды имеет явно выраженное ступенчато-глыбовое строение, хотя его крутизна и расчлененность меняются от места к месту. Только в морях Уэдделла, Росса и Беллинсгаузена склон представлен относительно простым уступом вогнутой формы, подножие которого располагается на глубинах от 3100 до 4000 м, где плавно переходит в равнину аккумулятивного шлейфа. На остальном протяжении склона многочисленные формы глыбового расчленения придают ему в плане угловатый рисунок. Наиболее крупными выступами, осложняющими склон, являются хребет в море Лазарева и хр. Гуннерус в районе п-ова Рисер-Ларсен, глубины над которыми составляют соответственно 1500-3000 и 500-1500 м. Глубина подножия склона меняется в основном от 3800 до 4300 м, однако в море Дейвиса, где к склону приближается хр. Кергелен, и у побережья Земли Виктории, где к склону подходит срединно-океанический хребет. глубина его подножия уменьшается до 2800—3000 м.

АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ И ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ

Активные континентальные окраины находятся в зонах столкновения литосферных плит. Для них характерны слабое развитие шельфа, крутой континентальный склон и сопряженный с ним глубоководный желоб. В морфоструктурном отношении активные окраины представляют собой подводные части молодых складчатых сооружений прилегающей суши, причем наблюдается согласное простирание структур, что свидетельствует об одновременном и взаимосвязанном их формировании. Шельфы здесь являются абразионно-аккумулятивными террасами, врезанными в опущенные крылья складчатых зон, а континентальные склоны образованы этими крыльями, осложненными сбросовыми уступами или лестницами уступов, которые формируются при поддвиге океанических плит под континентальные.

Протягивающиеся вдоль континентальных склонов глубоководные желоба представляют собой, по существу, морфологически выраженные зоны стыка плит. Эти зоны являются следами выхода на поверхность дна океана границ раздела плит — зон Заварицкого — Беньофа, обычно наклоненных под континенты. Такие активные континентальные окраины простираются вдоль западных берегов Южной и Центральной Америки.

Значительно более сложный морфоструктурный план имеют переходные зоны, где осуществляется поддвиг океанических плит под островные дуги, отделенные от континентов котловинами

краевых морей. Переходные зоны распространены вдоль всей западной периферии Тихого океана, а также выходят в районах морей Карибского и Скоша в пределы Атлантического океана и в районе Зондской островной дуги в пределы Индийского океана. В переходных зонах вдоль побережий континентов протягиваются более или менее развитые шельфы и окаймляющие их склоны с обычным для континентальных окраин строением.

Краевые моря имеют изометричную или вытянутую вдоль островных дуг форму, глубины их сопоставимы с глубинами океанических котловин (от 3000 до 5000 м). На дне некоторых морей возвышаются подводные плато, пороги и хребты, разделяющие их на ряд более мелких котловин. Эти поднятия, несомненно, являются следствием дифференцированных тектонических движений. Сами котловины представляют собой либо реликты океанического ложа, отшнурованные от океана островными дугами, либо новообразованные морфоструктуры, возникшие в результате подъема мантийного диапира в тылу островных дуг, растяжения земной коры и излияний базальтовых лав.

Островные дуги — дугообразно изогнутые хребты, на которых возвышаются цепи вулканических островов, — представляют собой геоантиклинальные гряды, либо целиком сложенные вулканогенными породами, либо имеющие в основании континентальные складчатые структуры. На островных дугах идут активные тектонические процессы, о чем свидетельствуют их высокая сейсмичность и вулканизм. Сопряженные с островными дугами и расположенные с внешней стороны их изгиба глубоководные желоба являются морфоструктурами, возникшими в процессе поддвига океанических плит. Поэтому приостровные склоны желобов, как правило, более крутые и значительно более высокие, чем противоположные (океанические). Для них характерно ступенчатое строение, обусловленное вертикальными тектоническими движениями и сбросами. Глубины в желобах почти в 1,5 раза больше, чем в океанических котловинах. Днища желобов большей частью плоские, что указывает на развитие процессов аккумулятивного выравнивания, которое, однако, не компенсирует прогиба.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Карибская переходная зона. Карибское море ограничено с севера и востока дугой Антильского хребта, на котором возвышаются Большие Антильские острова (Куба, Гаити, Пуэрто-Рико) и восточная группа Малых Антильских (Наветренные острова). Южная ветвь Малых Антильских островов (Подветренные острова) располагается на подводном хребте, протягивающемся вдоль побережья Венесуэлы. Субширотные ветви хребта (северная и южная) сложены мезо-кайнозойскими структурами и расчленены косопоперечными разломами на ряд блоков. Восточная дугообразная ветвь образована массивным валом с выпуклой вершинной поверхностью (глубины 600—700 м), на которую насажены много-

численные вулканические острова. В северной части этой дуги с внешней стороны протягивается вторая цепь небольших известняковых островов, находящихся на вулканическом основании.

Шельф вдоль берегов Центральной и Южной Америки почти на всем протяжении узкий и только к северо-востоку от Никарагуа заметно расширяется, образуя мелководную банку Москитос. Глубины на шельфе составляют 60—80 м, а поверхность его изобилует коралловыми рифами и мелкими островами. Континентальный склон почти на всем протяжении представлен крутым ступенчатым уступом, осложненным глыбовыми формами расчленения. От банки Москитос в северо-восточном направлении до о. Гаити протягивается подводный порог Никарагуа, имеющий ступенчато-блоковое строение. На приподнятых ступенях располагаются мелководные банки Росалин, Педро и о. Ямайка; в седловинах между ними глубины составляют от 500 до 1300 м.

В Карибском море имеется несколько котловин, разделенных хребтами и порогами; эти котловины различаются своими размерами и глубинами. Наиболее глубокие части дна котловин выровнены, а приподнятые участки характеризуются холмисто-глыбовым рельефом. В Юкатанской котловине глубины достигают 4500— 4700 м, в Колумбийской — до 4200 м, в Венесуэльской — более 5000 м, в Гренадской — около 3000 м. Субширотный хр. Кайман находится на продолжении гор Сьерра-Маэстра (Куба) и представляет собой массивный вал ступенчато-глыбового строения, на котором располагаются острова Большой и Малый Кайман и банка Мистерьоса. Сопряженный с хребтом желоб Кайман имеет прямолинейное простирание; он образован цепью узких впадин с плоским дном, из которых самыми крупными являются Бартлетт (7065 м) и Орьенте (6795 м). В средней части желоба подводными исследованиями выявлены рифтовые гряды и ложбины субмеридионального простирания, которые, очевидно, свидетельствуют о наличии здесь местной зоны раздвижения, для которой желоб является трансформным разломом [73].

От о. Гаити на юг протягивается хр. Беата, представляющий собой узкий вал с выпуклой вершинной поверхностью и слабо расчлененными склонами, глубины над которым составляют от 1500 до 2200 м. В тылу дуги Малых Антильских островов располагается хр. Авес с глубинами 1000—1200 м, являющийся, вероятно, более древней, ныне отмершей островной дугой.

С внешней стороны Антильского хребта протягивается глубоководный желоб Пуэрто-Рико, максимальная глубина которого достигает 8742 м. Дно его образовано цепью узких впадин с плоским рельефом, разделенных пологими порогами. Склоны желоба крутые, осложненные ступенями и короткими боковыми гребнями, что свидетельствует о тектонических нарушениях. Южнее о. Гваделупа желоб выклинивается и сменяется массивным Барбадосским хребтом, на котором возвышается одноименный остров. От дуги Малых Антильских островов хребет отделен небольшой котловиной Тобаго с глубинами до 2579 м.

Южно-Антильская переходная зона. Основным элементом ее является Южно-Антильский хребет, образующий огромную петлю, внутри которой находится море Скоша. Северная и южная субширотные ветви хребта имеют глыбовое строение. Седловидными понижениями с глубинами 2500—3000 м, заложенными, очевидно, по линиям косопоперечных разломов, хребты разделяются на ряд блоков, на которых располагаются банка Бёрдвуд, острова Южная Георгия, Южные Оркнейские и Южные Шетландские. Вдоль подножий субширотных ветвей хребта в пределах моря Скоша протягиваются узкие корытообразные желоба с глубинами более 5000 м, заложенные, вероятно, по линиям продольных разломов.

Восточная, дугообразно изогнутая ветвь Южно-Антильского хребта образована валом с выпуклой вершинной поверхностью, где глубины составляют 1800—2000 м; на этот вал насажены вулканические Южные Сандвичевы острова. Вдоль подножия внешнего склона протягивается Южно-Сандвичев глубоководный желоб, максимальная глубина которого достигает 8428 м. На юге желоб срезается широтным разломом, выраженным серией сопряженных уступов и ложбин, которые протягиваются к востоку — в сторону Атлантического срединно-океанического хребта.

В восточной части дна моря Скоша преобладают формы подводного рельефа субмеридионального простирания, выраженные слабоизогнутыми валами высотой от 500 до 1300 м, находящимися в тылу дуги Южных Сандвичевых островов. В западной части моря дно представляет собой мелкохолмистую равнину с глубинами около 4000 м, вдоль средней части которой на северо-восток протягивается зона относительно невысоких рифтовых гряд и поперечных глубоких желобов. К одному из желобов приурочена максимальная глубина моря Скоша — 7756 м.

ТИХИЙ ОКЕАН

Континентальные окраины Южной и Северной Америки. Вдоль побережья Южной Америки протягивается полоса узкого шельфа, представляющего собой абразионно-аккумулятивную террасу, которая врезана в западный склон горной цепи Анд, продолжающийся под водой в виде континентального склона. Поверхность шельфа в прибрежной зоне мелкохолмистая, а во внешней части шельфа более выровненная. Глубины внешнего края составляют 50—80 м, увеличиваясь на отдельных погруженных ступенях до 150—200 м.

Континентальный склон повсеместно образован ступенчатым уступом, крутизна и расчлененность которого меняются вдоль побережья (рис. 6). Для южного участка характерно долинно-глыбовое расчленение. У его подножия протягивается Огнеземельский желоб, где глубины не превышают 4500 м. Севернее континентальный склон имеет более простое строение и характерный выпуклый профиль с постепенно увеличивающейся книзу крутизной. Расположенные вдоль подножия склона Чилийский и Перуанский глу-

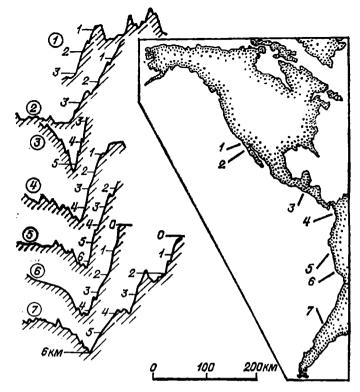


Рис. 6. Профили рельефа тихоокеанских активных континентальных окраин Северной и Южной Америки.

боководные желоба образуют наиболее протяженную в океане единую морфоструктуру. Дно их узкое и большей частью плоское. Максимальные глубины достигают в Чилийском желобе 8069 м, в Перуанском 6601 м.

Сходное строение континентальной окраины наблюдается далее к северу — вдоль побережий Колумбии и Панамы. Поверхность шельфа осложнена коралловыми рифами, а глубины внешнего края не превышают 100 м. Континентальный склон имеет ступенчатое строение и значительную крутизну. Его подножие в районе Панамской котловины достигает 3500—3700 м, а севернее вдоль подножия протягивается Центральноамериканский глубоководный желоб с максимальной глубиной 6489 м.

В Калифорнийском заливе, куда заходит северное окончание Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия, шельф и континентальный склон образованы погруженными крыльями складчатых структур суши, которые обрамлены сбросовыми уступами, спускающимися к дну залива. Глубины на шельфе колеблются в пределах 100—200 м, поверхность его осложнена структурными поднятиями и грядами, а также коралловыми рифами.

Вдоль западного побережья п-ова Калифорния шельф имеет аналогичное строение, но севернее о. Седрос он заметно сужается; здесь его поверхность выровнена и осложнена лишь отдельными подводными долинами. Глубины внешнего края шельфа в основном составляют менее 100 м. А от о. Ванкувер вдоль побережий Канады и Аляски простирается гляциальный шельф с типичными продольными и поперечными желобами, банками и с прибрежным мелководьем. Глубины на банках составляют менее 150 м, в желобах достигают 250—300 м.

Континентальный склон вдоль п-ова Калифорния образован крутым ступенчатым уступом с формами глыбового расчленения. Подножие его достигает глубин 3500—4500 м. В северной части вдоль склона протягивается небольшой желоб с максимальной глубиной более 6000 м. Севернее о. Седрос континентальный склон представляет собой сложную глыбовую зону, называемую Калифорнийским бордерлендом [41]. Здесь наблюдается чередование вытянутых по простиранию склона поднятых и опущенных блоков (горстов и грабенов), постепенно погружающихся в сторону океана. Колебания глубин составляют 500—1000 м. С внешней стороны эта глыбовая зона окаймлена крутым уступом, подножие которого достигает глубин 3200—3600 м, где граничит с равниной аккумулятивного шлейфа.

Далее к северу, вплоть до Аляски, континентальный склон имеет более простое строение, представляя собой ступенчатый уступ, подножие которого находится на глубинах 3000—3500 м. Только в районах мыса Мендосино и северной части о. Ванкувер, где к склону примыкают срединно-океанические хребты Горда и Хуан-де-Фука, он осложнен глыбовыми выступами и гребнями.

Переходные зоны северо-западной части Тихого океана. Здесь протягивается серия переходных зон, включающих моря Берингово, Охотское, Японское, Желтое и Восточно-Китайское, островные дуги которых обрамляют восточную окраину Евразии. Особняком стоит переходная зона Филиппинского моря, где протягивается второй ряд островных дуг — внешний относительно первого.

В Беринговом море шельф очень широкий в северо-восточной части и узкий в северо-западной, что обусловливает асимметрию в рельефе дна. Поверхность шельфа в основном выровнена, лишь местами прослеживаются слабо выраженные подводные долины. Преобладающие глубины составляют 60—90 м, но у внешнего края достигают 120—140 м. Континентальный склон образован довольно крутым, ступенчатым уступом с интенсивным долинно-глыбовым расчленением. Его подножие достигает глубин 3000—3300 м, где плавно переходит в плоское дно Алеутской и Командорской котловин с глубинами 3700—4000 м, разделенных между собой глыбовым хр. Ширшова высотой до 3000 м (рис. 7).

Алеутская островная дуга располагается на подводном хребте, отделенном от Камчатки глубоким (более 4000 м) Камчатским проливом. Двумя значительными проливами (Ближним и Амчитка), заложенными, очевидно, по линиям поперечных разломов.

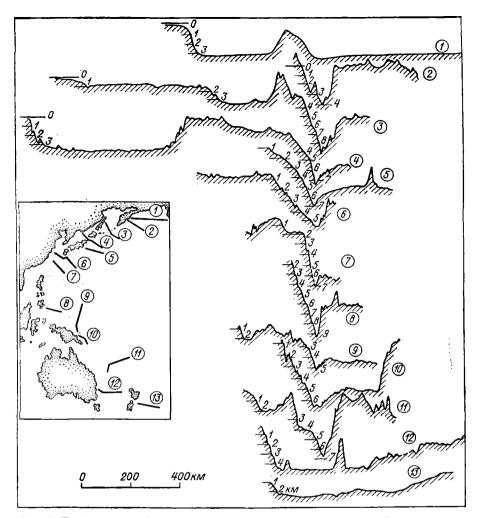


Рис. 7. Профили рельефа переходных зон северо-западной части Тихого океана.

хребет делится на три крупных блока: западный с Командорскими островами, средний с островами Ближними и Крысьими, восточный с островами Андреяновскими и Лисьими. Большинство островов располагается вдоль основного гребня хребта, глубины над которым составляют 300—800 м. В восточной части хребта с внешней стороны прослеживается второй гребень, на котором также возвышаются отдельные острова. Склоны Алеутского хребта имеют сложное ступенчато-глыбовое строение, с многочисленными боковыми гребнями и каньонами. Алеутский желоб протягивается ь обе стороны дальше, чем островная дуга, достигая континентальных склонов Камчатки и Аляски. Дно желоба образовано цепью

узких впадин с плоским дном. Наибольшие глубины приурочены к его средней части (максимальная глубина 7822 м).

В Охотском море выделяются две зоны шельфа: прибрежная мелководная (глубины до 120—150 м) и центральная погруженная, занимающая большую часть дна. В середине центральной зоны располагается впадина Дерюгина с максимальными глубинами более 1700 м, а в южной части зоны находятся возвышенности Института океанологии и Академии наук с глубинами менее 1000 м. На юге погруженный край шельфа ограничен ступенчатоглыбовым уступом континентального склона, подножие которого достигает плоского дна Курильской котловины, где глубины составляют от 3000 ло 3500 м.

Курильская островная дуга протягивается от о. Хоккайдо к п-ову Камчатка, с горными хребтами которых она структурно связана. Почти все Курильские острова располагаются вдоль основного гребня подводного хребта этой дуги, глубины над которым составляют в основном 100—300 м. С внешней стороны протягивается второй, более погруженный хр. Витязя, разорванный в средней части дуги. Склоны хребта имеют явно выраженное ступенчато-глыбовое строение. Плоское дно Курило-Камчатского желоба состоит из непрерывной цепи относительно широких и узких участков с глубинами более 7000 м. Максимальная глубина 9717 м приурочена к юго-западной части желоба.

Для Японского моря характерно наличие узкого шельфа вдоль побережий Приморья, Кореи и Японии, поверхность которого с глубинами до 120—150 м достаточно хорошо выровнена, исключая прибрежную полосу, особенно вдоль берега Японии, где она осложнена многочисленными подводными скалами и небольшими островами. Континентальный склон в южной части Татарского пролива пологий и почти нерасчлененный, а вдоль побережья Приморья и Кореи он образован крутым ступенчатым уступом, подножие которого достигает глубин более 3000 м. Восточнее Кореи располагается краевое плато с глубинами 1000—1200 м, на котором возвышается небольшой о. Уллындо. От южной части о. Хонсю на север протягивается глыбовый хребет, достигающий центра моря, где он расширяется, образуя возвыщенность Ямато, глубины над которой колеблются от 300 до 1000 м. Дно котловины Японского моря представляет собой хорошо выровненную, слегка наклоненную к северу поверхность, осложненную отдельными подводными горами. Глубины в северной части котловины составляют более 3600 м. а на юге уменьшаются до 2600-2800 м.

Японские острова представляют собой островную дугу с развитыми континентальными структурами. С океанической стороны острова окаймляются узким шельфом с глубинами менее 100 м, который плавным перегибом переходит в склон к глубоководному желобу. Профиль склона выпуклый, крутизна его постепенно увеличивается книзу. Южнее Токио к склону примыкает подводный хребет островной дуги Нампо, который разделяет желоба Японский и Кюсю. Дно Японского желоба плоское, максимальная глу-

бина 8412 м. Желоб Кюсю выражен менее четко, глубины в нем составляют более 5000 м.

Восточно-Китайское море отличается от других сильно развитым шельфом, который занимает большую часть его дна. Шельф распространяется также и на Желтое море. Поверхность шельфа хорошо выровнена, глубины составляют в основном 60—90 м, но у внешнего края местами увеличиваются до 100—120 м. В юговосточной части моря вдоль островной дуги Нансей (Рюкю) протягивается относительно узкая котловина Окинава, глубины в которой постепенно увеличиваются к югу от 800 до 2900 м. Островная дуга Нансей располагается на подводном хребте, глубины над которым составляют 500—1000 м, а склоны имеют выпуклый профиль и ступенчатое строение. Вдоль подножия внешнего склона протягивается глубоководный желоб Нансей с максимальной глубиной 7790 м.

Филиппинское море ограничено с востока цепью островных дуг (Нампо, Марианской, Яп, Палау) и сопряженных с ними глубоководных желобов. Однако по рельефу дно этого моря можно отнести к ложу океана [6]. Подводными хребтами оно разделено на котловины Филиппинскую, Нампо и Западно-Марианскую. В первой преобладающие глубины составляют 5500—5800 м, в двух других — от 4800 до 5200 м, хотя отдельные понижения дна достигают более значительных глубин. Рельеф дна здесь, в отличие от котловин краевых морей, сильно расчлененный, холмисто-глядовый, с амплитудами глубин от 100 до 500—700 м. Ориентировка гряд преимущественно субмериднональная и северо-западная, соответствующая простиранию крупных морфоструктур.

В северной и западной частях Филиппинской котловины располагаются глыбовые возвышенности Бородино и Ансон высотой до 4000 м, имеющие крупноглыбовое расчленение. От района о. Тайвань на юго-восток через всю котловину протягивается разлом Тайвань-Палау, выраженный узкой ложбиной с глубинами 6400—6700 м. На востоке Филиппинская котловина ограничивается субмеридиональным, слегка выгнутым к востоку хр. Кюсю-Палау, представляющим собой цепь остроконечных гор с крутыми склонами высотой от 2000 до 5000 м. Восточное ответвление этого хребта разделяет котловины Нампо и Западно-Марианскую.

Островная дуга Нампо в северной части образована массивным хребтом, на котором возвышается о. Идзуми, а в южной части дуга состоит из двух параллельных хребтов, разделенных ложбиной с глубинами более 4000 м. На внешнем хребте возвышаются острова Бонин, на внутреннем — острова Волкано. Эта система продолжается далее к югу в виде выгнутой к востоку двойной дуги, на внешнем хребте которой располагаются Марианские острова, а на внутреннем — мелководные подводные горы с минимальными глубинами 15—20 м. На юго-западе оба хребта сливаются и далее переходят в кулисообразно расположенные хребты с возвышающимися на них островами Яп и Палау. Вся эта система хребтов имеет типичное для островных дуг строение,

представляя собой валы с выпуклыми, ступенчатыми склонами, нижние части которых более крутые, чем верхние. Вдоль подножий внешних склонов практически непрерывной цепью протягиваются глубоководные желоба, разделенные невысокими порогами. Дно желобов, как правило, плоское и узкое, а максимальные глубины составляют: в Идзу-Бонинском желобе 9810 м, Волкано 9156 м, Марианском 11 022 м, Яп 8850 м, Палау 8069 м.

Переходные зоны западной части Тихого океана. Сюда входит очень сложно расчлененная область островных дуг и массивов, мелководных шельфов и глубоких котловин, хребтов и желобов, располагающаяся между Юго-Восточной Азней и Австралией, включая Филиппинские острова и Зондскую дугу, которая проникает в пределы Индийского океана.

В Южно-Китайском море шельф имеет значительную ширину в северной и южной частях и заметно сокращается вдоль побережья Вьетнама. Преобладающие глубины составляют от 60 до 100 м, а между островами — менее 50 м. Поверхность шельфа большей частью выровнена, лишь в прибрежных зонах и вокруг небольших островов осложнена многочисленными коралловыми рифами.

Континентальный склон в Южно-Китайском море имеет сложное ступенчато-глыбовое строение, спускаясь своеобразной лестницей к дну котловины, занимающей центральную часть моря. На севере, западе и юге склон осложнен краевыми плато, на которых возвышаются соответственно риф Дуншаньдао, острова Парасельские и Наньша с окружающими их коралловыми рифами. Особенно сложное строение подводного рельефа наблюдается на плато Наньша, где проливы между островами и рифами образованы крутостенными желобами с глубинами до 1700—2000 м. На дне котловины Южно-Китайского моря, где глубины составляют 4200—4400 м (а вблизи Филиппинских островов — более 5000 м), на фоне выровненной поверхности возвышаются, особенно в северо-восточной части, подводные годы высотой до 3000—4000 м.

В Индонезийском архипелаге между вытянутыми островами и островными группами северо-восточного и субширотного направлений, такими как Палаван, Сулу, Сулавеси, Сула, Серам, Флорес и другие, располагаются округлые котловины морей Сулу (глубины 5000—5500 м), Сулавеси (5000—5800 м), Молуккского (3500—3900 м), Банда (4800—5200 м) и Флорес (более 5000 м). Наиболее глубокие части этих морей имеют выровненное, местами даже плоское дно, тогда как краевые части котловин, склоны разделяющих их хребтов и порогов осложнены ступенями, гребнями и подводными горами. Особенно сложный рельеф наблюдается в северной части моря Сулу и море Банда, в восточной части которого располагается выгнутый к востоку широкий желоб с максимальной глубиной 7440 м.

К югу от о. Тайвань протягивается почти прямолинейный массивный хребет, на котором располагаются Филиппинские и Молуккские острова. Рельеф хребта очень сложный, образованный системой субпараллельных гребней и ложбин, рассеченных попе-

речными депрессиями, что хорошо видно в расположении Филиппинских островов и проливов, в которых глубины превышают 1000 м. В районе Молуккских островов прослеживается серия кулисообразно сочленяющихся субмеридиональных подводно-надводных хребтов, постепенно смещающихся к югу по мере продвижения на юго-восток. В ложбинах между хребтами глубины превышают 2000—3000 м. Подводные склоны Филиппинско-Молуккского хребта имеют крутые ступенчатые склоны с явно выраженными формами крупноглыбового расчленения. Восточный склон книзу становится круче, и вдоль его подножия протягивается Филиппинский глубоководный желоб с максимальной глубиной 10 255 м.

На юго-западе рассматриваемый район замыкается Зондской островной дугой. В тылу северо-западной части дуги располагается Андаманское море с широким шельфом на востоке и овальной котловиной на западе. Глубины на шельфе составляют не более 100 м; дно котловины расчленено субмеридиональными валами на ряд ложбин, причем в западной из них глубины превышают 4000 м. Хребет островной дуги здесь образован массивным валом со ступенчатыми склонами, на котором возвышаются острова Андаманские и Никобарские. Далее к юго-востоку, вплоть до Новой Гвинеи, четко прослеживается двойная дуга, внутренний хребет которой увенчан островами Суматра, Ява, Сумбава, Флорес и другими, а на внешнем хребте, значительно более узком, в западной части возвышаются небольшие острова Ниас и Ментавай, в восточной — острова Сумба, Тимор, Танимбар и Серам. Хребты разделяются продольной ложбиной, состоящей из последовательно расположенных узких депрессий, глубины в которых постепенно увеличиваются с северо-запада на юго-восток от 1000—1500 м до 3700**—4000** м.

Внешний склон Зондской дуги имеет характерный выпуклый профиль и ступенчатое строение. Зондский желоб протягивается вдоль его подножия от Андаманских островов до о. Тимор. Глубины плоского дна желоба постепенно увеличиваются с северо-запада от 3000 до 6000 м, а максимальная глубина составляет 7209 м. Далее к востоку протягивается короткий Тиморский желоб (3310 м), который порогом отделяется от следующего желоба Кай (3680 м).

Переходные зоны юго-западной части Тихого океана. Сюда входит окраинная часть океана от Новой Гвинеи до Новой Зеландии, включая островные дуги, желоба, междуговые котловины, хребты и плато. Этот район также имеет сложное строение подводного рельефа.

Влоль северного побережья Новой Гвинеи протягивается очень *такий шельф с глубинами менее 100 м. окаймленный крутым ост ровным склоном. у подножия которого прослеживается относи*тельно неглубокий Новогвинейский желоб (максимальная глубича 5050 м). Восточнее располагается петлеобразная островная уга, на северном крыле которой возвышаются острова Адмиралтейства и Новая Ирландия, а на южном — о. Новая Британия и ряд более мелких островов. Внутри этой петли находится Новогвинейское море, дно которого имеет глубины от 1800 до 2200 м и осложнено отдельными подводными горами. Вдоль подножия склонов островной дуги протягиваются глубоководные желоба: на севере — Западно-Меланезийский (максимальная глубина 6887 м), на юге — Новобританский (8320 м).

Далее к юго-востоку располагается двойная дуга Соломоновых островов, разделенная продольной ложбиной с глубинами более 1700 м. Внешние склоны островной дуги крутые и имеют характерное ступенчатое строение. Вдоль подножия северного склона протягивается восточное продолжение Западно-Меланезийского желоба с глубинами более 3000 м, а у подножия южного склона дуги прослеживается желоб Бугенвиль (максимальная глубина 9103 м).

От юго-восточной оконечности Новой Гвинеи протягивается узкий субширотный подводный хребет, на котором возвышаются небольшие острова Луизиада. Хребет ограничивает с юга Соломоново море, котловина которого другим субширотным хребтом с островами д'Антркаста разделена на две части: в северной глубины составляют 4500—5000 м, в южной — около 3500 м. Рельеф дна здесь неровный, изобилует глыбовыми поднятиями, уступами и подводными горами.

Сложное строение дна присуще также дну Кораллового моря. Только в его западной части наблюдается выровненный рельеф с глубинами 4500—4700 м. В средней и южной частях моря поверхность дна приподнята (глубины 2500—3000 м) и расчленена уступами, грядами и подводными горами, наиболее высокие вершины которых увенчаны коралловыми рифами. В восточной части моря глубины снова увеличиваются до 4500 м, но рельеф дна остается таким же сложным, причем отдельные приподнятые блоки имеют глубины менее 1500 м. Вдоль восточного края моря протягивается Новогебридский глубоководный желоб (максимальная глубина 9174 м) и сопряженный с ним хребет островов Новые Гебриды.

В южной части Кораллового моря располагается серия чередующихся поднятий юго-восточного и субмеридионального простираний. Они включают узкие хребты с островами Луайоте и Новая Каледония, разделенные продольным желобом с глубинами более 2200 м, и несколько глыбовых возвышенностей, на мелководных вершинах которых располагаются многочисленные коралловые рифы и острова. Наиболее крупной является возвышенность Честерфилд, от которой к югу протягивается массивный подводный хр. Лорд-Хау, достигающий Новой Зеландии. Глубины в средней части хребта составляют 1200—1400 м, а на юго-востоке уменьшаются до 700—800 м. Вдоль западного края хребта встречаются отдельные подводные горы, на вершинах которых располагаются коралловые рифы и вулканические острова Лорд-Хау и Болс-Пирамид.

От о. Новая Каледония к югу, параллельно хр. Лорд-Хау, протягивается более узкий хр. Норфолк, состоящий из серии остроконечных гребней и подводных гор, включая небольшой о. Норфолк. Глубины над хребтом составляют 1000—1500 м. Между хребтами Лорд-Хау и Норфолк протягивается Новокаледонская котловина, где глубины достигают 3500—3700 м. Дно ее большей частью выровнено и осложнено отдельными подводными горами.

Еще восточнее располагается хр. Коромандель-Луайоте; он четко выражен на севере (вблизи островов Луайоте) и на юге (на продолжении п-ова Коромандель, Новая Зеландия), а в средней части представлен цепью подводных гор и гряд. Холмисто-грядовый рельеф наблюдается также в котловине между хребтами Норфолк и Коромандель-Луайоте, где глубины составляют от 3000 до 4000 м. Несколько более простой рельеф характерен для Южно-Фиджийской котловины. Поверхность ее дна слегка наклонена к северу, глубины составляют от 4000 до 4500 м.

На Северо-Фиджийском плато, которое иногда называют котловиной, преобладают глубины 2500—3000 м, а восточнее островов Фиджи — даже менее 2500 м. Рельеф поверхности плато холмисто-грядовый, с наличием отдельных более высоких подводных гор и узких небольших ложбин. Вдоль западного края плато протягивается хребет островов Санта-Крус и Новые Гебриды, а вдоль южного края — хр. Хантер, также увенчанный небольшими островами и рифами. В юго-восточной части плато располагается обширная возвышенность, на которой находятся вулканические острова Фиджи и многочисленные коралловые рифы. Вдоль подножия северного склона плато протягивается желоб Витязя с максимальной глубиной 6150 м.

От восточного края Северо-Фиджийского плато к Новой Зеландии протягивается двойной хребет, западная часть которого представлена хр. Колвилл-Лау, а восточная — Тонга-Кермадек, на котором возвышаются одноименные вулканические острова. Оба хребта имеют форму узких валов, вершины которых располагаются на глубинах 1000—1500 м, и осложнены глыбовыми и вулканическими горами. Хребты разделены узкой ложбиной, называемой желобом Гавр, где глубины достигают 2500—3000 м. Восточный склон хр. Тонга-Кермадек имеет выпуклый профиль и ступенчатое строение. Вдоль его подножия протягиваются глубоководные желоба Тонга (максимальная глубина 10882 м) и Кермадек (10 047 м), наиболее глубокие участки дна которых выровнены. На южном продолжении желоба Кермадек, вдоль восточного берега Северного острова (Новая Зеландия), протягивается желоб Хикуранги с широким плоским дном, выровненным, очевидно, благодаря интенсивному накоплению осадков. Глубины в нем постепенно уменьшаются к югу от 3500 до 2000 м.

Новая Зеландия вместе с одноименным плато представляет собой микроконтинент с развитыми континентальными структурами, которые сочленяются здесь со структурами островной дуги Тонга-Кермадек. Обширное Новозеландское плато субширотным

прогибом, глубины в котором с запада на восток увеличиваются от 1500 до 3500 м, разделено на две части: плато Чатем и плато Кэмпбелл. Первое вытянуто с запада на восток, глубины составляют 400—600 м. Второе имеет более значительные размеры, глубины меняются от 350—500 м в северной и центральной частях до 1200 м в южной части. Поверхность Новозеландского плато премущественно выровнена, за исключением прибрежных зон Новой Зеландии и островов Чатем, Кэмпбелл, Баунти и Антиподов, где наблюдается холмисто-грядовый рельеф.

СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ

Средиземноморская переходная зона. Эта зона включает в себя серию котловин Средиземного и Черного морей, разделенных порогами, островами и полуостровами. Котловины различаются по глубинам, размерам и степени расчленения основных морфоструктур. Западная часть Средиземного моря (Алжиро-Прованский бассейн) представляет собой своего рода погруженный срединный массив, охваченный со всех сторон кайнозойскими складчатыми сооружениями суши, а восточная часть располагается в зоне сочленения и поддвига Африканской плиты под Евразийскую, в результате чего сформировались Крито-Родосская островная дуга и Эллинский глубоководный желоб [17].

Для Алжиро-Прованского бассейна характерен узкий шельф с глубинами до 100—130 м и крутой, сильно расчлененный подводными каньонами, ступенчато-глыбовый континентальный склон. Дно котловин представляет собой равнину предельной аккумуляции, глубины составляют: в Альборанской котловине — до 1600 м,

в Алжиро-Прованской — около 2800 м.

Котловина Тирренского моря имеет более сложное строение. Наиболее глубокая ее часть с глубинами 3550—3650 м выровнена, а на остальном пространстве встречаются субмеридиональные гряды и многочисленные подводные горы, а также вулканические острова (Липарские). От Алжиро-Прованской котловины Тирренское море отделено порогами, причем на северном из них глубины не превышают 250 м, а на южном имеется субширотный канал, где глубины достигают 1600—1800 м. Шельфы вокруг моря узкие и мелководные, а континентальный и островной склоны довольно пологие и расчленены каньонами, холмами и грядами.

В рельефе Африкано-Сицилийского порога выделяются прибрежные мелководья Сицилии и Туниса с глубинами менее 100 м и центральная часть, осложненная тремя параллельными ложбинами северо-западного простирания, где глубины превышают 1000 м (максимальная 1730 м). На грядах между ложбинами возвышаются острова Мальта, Пантеллерия, Пелагские. Северозападный склон порога пологий и осложнен небольшими холмами и грядами, а восточный склон образован крутым ступенчатым уступом сбросового происхождения (Мальтийский эскарп).

В восточной части Средиземного моря шельф значительно развит в зал. Сидра, районе дельты р. Нил и зал. Искендерон, а так-

же в Адриатическом море. На остальном протяжении шельф узкий и мелководный, особенно вдоль побережий Ливана, Сирии и Турции. Континентальный склон вдоль широких участков шельфа пологий и почти нерасчлененный; в районе дельты Нила склон образован огромным конусом выноса этой реки. На других участках склон преимущественно крутой и разделен многочисленными каньонами, а у побережья Турции — формами глыбового расчленения.

На дне котловин Средиземного моря выделяется Центральный Средиземноморский вал, дугой протягивающийся от Ионических островов до о. Кипр. Рельеф поверхности вала холмисто-грядовый, глубины составляют от 1200—1400 м на Срединном и Ликийском плато до 2000—2500 м на остальной его части. Выдвинутое к югу Срединное плато делит дно восточной части моря на котловины Центральную и Левантийскую. В Центральной, охватывающей Ионическое море, глубины составляют до 4000—4100 м, а в Левантийской не превышают 3000—3100 м. Наиболее глубокие участки их дна выровнены, а на остальном пространстве встречаются холмы и гряды.

Крито-Родосская островная дуга протягивается от Ионических островов, захватывая п-ов Пелопоннес, через острова Крит, Карпатос, Родос и далее вдоль южного побережья Турции. Внешний (южный) склон дуги отличается значительной крутизной и сложным ступенчато-глыбовым расчленением. Вдоль его подножия протягивается система кулисообразно расположенных узких депрессий, составляющих в целом Эллинский желоб. Преобладающие глубины в них 3500—4500 м, а максимальная 5121 м.

Дно Эгейского моря, расположенного в тылу Крито-Родосской дуги, отличается очень сложным блоковым расчленением. На приподнятых блоках с крутыми подводными склонами располагаются многочисленные острова, между которыми размещаются изометричные депрессии и вытянутые субширотные желоба, образованные, очевидно, вдоль системы разломов. Наиболее хорошо выражены желоба в северной (глубины более 1200 м) и южной (глубины до 1500 м) частях моря.

Для северо-западной и северо-восточной частей Черного моря (включая Азовское) характерно наличие широкого мелководного шельфа и пологого, почти нерасчлененного континентального склона. На остальном протяжении шельф узкий, а континентальный склон крутой и расчлененный подводными каньонами и ступенчато-глыбовыми формами. Дно котловины Черного моря представляет собой почти идеальную плоскую равнину с глубинами 2000—2200 м.

ЛОЖЕ ОКЕАНОВ

Океаническое ложе, включающее дно котловин и расположенные в их пределах глыбовые хребты, возвышенности, плато, валы и подводные горы, характеризуется океанической земной корой,

резко отличающейся от континентальной, что свидетельствует оразличных процессах их возникновения и развития.

Дно океанических котловин в зависимости от интенсивности аккумулятивного выравнивания делится на плоские абиссальные равнины и зоны абиссальных холмов. Поверхность дна абиссальных равнин практически горизонтальная или субгоризонтальная с очень малыми уклонами. Зоны абиссальных холмов представляют собой поля сплошного распространения чередующихся холмов и гряд высотой 300—500 м, местами до 1000 м. Холмы обычно имеют вытянутую форму, асимметричный поперечный профиль: крутизна склонов составляет 8—12°. Межгрядовые ложбины, как правило, выровнены в результате накопления рыхлых осадков.

Как свидетельствуют материалы сейсмопрофилирования [72], выровненность дна абиссальных равнии, как и аккумулятивных шлейфов, обусловлена длительными процессами накопления осадочного материала, образовавшего слоистую толщу, мощность которой в общем уменьшается от континентальных окраин к срединно-океаническим хребтам. Под осадочным чехлом погребен неровный, холмисто-грядовый рельеф поверхности океанического фундамента, который в зонах абиссальных холмов либо выходит на поверхность дна океана, либо прикрыт облекающим слоем осадков.

Возвышающиеся на дне котловин различные поднятия являются в основном следствием воздействия эндогенных факторов тектонических движений и вулканических процессов. В результате тектонических движений создаются массивные морфоструктуры в виде глыбовых хребтов (Ломоносова, Китовый, Восточно-Индийский), сводовых валов (Южно-Антильский, Зондский, Зенкевича. Эаурипик). платообразных возвышенностей (Бермудская, Риу-Гранди, Шатского, Хесса). Валы имеют обычно выпуклую, сводообразную форму с пологими склонами; они образованы, очевидно, широкими складками земной коры. Глыбовые хребты ограничены крутыми ступенчатыми склонами — системами сбросов, а их вершины относительно выровнены и осложнены уступами и локальными блоковыми поднятиями. Сходная структура наблюдается у платообразных возвышенностей, только, в отличие от линейно вытянутых хребтов, они имеют в плане округлые или изометричные очертания. Их вершины часто бывают осложнены вулканическими подводными горами. В целом хребты и возвышенности могут быть отнесены к сводово-глыбовым морфоструктурам [27].

К особому типу крупных поднятий на дне океанических котловин относятся так называемые аккумулятивные хребты, созданные огромными скоплениями осадочного материала в результате длительного воздействия придонных течений, ответственных за его разнос и переотложение. Наиболее характерными и лучше всего изученными являются Блейк-Багамский и Ньюфаундлендский аккумулятивные хребты в Атлантическом океане.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

В Арктическом бассейне имеется несколько котловин, разделенных субпараллельными подводными хребтами, протянувшимися от Канадского Арктического архипелага до континентальной окраины Северо-Восточной Азии. Наиболее крупным является глыбовый хр. Ломоносова высотой до 3000 м, который делит Арктический бассейн на Евразийский и Амеразийский суббассейны. Глубины над хребтом составляют 1500—1600 м (минимальная глубина 945 м), склоны его крутые и имеют глыбовое расчленение. По простиранию хребет делает несколько угловатых обусловленных его блоковой структурой и наличием секущих разломов. В Амеразийском суббассейне протягивается хр. Менделеева (приамериканский участок которого называется хр. Альфа). Он значительно ниже (высота не более 2000 м) и шире хр. Ломоносова. Рельеф его сложный, образованный системой разновысотных блоков и гряд, разделенных косопоперечными разломами. Наиболее крупной в этом суббассейне является Канадская котловина (Бофорта). Большую часть ее дна занимает абиссальная равнина с глубинами около 3800 м. Вблизн хр. Менделеева протягивается зона холмистого рельефа с отдельными подводными

Между хребтами Менделеева и Ломоносова располагаются котловины Толля (Подводников) и Макарова, разделенные невысоким порогом. Котловина Толля отличается выровненным дном, слегка наклоненным к северу, где оно достигает глубин более 2800 м. Котловина Макарова занимает околополюсное пространство. Ее наиболее глубокая часть (3800—3900 м) имеет выровненное дно, а периферийные части характеризуются расчлененным, холмисто-гористым рельефом.

В Евразийском суббассейне по обе стороны от хр. Гаккеля располагаются котловины Амундсена и Нансена с глубинами соответственно 4300—4500 и менее 4000 м. Только в самой западной части котловины Нансена в локальном желобе отмечена максимальная глубина Арктического бассейна — 5440 м. Дно котловин преимущественно выровнено, а вблизи хр. Гаккеля осложнено холмами, грядами и отдельными подводными горами.

В Норвежско-Гренландском бассейне имеются три котловины: Гренландская, Норвежская и Лофотенская. Гренландская отрогом срединно-океанического хребта делится на северную и южную части с глубинами соответственно около 3200 и 3600—3800 м. Дно их выровнено, но вдоль срединно-океанического хребта протягивается зона абиссальных холмов и отдельных подводных гор. В Норвежской котловине глубины составляют в основном 3600—3700 м, а в отдельных понижениях дна — до 3900 м. На фоне выровненного дна выделяются многочисленные подводные горы высотой 1000—2000 м, протянувшиеся полосой с юга на север. По данным сейсмопрофилирования эти горы являются вершинами полупогребенного под осадками древнего рифтового хр. Эгир.

Дно Лофотенской котловины представляет собой слегка наклоненную к западу равнину с глубинами от 2900 до 3250 м, являющуюся продолжением хорошо развитого аккумулятивного шлейфа у подножия континентального склона Баренцева моря.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Западный ряд котловин океана начинает с севера небольшая Ирмингерова котловина, которая представляет собой наклоненную к юго-западу равнину с глубинами от 2400 до 3000 м. По периферии она осложнена небольшими горами и грядами.

Дно Лабрадорской котловины также образовано наклоненной к юго-востоку равниной с глубинами от 3000 до 4500 м. В юго-восточной ее части от Атлантического срединно-океанического хребта протягивается зона подводных гор, высота которых к северо-западу постепенно уменьшается. По данным сейсмопрофилирования эти горы представляют собой вершины погребенного под осадками Срединно-Лабрадорского хребта. В северо-восточной части котловины от континентального склона Гренландии на юг протягивается небольшой аккумулятивный хр. Эрика высотой до 800 м.

Поверхность дна Ньюфаундлендской котловины наклонена к югу, глубины составляют от 4500 до 5000 м. Западная ее часть занята абиссальной равниной, на востоке же простирается зона абиссальных холмов, где встречаются крупные подводные горы, такие как Гаусс, Милн и другие, высотой более 3000 м. От континентального склона Большой Ньюфаундлендской банки на юговосток протягивается аккумулятивный Ньюфаундлендский хребет, высота которого над дном котловины постепенно снижается от 1500 до 500 м.

Северо-Американская котловина является одной из самых крупных в океане. В центре ее располагается обширное Бермудское плато с преобладающими глубинами 4600—4800 м, на поверхности которого возвышаются отдельные подводные (рис. 8). Наиболее крупной является массивная гора высотой более 4000 м, на срезанной вершине которой находятся известняковые Бермудские острова. Поверхность плато на западе и в центре выровнена, а на востоке имеет четко выраженный холмисто-грядовый рельеф, осложненный сериями уступов высотой 500—1000 м. Вдоль северного края плато протягивается Новоанглийская цепь подводных гор высотой до 2000—3000 м. Наиболее крупные из них — горы Келвин, Сан-Пабло, Рехобос, Михаэл, Нэшвилл с минимальными отметками глубин от 900 до 1600 м [52].

Севернее, западнее и южнее Бермудского плато располагаются абиссальные равнины Сом, Гаттерас и Нарес, где глубины составляют от 5300 до 6000 м. Вдоль всей восточной периферии Северо-Американской котловины протягивается широкая зона абиссальных холмов, образующих гряды, ориентированные на северо-восток. В северной части этой зоны возвышается группа под-

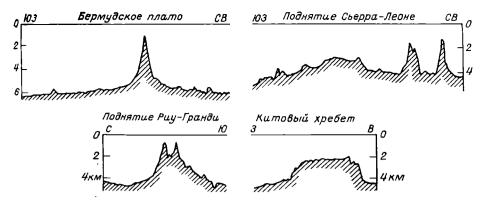


Рис. 8. Профили рельефа океанических поднятий Атлантического океана.

водных гор Углового поднятия, из которых наиболее крупными являются Якутат и Роккевей высотой до 4000 м.

В юго-западной части котловины от континентального склона на юго-восток протягивается аккумулятивный Блейк-Багамский хребет, глубины над которым постепенно увеличиваются от 3500 до 5000 м. Глубоководный желоб Пуэрто-Рико окаймляется широким Антильским внешним валом с относительной высотой до 800 м, поверхность которого осложнена холмами и грядами. От его юго-восточной оконечности в направлении к Атлантическому хребту вдоль разлома Барракуда простирается субширотная цепь глыбовых гор, уступов и сопряженных с ними узких ложбин. Здесь, очевидно, проходит граница между Северо-Американской и Южно-Американской плитами.

Северо-западная и юго-восточная части Гвианской котловины заняты абиссальными равнинами Демерера и Сеара. В первой дно наклонено к северу и глубины составляют от 4500 до 5000 м. а во второй дно практически горизонтально с глубинами около 4500 м. Равнины разделены возвышенностью Сеара (Демерера), представляющей собой приподнятое на 200-500 м ступенчатое плато, ограниченное по краям крутыми уступами. Поверхность плато осложнена отдельными подводными горами 2500—3000 м. В юго-восточной части котловины, кроме того, располагается большое число крупных подводных гор в виде вытянутых от континентального склона субширотных цепей. На двух самых высоких горах возвышаются небольшие вулканические острова Рокас и Фернанду-ди-Норонья.

Вдоль западной периферии Бразильской котловины протягивается цепь относительно небольших абиссальных равнин, разделенных зонами пологоволнистого рельефа. Наиболее крупной является равнина Пернамбуку с глубинами 5200—5600 м. Восточная часть котловины целиком занята широкой зоной абиссальных холмов, вытянутых в виде гряд субмеридионального простирания. Встречаются также довольно много подводных гор, часть из ко-

торых разбросаны хаотично, но большинство сосредоточены вдоль широтных зон по параллелям 8° 30′ и 13° ю. ш. и на продолжении северного и южного склонов банки Аброльюс. В двух последних цепях наиболее крупными являются плосковерхие горы Роджерс, Морган, Хотспер, Витория, Жазёр, Дейвис с минимальными отметками глубин 35—45 м. Наблюдается также крупное поднятие в центре котловины, на котором возвышаются вулканические острова Тринидади и Мартин-Вас.

Возвышенность Риу-Гранди состоит из двух частей, объединенных общим цоколем с глубинами менее 4000 м. Западная часть представляет собой ступенчато-глыбовое плато, поверхность которого с глубинами 2500—2900 м осложнена грядами и подводными горами, достигающими высоты 1500—2000 м. Восточнее располагается субмеридиональный глыбовый хребет, отделенный от плато седловиной с глубинами до 3500 м.

Дно Аргентинской котловины наклонено к югу, глубины постепенно увеличиваются от 4800 до 6000 м. Вдоль западного ее края протягивается неширокая абиссальная равнина, центральная часть котловины занята обширной пологоволнистой равниной, а восточная представляет собой зону абиссальных холмов, ориентированных по простиранию Атлантического хребта. На юге котловины простирается субширотный глыбовый хребет (на продолжении плато Фолкленд), раздробленный на ряд блоков различной высоты, который заложен, очевидно, вдоль зоны трансформного разлома, рассекающего Атлантический хребет и проникающего в соседние котловины.

Вдоль Южно-Сандвичева глубоководного желоба протягивается Южно-Антильский внешний вал, поднятый над дном котловины примерно на 500 м. Южная оконечность вала и прилегающая зона абиссальных холмов рассечены серией субширотных, ступенчато смещающихся к северо-востоку уступов и узких ложбин, достигающих рифтовой зоны Атлантического хребта в районе о. Буве. Здесь проходит граница между Южно-Американской и Антарктической плитами.

Восточный ряд котловин Атлантического океана начинается с севера Исландской котловиной, дно которой выровнено и наклонено к югу, так что глубины увеличиваются от 2200 до 3000 м. На юге ее сменяет зона абиссальных холмов с многочисленными подводными горами.

Большую часть дна Западно-Европейской котловины занимает Бискайская абиссальная равнина, где глубины составляют 4500—4800 м. На западе она окаймляется относительно узкой зоной абиссальных холмов, в пределах которой встречаются отдельные подводные горы. Южнее находится Иберийская котловина, почти все дно которой занято абиссальной равниной с глубинами 5100—5200 м, в ее пределах также наблюдаются отдельные холмы и подводные горы. На юго-восток протягивается цепь более крупных гор, отделяющая небольшую котловину Тахо с глубинами около 5000 м.

Западнее Гибралтарского пролива возвышается подковообразная цепь крупных подводных гор, называемых поднятием Хорсшу. В нее входят горы Горриндж, Жозефин, Ампер и другие, высота которых достигает более 4500 м, а плоские вершины находятся на глубинах от 40 до 170 м. Юго-западнее располагаются вулканические острова Мадейра, подводная гора Сен и ряд других гор, а к северу от поднятия протягивается целая цепь крупных гор, называемая Иберийским хребтом. В направлении к Азорским островам простирается невысокий Азоро-Гибралтарский порог, приподнятый относительно дна котловин на 400—500 м. Его северный и южный склоны образованы крутыми уступами и сопряженными с ними ложбинами, заложенными по разломам, из которых наиболее крупным является разлом Глория.

Вдоль континентальной окраины Западной Африки протягивается широкий аккумулятивный шлейф, в пределах которого возвышаются вулканические Канарские острова и острова Зеленого Мыса, а также довольно крупные подводные горы, такие как Вендекрейс, Тропик и др. Высоты Канарских островов достигают более 2000 м, подножия их подводных склонов находятся на глубинах 3200—3500 м, а в седловинах между островами глубины не превышают 2200 м. Высоты островов Зеленого Мыса составляют 1000—2000 м, глубины их подводных подножий достигают 3000—3500 м, тогда как в проливах они колеблются от 200 до 2800 м.

Восточная часть крупной Канарской котловины занята абиссальной равниной, имеющей уклон к югу, так что глубины постепенно увеличиваются от 5000 до 6000 м. Западная часть котловины представляет собой широкую зону абиссальных холмов, составляющих гряды субмеридионального простирания. Аналогичная картина наблюдается в относительно небольшой котловине Зеленого Мыса, где глубины равны 5000—5500 м.

Возвышенность Сьерра-Леоне, находящаяся почти симметрично относительно возвышенности Сеара по другую сторону Атлантического хребта, представляет собой ступенчатое плато с глубинами над ним 3500—4000 м. В северной части плато возвышается группа подводных гор высотой 1500—2000 м. Склоны плато образованы уступами, из которых наиболее четко выражен северный, находящийся на продолжении Гвинейского разлома прилегающей суши.

Большая часть дна котловины Сьерра-Леоне занята абиссальной равниной Гамбия с глубинами 4800—5200 м. Вдоль южной периферии протягивается неширокая полоса абиссальных холмов и отдельных подводных гор. На востоке эта зона расширяется, образуя естественную границу с Гвинейской котловиной. Эта котловина почти целиком является абиссальной равниной с глубинами 5000—5100 м и занимает западную часть Гвинейского залива. В восточной части залива располагается обширный конус выноса и обрамляющий его аккумулятивный шлейф р. Нигер. В пределах этого шлейфа на юго-запад от Камерунского разлома суши про-

4 Зак. 1344

тягивается цепь вулканических островов Фернандо-По, Принсипи, Сан-Томе и Аннобон, а также ряд подводных гор.

Ангольская котловина, как и Северо-Американская, является одной из самых крупных в Атлантическом океане. Большая часть ее дна представлена абиссальной равниной, поверхность которой имеет слабый уклон к западу, глубины увеличиваются от 4800 до 5600 м. По западной периферии простирается зона абиссальных холмов, ориентированных по простиранию Атлантического хребта. Встречаются отдельные подводные горы, значительная часть которых сосредоточена вдоль линии, соединяющей о. Св. Елены с Камерунским разломом. Среди них — горы Ширшова, ВНИРО и другие высотой более 5000 м.

Китовый хребет представляет собой самое значительное глыбовое сооружение на дне океана. Седловидными понижениями с глубинами более 3000 м он делится на три крупных блока со ступенчатыми боковыми склонами. Северный блок, примыкающий к континентальному склону Африки, находится на глубинах 2300—2400 м. Средний блок располагается на глубинах 2000—2500 м, но в его центральной части возвышается поднятие с минимальной глубиной 216 м, называемое банкой Вальдивия. Южный блок представлен узким валом, глубины над которым составляют от 900 до 2000 м. От южной оконечности хребта к островам Тристан-да-Кунья протягивается цепь глыбовых и вулканических гор высотой 2000—3000 м, из которых наиболее крупной является гора Вюст.

В Капской котловине абиссальная равнина с глубинами от 4600 до 5200 м невелика. Большую часть дна котловины занимают абиссальные холмы, среди которых встречается много подводных гор. Самыми крупными являются горы Вима, Дисковери, Хердмен, Шмитт-Отт, Метеор высотой более 4000 м.

В обширной Африканско-Антарктической котловине глубины постепенно увеличиваются от моря Уэдделла к востоку — от 4800 до 5400 м. Севернее Земли Королевы Мод в пределах аккумулятивного шлейфа располагается небольшая глыбовая возвышенность Мод, приподнятая на 500 м над дном котловины.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

В котловине Агульяс глубины составляют от 4000 до 5500 м. Вблизи континентального склона дно ее представлено волнистой равниной, а остальная часть занята обширной зоной абиссальных холмов, вытянутых в гряды субширотного простирания, причем в отдельных межгрядовых ложбинах глубины достигают более 6000 м. В центре котловины располагается платообразная возвышенность Агульяс, поверхность которой осложнена небольшими глыбовыми поднятиями и грядами, а глубины составляют 2500—3000 м.

Субмеридиональный Мозамбикский хребет в средней части образован массивным ступенчатым плато с глубинами 1200—2000 м,

которое отделяется от континентальной окраины Африки седловиной с глубиной до 2500 м. Южная часть хребта представляет собой довольно узкий вал высотой до 1500 м, на продолжении которого прослеживается цепь подводных гор.

Дно Мозамбикской котловины наклонено к югу, так что глубины постепенно увеличиваются от 3000 до 5800 м. Над порогом, ограничивающим ее с севера, в наиболее узкой части Мозамбикского пролива глубины не превышают 2500 м. Большая часть дна котловины занята волнистой равниной, переходящей на юге в плоскую абиссальную равнину. Встречаются отдельные подводные горы высотой до 3000 м.

Мадагаскарский хребет представляет собой глыбовое сооружение с крутыми ступенчатыми склонами. Южная его часть образована приподнятым плато с глубинами около 1000 м, на котором возвышаются отдельные горы, самая значительная из которых — банка Уолтерс — имеет минимальную отметку глубины 20 м. Северная часть хребта погружена до глубин около 2500 м и образует, по существу, седловину между южным плато и подводной окраиной о. Мадагаскар.

В Мадагаскарской котловине глубины составляют от 5000 до 5500 м. В ее северо-западной части наблюдается выровненное дно, а остальное пространство занимает холмисто-грядовый рельеф северо-восточного простирания — параллельно структурам срединно-океанического хребта. Вдоль юго-восточного подножия подводного склона о. Маврикий протягивается серия узких глубоких ложбин и сопряженных с ними гряд, образованных по линии трансформного разлома.

Дно Маскаренской котловины, охваченной с востока дугой Маскаренского хребта, слегка наклонено к югу, глубины постеленно увеличиваются от 4500 до 5100 м. В ее западной части преобладают абиссальные равнины, в восточной — волнистые равнины, разделенные уступами высотой 100—150 м. Встречаются отдельные подводные горы высотой до 3000—4000 м.

Маскаренский хребет включает в себя цепь массивных плато. вулканических островов и подводных гор, соединенных узкими перешейками (рис. 9). Северная его часть образована Сейшельской банкой с одноименными островами, сложенными гранитами докембрийского возраста [72]. Поверхность банки выровнена, глубины составляют 40-60 м, склоны ее крутые. Возможно, банка представляет собой обломок микроконтинента, оставшегося здесь при распаде Гондваны. Юго-восточнее протягивается вал с глубинами над ним около 2000 м, который затем соединяется с цепью мелководных банок Сая-де-Малья, Назарет и Каргадос-Карахос. Поверхность их выровнена и местами осложнена коралловыми рифами. Еще юго-восточнее прослеживается цепь крупных подводных гор и вулканические острова Маврикий и Реюньон, причем о. Реюньон при высоте над уровнем моря 2070 м и глубине основания до 4000 м является самым крупным вулканическим сооружением океана. Юго-западнее Сейшельской банки

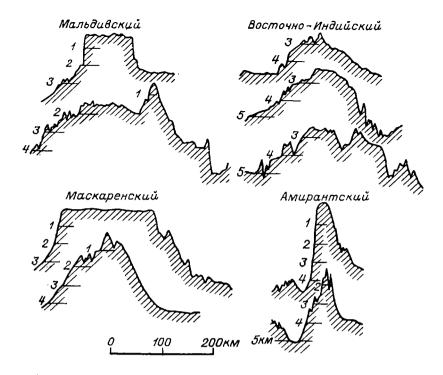


Рис. 9. Профили рельефа океанических хребтов Индийского океана.

короткий субмеридиональный Амирантский хребет, увенчанный коралловыми островами. Вдоль его подножия прослеживается Амирантский желоб с глубинами до 5477 м.

Севернее и северо-западнее Мадагаскара находятся несколько групп крупных гор, образующих вулканические массивы и увенчанных коралловыми островами Фаркуар, Провиденс, Сен-Пьер, Космоледо, Альдабра, а также вулканическими Коморскими островами. Высота Коморских островов над уровнем океана составляет от 600 до 2400 м, тогда как глубина подножия достигает 3000 м. Южнее простирается небольшая Коморская котловина, дно которой представлено абиссальной равниной с глубинами 3500—3550 м.

В обширной Сомалийской котловине значительную ее часть занимает абиссальная равнина с глубинами около 5200 м, которая на востоке сменяется зоной абиссальных холмов, вытянутых в гряды северо-восточного простирания. Встречаются также отдельные подводные горы высотой до 3000—4000 м. В северной части котловины на юго-западном продолжении разлома Оуэн, рассекающего Аравийско-Индийский хребет, протягивается небольшой глыбовый хр. Чейн высотой до 2000 м.

Дно Аравийской котловины наклонено к югу, поэтому глубины постепенно увеличиваются от 3000 до 4800 м. Поверхность дна выровнена и осложнена лишь каналами суспензионных потоков, расходящихся веером от устья р. Инд. В северо-западной части котловины от континентального склона к разлому Оуэн протягивается глыбовый хр. Меррея высотой до 2000 м. Он отделяет небольшую Оманскую котловину, плоское дно которой имеет глубины около 3300 м.

От континентального склона Индостана на юг протягивается массивный глыбовый Мальдивский хребет, образованный серией мелководных банок, на которых располагаются коралловые острова Лаккадивские, Мальдивские и Чагос. Склоны хребта крутые и слабо расчлененные. Высота его меняется в зависимости от глубины подножия от 2000 до 4000 м.

Самой обширной в Индийском океане является Центральная котловина. В ее северной части дно образовано наклонной равниной аккумулятивного шлейфа с глубинами от 2500 до 5000 м, на поверхности которой прослеживаются расходящиеся веером каналы суспензионных потоков. Далее к югу следует субгоризонтальная поверхность с глубинами 5000—5300 м, где распространен холмисто-грядовый рельеф, причем в отдельных ложбинах глубина может достигать более 6000 м. Встречаются отдельные подводные горы, из которых наиболее крупной является гора Афанасия Никитина высотой 3500 м.

Уникальной морфоструктурой на дне океана является субмеридиональный, практически прямолинейный глыбовый Восточно-Инлийский хребет [7]. Высота его над дном котловины достигает 4000 м, а глубины над приподнятыми блоками составляют 2000— 2500 м, тогда как в седловинах — более 3500 м. Южная часть хребта более монолитная и осложнена отдельными небольшими горами с минимальными отметками глубин от 500 до 1600 м. От южной оконечности Восточно-Индийского хребта на восток отходит субширотный Западно-Австралийский хребет (Брокен) высотой до 4500 м. Он имеет ярко выраженное асимметричное строение с пологим ступенчатым северным склоном и очень крутым, почти нерасчлененным южным. Минимальные глубины над гребнем хребта составляют от 600 до 1500 м.

Вдоль Зондского глубоководного желоба протягивается Зондский внешний вал высотой в несколько сотен метров, разделенный седловиной на две части. На его выпуклой поверхности возвышаются глыбовые поднятия и отдельные подводные горы высотой 2000—3000 м.

В Кокосовой котловине, большая часть дна которой представляет собой наклоненную к югу равнину с глубинами 4000—5000 м, встречаются отдельные пологие холмы и небольшие горы. Однако на ее южной периферии, где глубины увеличиваются до 5200—5500 м, наблюдается расчлененный холмисто-грядовый рельеф, осложненный более многочисленными подводными горами и желобами. Здесь прослеживается также субширотный Кокосовый

вал высотой около 500 м, на котором возвышаются горы, увенчанные коралловыми островами Рождества и Кокосовыми.

В средней части Западно-Австралийской котловины глубины превышают 6000 м, но на западе и востоке уменьшаются до 5000—5500 м. Самая восточная ее часть образована абиссальной равниной, тогда как на остальном пространстве дна распространен холмисто-грядовый рельеф с амплитудами глубин от 500 до 1500 м. По южной периферии котловины встречаются крупные подводные горы высотой до 3000 м. На юго-востоке располагаются куполообразная возвышенность Зенит высотой до 3500 м и более сложная, ступенчато-глыбовая возвышенность Кювье высотой около 2000 м.

В котловине Натуралиста глубины составляют от 5000 до 5500 м. Дно ее в восточной части образовано волнистой равниной, а на западе преобладает холмисто-грядовый рельеф. Южнее располагается вытянутая котловина Амстердам с преобладающими глубинами 4500—5000 м. Большая часть ее дна занята грядами абиссальных холмов, ориентированными по простиранию срединно-океанического хребта, но вблизи континентальной окраины Австралии наблюдаются небольшие волнистые равнины. Вдоль подножия Западно-Австралийского хребта прослеживается желоб Оби с максимальной глубиной 5761 м, юго-восточнее которого сочленяясь с ним кулисообразно, простирается желоб Диамантина, где максимальная глубина достигает 7102 м.

Северная часть Южно-Австралийской котловины занята абиссальной равниной с глубинами 5600—5800 м. Южнее простирается широкая зона абиссальных холмов, гряды которых на западе и востоке ориентированы в субширотном направлении, а в пределах между 120 и 128° в. д. — в субмеридиональном, что связано с влиянием Австрало-Антарктической зоны поперечных нарушений. Южнее Тасмании располагается возвышенность Милл, глубины над которой составляют около 1000 м. Склоны ее крутые и малорасчлененные.

В обширной Австрало-Антарктической котловине вдоль континентального склона протягивается абиссальная равнина с глубинами 4500—4700 м. В западной части котловины встречаются небольшие локальные впадины и желоба, где глубины достигают 5000—6000 м. По северной периферии протягивается зона абиссальных холмов, вытянутых в гряды субширотного простирания.

В пределах Африканско-Антарктической котловины юго-восточнее островов Принс-Эдуард возвышается группа крупных подводых гор (Обь, Лена и др.), объединенных общим цоколем с глубинами около 3500 м. Плоские вершины гор находятся на глубинах 300—400 м, а отдельные пики поднимаются еще выше. Восточнее островов Принс-Эдуард располагается вытянутое в субширотном направлении глыбовое поднятие, которое расчленено на три массива с глубинами менее 2000 м. На восточном из них возвышаются вулканические острова Крозе.

В котловине Крозе большую часть ее дна занимают гряды абиссальных холмов двух простираний: северо-западного и северо-восточного — в соответствии с направлениями двух ветвей срединно-океанических хребтов этого района. На юге котловины распространены волнистые равнины с глубинами более 5000 м.

Крупным сооружением на ложе океана является глыбовый хребет (поднятие) Кергелен, вытянутый в юго-восточном направлении. Он разделен седловинами на ряд платообразных участков с глубинами от 200 до 2000 м. На наиболее крупном из них возвышаются вулканические острова Кергелен и Херд. Склоны хребта образованы крутыми ступенчатыми уступами, причем восточный склон круче западного [60].

ТИХИЙ ОКЕАН

Дно Тасмановой котловины образовано наклоненной к югу абиссальной равниной с глубинами 4800—5000 м, но в локальных понижениях глубины достигают более 5500 м. В северной части котловины прослеживается меридиональная цепь подводных гор высотой до 3000—4000 м. В юго-восточной части на продолжении структур Новой Зеландии протягивается узкий глыбовый хр. Маккуори с возвышающимися на нем одноименными вулканическими островами. Здесь горные гряды с глубинами менее 1000 м сопрягаются с желобами, где глубины достигают 5100—5500 м. Вдоль этой зоны проходит граница между Австралийской и Тихоокеанской плитами [18].

Обширная Южная котловина представляет собой холмистую равнину, слегка наклоненную к западу, так что глубины постепенно увеличиваются от 4000 до 5700 м. Большая часть дна занята грядами абиссальных холмов, ориентированными в основном в северо-восточном направлении. Вдоль желобов Тонга и Кермадек протягивается невысокий (до 100 м), но достаточно широкий внешний вал, на поверхности которого встречаются отдельные подводные горы. Примечательной чертой рельефа дна котловины являются зоны разломов, имеющие вид вытянутых цепей гряд, подводных гор и ложбин, которые находятся на продолжении трансформных разломов срединно-океанического хребта. Наиболее значительный из них — разлом Элтанин, достигающий на западе внешнего вала желоба Кермадек.

На дне Южной котловины, кроме того, встречается много сводовых валов, увенчанных многочисленными подводными горами и атоллами. В средней части котловины протягивается меридиональная цепь крупных гор, в которую входят коралловые рифы Эрнест-Легуве и Мария-Тереза. По северной периферии котловины прослеживаются несколько валов северо-западного простирания. Первый из них включает острова Раротонга, Мангаиа и ряд подводных гор высотой от 1500 до 4500 м. Следующий к северовостоку вал включает острова Тубуаи, южную группу островов Кука и атолл Палмерстон. Третий вал объединяет острова Об-

щества. И наконец, самым крупным является вал островов Туамоту, который возвышается на 1500—3000 м над ложем океана. Почти все острова, венчающие этот вал, представляют собой коралловые атоллы.

Северо-восточнее вала Туамоту располагается небольшая группа вулканических Маркизских островов, насаженных на общий цоколь с глубинами менее 4000 м. Северо-западнее вала протягивается длинная цепь подводных гор и островов Лайн, имеющих общее основание. Средняя часть цепи образована глыбовым хребтом высотой 1500—2000 м, на котором возвышаются коралловые острова Рождества, Фаннинг, Вашингтон и др. Северная и южная ветви представляют собой слабо приподнятые валы, причем на северной преобладают подводные горы, а на южной — атоллы.

Западнее вала Туамоту располагается возвышенность Манихики, представляющая собой ступенчатое плато с глубинами над ним от 4000 до 5000 м, на поверхности которого возвышаются подводные горы и коралловые острова Нассау, Суворова, Манихики, Ракаханга. Западнее и северо-западнее прослеживаются несколько групп островов и подводных гор, образующих небольшие хребты, валы и плато. К ним относятся хребет островов Самоа, гряда Хауленд — Суэйнс, плато островов Феникс и другие поднятия.

Центральная котловина представляет собой преимущественно холмистую равнину с глубинами 5500—5800 м. Отдельные небольшие поднятия (например, возвышенность Магеллана в центре котловины) имеют глубины менее 5000 м, а в локальных желобах на дне котловины глубины достигают более 6000 м. Самым значительным является субширотный желоб вдоль разлома Нова-Кантон в южной части котловины.

Крупным поднятием дна океана является вал Уоллис—Гилберта—Маршалла, протягивающийся в северо-западном направлении. Северная его часть образована двумя сводовыми поднятиями с глубинами менее 4500 м, на которых возвышаются многочисленные плосковерхие подводные горы и атоллы, составляющие Маршалловы острова. На средней, более высокой части вала располагаются острова Гилберта, а на южной, менее высокой — атоллы Уоллис. Западнее Маршалловых островов протягивается субщиротный Каролинский вал, относительная высота которого составляет 2000—2500 м. Вал рассечен продольными и поперечными желобами и осложнен многочисленными грядами и горами, часть из которых образуют вулканические острова Трук, Понапе, Кусаие. а также атоллы.

Южнее Каролинского вала располагаются относительно небольшие Западно-Каролинская и Восточно-Каролинская котловины, разделенные субмеридиональным валом Эаурипик. Вал представляет собой сводовое поднятие высотой до 2000 м, поверхность которого выровнена. В котловинах глубины колеблются от 4000 до 5500 м, причем преобладает холмистый рельеф. Вдоль подножия Каролинского вала прослеживаются узкие желоба, свидетель-

ствующие о наличии разломов. Наиболее значительным из них является разлом Сорол-Айанте, рассекающий западную часть вала и выходящий на юго-востоке в пределы Восточно-Каролинской котловины.

От восточной оконечности Каролинского вала на юг протягивается широкий вал Капингамаранги, сходный по строению с валом Эаурипик. Восточнее располагается Меланезийская котловина, дно которой разделено широтным порогом на две части. В северной глубины составляют менее 4500 м, а в южной — более 5000 м. Поверхность дна относительно выровнена и осложнена отдельными грядами и горами, наиболее крупные из которых образуют острова Науру, Ошен и др.

В Восточно-Марианской котловине преобладают глубины 5500—6000 м, но в отдельных понижениях дна они достигают 6300—6400 м. Центральная и южная части котловины представляют собой волнистую равнину, на которой встречаются желоба северо-восточного простирания; северная часть осложнена многочисленными подводными горами (например, гора Зубова высотой 5000 м) и глыбовыми поднятиями, особенно распространенными на северо-западе. Вдоль Марианского глубоководного желоба протягивается внешний вал, отдельные блоки которого подняты на высоту до 2000 м над дном котловины, тогда как превышение остальной его части составляет около 500 м.

Одним из наиболее крупных поднятий на дне океана является вал Маркус-Неккер (рис. 10), который иногда разделяют на две части — валы Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер. Вал Маркус-Уэйк представляет собой широкое и невысокое поднятие, рассеченное поперечными депрессиями. На нем возвышаются многочисленные подводные горы высотой 3000—4000 м и атоллы Маркус и Уэйк. Вал Уэйк-Неккер имеет вид нескольких параллельных гряд и гребней высотой 2000—3000 м. Однако на востоке вал заметно сужается и переходит в единый глыбовый хребет, называемый иногда хр. Неккер.

Крупным поднятием является также Гавайский вал, широкий свод которого увенчан вулканическими островами Гавайи, Мауи, Оаху, Кауаи и другими. Высота вала над дном котловины составляет около 500 м, тогда как острова и подводные горы поднимаются значительно выше. Они объединены в несколько групп, разделенных глубокими седловинами (глубины до 3000—4000 м). Вдоль подножий склонов вулканических гряд и массивов протягиваются краевые прогибы, где глубины достигают 4500—5000 м. Склоны вулканических сооружений крутые, а поверхность вала выровнена, что обусловлено накоплением аккумулятивного шлейфа.

От северо-западного окончания Гавайского вала на север протягивается Северо-Западный (Императорский) хребет, состоящий из цепи плосковерхих подводных гор, частично обособленных, частично объединенных общими основаниями в группы. Наиболее крупными являются горы Милуоки (минимальная глубина

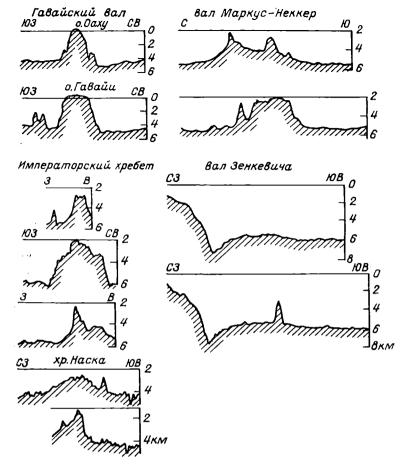


Рис. 10. Профили рельефа океанических поднятий Тихого океана.

11 м), Кинмей (18 м), Оджин (1554 м), Нинтоку (949 м), Суйко (1240 м), Папанина (1586 м). Склоны их крутые и слабо расчлененные. Вдоль подножий гор по обеим сторонам хребта протягиваются краевые ложбины, где глубины превышают 6000 м. На севере Императорский хребет примыкает к возвышенности Обручева, представляющей собой плато с глубинами над ним 3000—3500 м.

В Северо-Западной котловине преобладают глубины 5500—6000 м, но в отдельных субширотных желобах, связанных с разломами, они достигают 5500—6900 м. Вдоль глубоководных желобов Курило-Камчатского, Японского и Идзу-Бонинского протягиваются широкие сводовые валы Зенкевича, Японский и Идзу-Бонинский с относительной высотой от 400 до 800 м. Почти в цент-

ре котловины располагается вытянутая в северо-восточном направлении возвышенность Шатского, расчлененная поперечными понижениями на три массива, из которых самым крупным является юго-западный с глубинами менее 3000 м. Над другими массивами глубины составляют 3200—4000 м. Поверхность возвышенности в основном выровнена, склоны ее пологие. На остальном пространстве дно Северо-Западной котловины представляет собой пологоволнистую равнину, которая лишь в южной части имеет холмисто-грядовый рельеф, осложненный субширотными желобами. Встречаются отдельные подводные горы, наиболее крупные из которых достигают высоты более 4000 м (например, горы Исакова и Макарова).

Самой большой депрессией в Мировом океане является Северо-Восточная котловина. Поверхность ее дна слабо наклонена к западу, так что глубины постепенно увеличиваются от 3500— 4000 до 5000-5000 м, а в северо-западной части котловины — до 6000 м. Примечательной особенностью котловины являются огромные по протяженности субширотные разломы, выраженные в рельефе узкими глубокими желобами и сопряженными с ними уступами и грядами, причем один из бортов каждого желоба, как правило, приподнят относительно другого на 500—1000 м. Наиболее крупные из разломов — Мендосино, Пионер, Меррей, Молокаи, Кларион, Клиппертон, Галапагос, Маркизский. Кроме того, в северо-западной части котловины имеются другие, менее протяженные желоба-разломы субширотного простирания — Чинук и Сервейер, а также разлом северо-западного простирания — Императорский, который был детально изучен на полигоне в районе его максимальной глубины (рис. 11).

Северная часть Северо-Восточной котловины отличается наиболее выровненным дном. Здесь располагаются абиссальные равнины Аляскинская, Алеутская и Тафта с глубинами от 3000 до 4800 м. В пределах Аляскинской равнины отмечается значительное число подводных гор, образующих три цепи юго-восточного простирания. Самые крупные горы — Сервейер, Пратт, Уэлкер, Браун, Паттон — достигают высоты более 3000 м.

Вдоль Алеутского глубоководного желоба протягивается внешний вал с относительной высотой от 400 до 1000 м, расчлененный седловинами на ряд блоков. Южнее находится возвышенность Хесса, представляющая собой ступенчатое плато с глубинами над ним менее 4000 м. Минимальная глубина 117 м приурочена к подводной горе Меллиш. Склоны плато пологие, за исключением южного, образующего крутой уступ вдоль разлома Сервейер.

Остальное пространство дна Северо-Восточной котловины занято грядами абиссальных холмов, ориентированных в субмеридиональном направлении, т. е. по простиранию срединно-океанического хребта. Высоты холмов и гряд к западу постепенно уменьшаются, а формы рельефа становятся более сглаженными, что свидетельствует о возрастающей роли аккумулятивного выравнивания. Встречаются также подводные горы, которые в западной

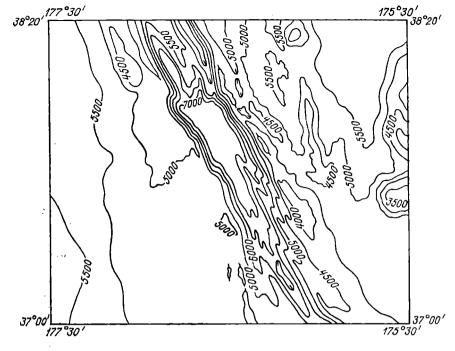


Рис. 11. Батиметрическая карта полигона в районе Императорского разлома. Изобаты на рис. 11, 14—17 даны в метрах.

части котловины сосредоточены в нескольких группах. Самой крупной из них является группа гор Музыкантов высотой 2000—3000 м севернее Гавайских островов. Вдоль субширотных разломов возвышаются отдельные крупные горы, такие как Файберлинг и Эрбен (разлом Меррей), Хендерсон (разлом Молокаи). Между этими разломами располагается группа Безлунных гор (Скриппса, Хиддел, Мери). В группу гор вблизи континентальной окраины п-ова Калифорния входят вулканический о. Гуаделупе и подводные горы Джаспер, Сан-Хуан и др.

В Гватемальской котловине с глубинами 3500—4000 м преобладает мелкохолмистый рельеф. От восточного окончания разлома Клиппертон на северо-восток протягиваются узкий асимметричный гребень высотой до 1100 м и сопряженный с ним неглубокий желоб, приуроченные к разлому Теуантепек. Вдоль Центральноамериканского глубоководного желоба прослеживается внешний вал с относительной высотой около 500 м. Дно прилегающей части котловины выровнено.

К востоку от островов Галапагос простирается глыбовый хр. Карнеги высотой более 1000 м, расчлененный поперечными депрессиями на ряд блоков с выровненными вершинами и крутыми ступенчатыми склонами. К северо-востоку от островов протя-

гивается более монолитный глыбовый хр. Кокос, глубины над которым составляют 1200—1500 м; его склоны образованы сериями крутых уступов. Одна из вершин хребта увенчана вулканическим о. Кокос.

В небольшой Панамской котловине поверхность дна имеет сложно расчлененный глыбово-грядовый рельеф. Одна из наиболее крупных гряд северо-восточного простирания, находящаяся на продолжении разлома Галапагос, увенчана вулканическим о. Мальпело. Гряды разделены желобами, где глубины достигают 4000—4200 м.

В Перуанской котловине преобладают глубины от 4000 до 4500 м. В ее средней части протягивается субмеридиональное Южно-Галапагосское поднятие, состоящее из нескольких гряд высотой около 1000 м, разделенных продольными ложбинами. Предполагается, что поднятие является реликтом древнего рифтового хребта. Вдоль Перуанского глубоководного желоба прослеживается относительно невысокий внешний вал, а прилегающая к нему часть котловины имеет выровненное дно с глубинами более 5000 м. На остальном пространстве дна котловины распространен холмисто-грядовый рельеф, осложненный узкими желобами северо-западного и северо-восточного простираний.

В небольшой Чилийской котловине преобладают глубины 3800—4000 м, но в северо-восточной части, называемой также котловиной Наска, они превышают 4500 м, а в локальных желобах — более 5000 м. Вдоль Чилийского глубоководного желоба протягивается внешний вал высотой около 500 м, расчлененный на ряд блоков. Дно котловины вблизи вала относительно выровнено, но далее к западу простирается холмистая равнина, причем высота холмов постепенно увеличивается. Встречается также довольно много подводных гор, наиболее крупные из которых располагаются в восточной части котловины (вулканические острова Хуан-Фернандес, Сан-Амбросио и Сан-Феликс).

От островов Пасхи и Сала-и-Гомес на восток протягивается зона разлома Пасхи, выраженная в рельефе цепью гряд, гор и сопряженных с ними желобов, которую называют также хр. Сала-и-Гомес. Высота гряд над дном котловины составляет 2000—3000 м, а глубины в желобах — более 5500 м. Далее на северовосток прослеживается глыбовый хр. Наска с относительной высотой до 2000 м. Отдельные глыбовые поднятия на нем имеют минимальные отметки глубин 300—400 м.

Самой южной в Тихом океане является котловина Беллинсгаузена. Центральная ее часть занята абиссальной равниной с глубинами 5100—5200 м, а северная часть — широкой зоной абиссальных холмов, образующих гряды северо-восточного простирания. Дно котловины осложняется также протяженными узкими желобами и грядами, находящимися на продолжении трансформных разломов срединно-океанического хребта, и отдельными подводными горами.

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Срединно-океанические хребты представляют собой планетарные морфоструктуры, составляющие единую систему, опоясывающую по дну океанов почти весь земной шар. Они характеризуются специфическими чертами строения подводного рельефа, аномальных геофизических полей, проявлений новейшей тектоники, сейсмичности и вулканизма. Осевые зоны хребтов являются конструктивными границами литосферных плит, где происходит раздвижение дна океанов и наращивание океанической коры. Рельеф хребтов повсеместно отличается сложным расчленением, он образован чередованием линейно вытянутых по простиранию хребта гребней, ложбин, желобов, уступов, раздробленных плато, цепей подводных гор. Все это многообразие форм подводного рельефа укладывается в три основные геоморфологические зоны: гребневую (рифтовую) и фланговые по обеим сторонам от нее [58].

В целом хребты представляют собой широкие (до 2000 км шириной) поднятия высотой от 1000 до 4000 м над дном котловин, причем общий уклон их поверхности, как правило, уменьшается в обе стороны от гребня. Относительная высота (глубина места) каждого из участков хребта аппроксимируется простой зависимостью от корня квадратного из отношения расстояния от гребня к скорости раздвижения дна океана, т. е. от возраста [10]. Для быстро раздвигающихся сегментов общая форма поперечного профиля хребта оказывается как бы более растянутой (Восточно-Тихоокеанское поднятие) по сравнению с сегментами медленного раздвижения (Атлантический хребет), что хорошо видно на обзорных профилях (рис. 12).

Гребневая зона приподнята на 1000—1500 м над поверхностями флангов срединно-океанических хребтов и более интенсивно расчленена. Вдоль оси срединно-океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов и частично Южно-Тихоокеанского поднятия почти повсеместно протягивается серия эшелонированно расположенных или последовательно сменяющих друг друга узких и глубоких рифтовых долин, которые являются грабенообразными структурами, сформировавшимися в условиях растяжения (раздвижения) земной коры (рис. 13). На большей части Восточно-Тихоокеанского поднятия и частично на Южно-Тихоокеанском поднятии место рифтовых долин занимают осевые гребни, окаймленные по обеим сторонам продольными ложбинами, что объясняется особенностями формирования вулканогенного рифтовых зон при высоких скоростях раздвижения.

По обеим сторонам от рифтовой долины или осевого гребня располагаются серии рифтовых гряд, состоящих из асимметричных блоков, местами сменяющихся сильно расчлененными плато и осложненных отдельными подводными горами или вулканическими островами. Вершины гребней и гор, как правило, остроконечные, склоны крутые (до 15—20° и более), дно межгрядовых ложбин вогнутое, плоских участков практически не встречается. Все

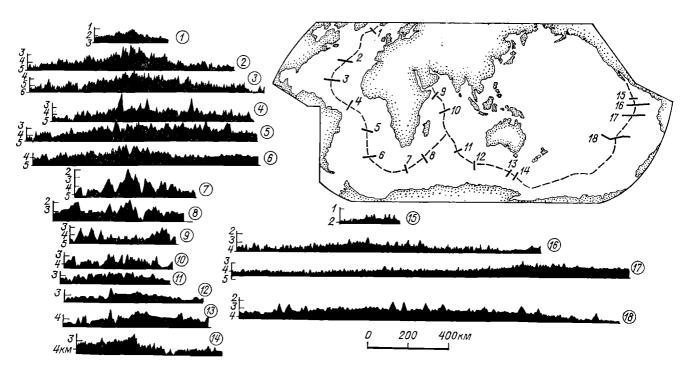


Рис. 12. Обзорные профили рельсфа срединно-океанических хребтов Мирового океана.

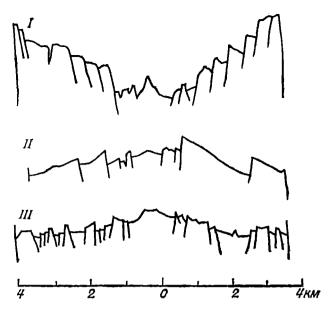


Рис. 13. Типичные профили осевой части рифтовой зоны. I — Атлантический хребет на 37° с. ш. (скорость раздвижения 2 см/год); II — Галапагосский рифт на 86° з. д. (7 см/год); III — Восточно-Тихоокеанское поднятие на 3° 30′ ю. ш. (15 см/год).

это свидетельствует о молодости рельефа рифтовой зоны срединно-океанических хребтов и о решающей роли тектонических движений, разрывных нарушений и вулканизма в формировании рельефа.

Фланговые зоны срединно-океанических хребтов представляют собой постепенно снижающиеся в обе стороны от оси поверхности, имеющие такое же блоково-грядовое расчленение, как и рифтовая зона, только менее резко выраженное. Склоны блоков и гряд имеют среднюю крутизну около 10° и обычно осложнены мелким вторичным расчленением в виде небольших ступеней и остроконечных пиков. Дно межгрядовых ложбин обычно выровненное. По направлению к внешним границам хребтов высота блоков и гряд становится меньше, а дно ложбин шире, что свидетельствует о возрастающей роли аккумулятивного выравнивания.

Характерной чертой срединно-океанических хребтов являются также многочисленные поперечные трансформные разломы, располагающиеся на различных расстояниях друг от друга и делящие хребты на ряд сегментов. В рифтовой зоне эти разломы обычно выражены глубокими поперечными желобами, по которым наблюдается смещение в ту или иную сторону соседних участков рифтовых долин и гряд, а также присущих им геофизических характеристик. Глубины в этих желобах, как правило, заметно больше, чем в рифтовых долинах, а дно их шире и выровнено

благодаря накоплению осадочного материала, переносимого сюда придонными течениями. На флангах хребтов поперечные разломы прослеживаются в виде зон интенсивного расчленения подводного рельефа, протяженных уступов и сопряженных с ними ложбии. Наиболее крупные разломы протягиваются далеко в пределы океанических котловин, прослеживаясь иногда на огромные расстояния.

В ряде мест срединно-океанические хребты осложнены вулканическими массивами и плато с возвышающимися на них подводными горами и вулканическими островами. К ним относятся Азорское плато, массив Амстердам и некоторые другие поднятия. Особое положение занимает о. Исландия, представляющий собой крупный вулканический массив, образовавшийся на месте стыка рифтовой зоны срединно-океанического хребта и структур древнего континентального моста между Европой и Гренландией.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Система срединно-океанических хребтов на севере начинается с хр. Гаккеля, ширина которого соответствует небольшим размерам бассейна и не превышает 150—180 км. Вдоль его оси протягивается серия эшелонированных рифтовых долин, глубины в которых достигают 4000 м. С обеих сторон долины окаймляются несколькими параллельными грядами, высота их постепенно уменьшается по направлению к флангам от 2000 до 1000 м. Хребет рассечен многочисленными поперечными разломами, по которым наблюдаются местные смещения рифтовых структур на 50-75 км. В юго-восточной части бассейна, с приближением к континентальной окраине в районе Новосибирских островов, хребет снижается и погружается под аккумулятивный шлейф. С противоположной стороны, при входе в пролив между Гренландией и Шпицбергеном, хребет срезается системой крупных разломов, выраженных глубоким желобом Лены и другими депрессиями, по которым наблюдается ступенчатое левостороннее смещение рифтовых структур более чем на 450 км.

В Норвежско-Гренландском бассейне в систему срединно-океанических хребтов входят хребты Книповича, Мона и Колбейнсей (Исландский). На хр. Книповича рифтовая долина представлена в виде узкого желоба длиной более 550 км, где глубины составляют 3300—3500 м. Рифтовые гряды хорошо развиты к западу от долины, а к востоку от нее прослеживается лишь цепь отдельных вершин. Очевидно, восточная часть хребта оказалась захороненной под мощным аккумулятивным шлейфом баренцевоморской континентальной окраины.

На хр. Мона рифтовая долина выражена эшелонированными ложбинами с глубинами от 2800 до 3400 м. С обеих сторон они окаймлены хорошо развитыми рифтовыми грядами, наиболее высокие вершины которых имеют отметки глубин 600—1000 м.

В ряде мест хребет рассечен поперечными разломами, выраженными в рельефе, однако, недостаточно четко.

В районе о. Ян-Майен располагается ступенчатое плато с глубинами над ним 300—600 м, которое с севера и юга ограничено уступами и желобами поперечных разломов. Северный разлом лучше выражен, глубины в желобе достигают 3500—3800 м. Общее смещение рифтовых структур по обеим разломам составляет 220 км. Южнее простирается субмеридиональный хр. Колбейнсей, примерно посредине рассеченный поперечным разломом Спар, где глубины достигают более 1700 м. Глубины над гребнями хребта составляют 800—1200 м, а в рифтовых ложбинах — до 1600 м.

Рифтовая зона Исландии. Эта зона занимает особое положение в морфоструктуре дна океана и является соединительным звеном между срединно-океаническими хребтами Атлантического океана и Норвежско-Гренландского бассейна. Она протягивается через остров с северо-востока на юго-запад и выражена Центральным грабеном, выполненным четвертичными и современными вулканическими образованиями. С обеих сторон располагаются области развития неогеновых платобазальтов, изливавшихся в субаэральных условиях.

Центральному грабену свойственна современная тектоническая активность. Рельеф здесь представлен протяженными островерхими грядами, цепями вулканических конусов и тектоническими долинами, обрамленными сбросами. Эти структуры можно рассматривать как аналоги рифтовых долин и гряд срединно-океанического хребта. Типичными проявлениями современной тектоники Центрального грабена являются многочисленные, непрерывно образующиеся зияющие трещины (называемые гьярами), а также серии даек, пронизывающих лавовые покровы, что свидетельствует о процессах растяжения земной коры.

Исландия окружена островным шельфом, который почти повсеместно расчленен радиально расходящимися подводными долинами и желобами на ряд банок. Глубины на банках составляют 150—180 м, в долинах и желобах — от 250—300 до 400—500 м. На северном шельфе острова, где к побережью выходят структуры Центрального грабена, прослеживается левостороннее смещение форм подводного рельефа по субширотному разлому Тьёрнесс. От него на север через небольшой о. Колбейнсей протягивается цепь узких гряд, разделенных продольными ложбинами, переходящих далее в хр. Колбейнсей. У юго-западного побережья Исландии наблюдается аналогичная картина. От п-ова Рейкьянес на юго-запад через шельф простирается цепь подводных скал и гряд, разделенных узкими ложбинами, которые переходят далее в рифтовую зону хр. Рейкьянес.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Самое северное звено срединно-океанического хребта — хр. Рейкьянес — протягивается на юго-запад до 53° с. ш., где ограничивается субширотной зоной поперечных разломов Гиббс. Хре-

бет имеет четко выраженную рифтовую зону и фланги, но характер их строения меняется с севера на юг, как и ширина хребта, которая постепенно увеличивается от 550 до 900 км.

Вблизи Исландии гребневая зона хребта представляет собой массивный, ограниченный с обеих сторон крутыми уступами вал высотой 600—650 м. Вершина его с глубинами 900—1000 м расчленена многочисленными островерхими грядами, цепями небольших гор и ложбинами. Типичной рифтовой долины здесь нет, но отдельные, наиболее значительные ложбины с глубинами до 1100—1200 м могут рассматриваться как своего рода зачаточные ее формы. В обе стороны от вала простираются слабонаклонные волнистые равнины, образующие фланги хребта. Уступами высотой до 500 м они разделены на два уровня, располагающиеся соответственно на глубинах 1500—1600 и 2000—2500 м.

Южнее 60° с. ш. рельеф хр. Рейкьянес меняется. Рифтовая зона становится шире, расчлененность ее увеличивается, появляется четко выраженная рифтовая долина, где глубины достигают 2500—2900 м. Над гребнями рифтовых гряд глубины составляют 1600—1800 м. Фланговые зоны представлены непрерывным чередованием блоков и гряд высотой 500—800 м, ориентированных по простиранию хребта. На широтах 57 и 55° с. ш. хребет рассечен поперечными разломами с заметными смещениями по ним рифтовых структур.

Зона разломов Гиббс представлена двойной цепью желобов, из которых лучше выражены северные, где глубины достигают 3800—4200 м, а дно их выровнено. На их северном борту возвышается подводная гора Миниа с минимальной отметкой глубины 732 м. Смещение рифтовых структур по этой системе разломов превышает 350 км.

Северная часть Северо-Атлантического хребта (до Азорских островов) имеет ширину 1100—1400 км и образует дугу, выпуклую к востоку. Рифтовая зона представляет собой приподнятый над флангами на 1000—1500 м вал с сильно расчлененной поверхностью. Рифтовая долина образована серией эшелонированных ложбин, дно которых располагается на глубинах от 2500 до 4000 м. Вершины рифтовых гряд находятся на глубинах 1800—2000 м, а отдельные горы имеют минимальные отметки глубин менее 1000 м. Северная часть хребта во многих местах рассечена поперечными разломами, большинство которых четко выражены лишь в рифтовой зоне, а в пределы флангов простираются только наиболее крупные из них: это разломы Фарадея (49° с. ш.), Максвелла (48° с. ш.), Гумбольдта (42° с. ш.), Курчатова (41° с. ш.).

Фланги хребта представлены полого снижающимися поверхностями с глубинами от 3000 до 4500—5000 м, где распространен расчлененный блоково-грядовый рельеф. Встречаются отдельные подводные горы, наиболее крупными из которых являются Алтаир на западном фланге и Антиалтаир на восточном, высота их превышает 2500 м. Северо-восточнее Азорских островов восточный фланг хребта осложнен глыбовыми хребтами Палмера и Месяце-

ва. Хребет Палмера протягивается с северо-запада на юго-восток и разделен продольным желобом Кинг на два гребня. Плоское дно желоба имеет глубины от 4200 до 5300 м, а над гребнями глубины составляют менее 2500 м. Хребет Месяцева протягивается на северо-восток и представлен цепью гребней и подводных гор высотой более 2000 м.

Азорское плато, находящееся в точке тройного сочленения литосферных плит, имеет сложное строение. Наиболее крупные его вершины поднимаются над уровнем океана, образуя группу вулканических островов. Большинство островов (Сан-Мигел, Терсейра, Сан-Жоржи и др.) располагаются на плато в пределах восточного фланга хребта, поверхность которого осложнена грядами восток-юго-восточного простирания. На грядах возвышаются острова и мелководные банки (Азорская, Принцесс-Алис и др.). Разделяющие их желоба имеют корытообразную форму, а глубины составляют от 1200 до 3100 м. Южнее Азорских островов рифтовая зона рассечена широким поперечным желобом, от которого на запад и восток простираются трансформные разломы Западно-Азорский (Пику) и Восточно-Азорский.

Южная часть Северо-Атлантического хребта до экватора протягивается в виде огромной дуги, выпуклой к западу. Ширина хребта достигает 1600—1800 км и только в приэкваториальной зоне сокращается до 900 км. Рифтовая зона имеет интенсивное блоково-грядовое расчленение. Глубины в рифтовых долинах севернее 30° с. ш. составляют около 3000 м. а южнее увеличиваются до 3500—4000 м. По наблюдениям из подводных аппаратов по проекту ФАМОУС вдоль оси долин обычно протягивается цепь лавовых экструзий в виде конических холмов и гряд, что свидетельствует об активном современном и четвертичном вулканизме. Склоны долин, как правило, образованы крутыми ступенчатыми уступами, причем вблизи дна долин поверхности ступеней наклонены в сторону оси хребта, а на склонах окаймляющих гребней в противоположную сторону. Это объясняется, очевидно, тем, что на дне долин преобладают сбросы, тогда как на окаймляющих гребнях — взбросы, которые в основном и формируют блоковогрядовый рельеф рифтовой зоны [45]. Вершины рифтовых гряд располагаются на глубинах от 1800 до 2500 м, а отдельные горы (например, Колорадо, Марсала, Св. Павла) имеют минимальные отметки глубин от 150 до 800 м.

На всем протяжении от Азорского плато до экватора рифтовая зона и фланги хребта рассечены многочисленными поперечными разломами, имеющими вид глубоких желобов с выровненным дном. Крупные разломы протягиваются за пределы хребта в океанические котловины. Севернее 15° с. ш. разломы выражены в основном зонами интенсивного расчленения подводного рельефа, а южнее — крутыми протяженными уступами, сопряженными с узкими ложбинами, которые ограничивают смещенные относительно друг друга сегменты хребта. Наиболее изученными являются разломы Ошенографер (35° с. ш.), Атлантис (30° с. ш.), Кейн

(24° с. ш), Зеленого Мыса (14° 30′ с. ш), Вима (11° с. ш.), Вернадского (7—8° с. ш.), Сан-Паулу (1° 30′ с. ш.), Романш (на экваторе) и некоторые другие.

Смещения рифтовых структур по каждому из разломов составляют от 50—70 до 450—550 км, причем максимальные левосторонние смещения приурочены к разломам Вернадского, Сан-Паулу и Романш. Глубины в поперечных желобах изменяются от 4500 до 5200 м, а в желобе Романш достигают максимального для всего хребта значения — 7856 м. Окаймляющие их гребни имеют обычно асимметричный профиль, так как внешние склоны заметно положе внутренних, обращенных к желобам. Продольными рифтовыми структурами гребни расчленены на блоки, что хорошо видно на примере разлома Атлантис, изученного экспедицией на НИС «Академик Курчатов» (рис. 14).

Фланги южной части Северо-Атлантического хребта повсеместно имеют блоково-грядовое расчленение с ориентировкой гряд по простиранию хребта, за исключением зон поперечных разломов. Высоты гряд составляют от 300 до 800 м. Местами возвышаются

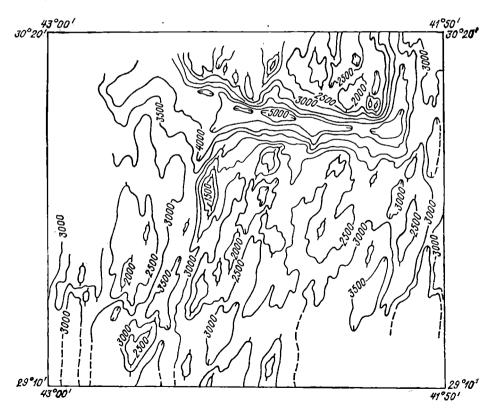


Рис. 14. Батиметрическая карта полигона на Атлантическом хребте в районе разлома Атлантис.

подводные горы высотой от 1500 до 4000 м, причем на западном фланге преобладают небольшие горы, а на восточном, особенно к югу от Азорских островов, — более крупные. Здесь располагается вытянутая на юго-восток цепь плосковерхих гор Атлантис, Плейто, Крузер, Грейт-Метеор и других с минимальными глубинами от 265 до 375 м.

Южно-Атлантический хребет от экватора до о. Буве постепенно сужается от 1800 до 900 км. Рифтовая зона развита хорошо. Глубины в рифтовых долинах составляют от 3500 до 4300 м, а над гребнями рифтовых гряд — в основном 2500—2800 м, хотя отдельные вершины поднимаются значительно выше. Встречаются также подводные горы. Наиболее крупными вулканическими сооружениями являются острова Вознесения и Буве, находящиеся в зонах пересечения хребта трансформными разломами.

Таких разломов на Южно-Атлантическом хребте наблюдается большое количество, причем наиболее крупные из них простираются через фланги хребта в пределы океанических котловин. К ним относятся разломы Чейн (1° 30′ ю. ш.), Вознесения (7° ю. ш.), Св. Елены (17° ю. ш.), Хотспер (19° ю. ш.), Мартин-Вас (22° ю. ш.), Риу-Гранди (33° ю. ш.), Гоф (40° ю. ш.), Фолклендский (46° ю. ш.) и Буве (54—55° ю. ш.). Глубины в поперечных желобах составляют 4500—4800 м, а в разломах Чейн и Буве — до 5200—5500 м. Максимальные смещения рифтовых структур — до 220—300 км — наблюдаются вдоль разломов Чейн, Вознесения и Буве.

Фланги Южно-Атлантического хребта на всем протяжении имеют блоково-грядовое расчленение, с ориентировкой гряд преимущественно по простиранию хребта. На восточном фланге в районе островов Св. Елены и Тристан-да-Кунья располагаются слабо приподнятые расчлененные плато с глубинами около 4100 и 3800 м соответственно. На их поверхности возвышаются подводные горы Багратиона, Кутузова, Бонапарта и ряд других. Кроме того, на восточном фланге встречаются такие крупные подводные горы, как Крауфорд, Курчатова, Макниш, Адмирал Ценкер (высотой 3000—3500 м), а также вулканический о. Гоф.

Африканско-Антарктический хребет имеет ширину не более 750 км. Он рассечен серией косопоперечных разломов, ориентированных на северо-восток, по которым смещаются ступенчато разделяемые ими сегменты хребта. Глубины в рифтовых долинах составляют от 3000 до 4500 м, а в северо-восточной части хребта, вблизи островов Принс-Эдуард, — более 5000 м. Вершины рифтовых гряд находятся на глубинах в основном 2000—2500 м. Фланги образованы постепенно снижающимися в обе стороны от оси поверхностями с блоково-грядовым расчленением.

ИНДИИСКИИ ОКЕАН

От района островов Принс-Эдуард протягивается Западно-Индийский хребет, имеющий ширину не более 550 км. Система рифтовых долин представлена эшелонированными ложбинами, где

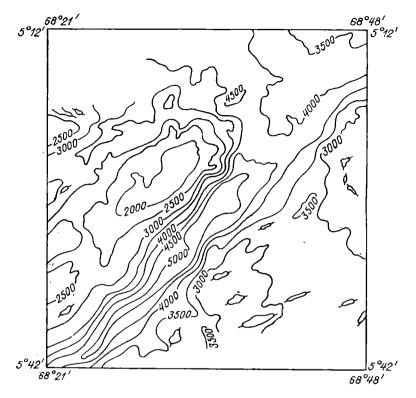


Рис. 15. Батиметрическая карта полигона в южной части Аравийско-Индийского хребта (по В. Ф. Канаеву [1979 г.]).

глубины составляют от 3200 до 4500 м, а на отдельных участках — более 5000 м (рис. 15). Вершины рифтовых гряд находятся на глубинах от 2000 до 3000 м, местами — менее 2000 м (особенно севернее островов Принс-Эдуард).

Западно-Индийский хребет рассечен многочисленными косопоперечными разломами преимущественно субмеридионального простирания. Наиболее крупные из них протягиваются в пределы прилегающих океанических котловин; например, разлом Принс-Эдуард проникает в Мозамбикскую котловину. Глубины в поперечных желобах достигают 5800—6300 м. Смещения рифтовых структур по каждому из разломов составляют 90—130 км.

Центральный массив, находящийся в районе сочленения трех ветвей срединно-океанических хребтов, представляет собой приподнятое плато, глубины над которым составляют от 1700 до 3400 м. Поверхность его осложнена грядами и ложбинами перекрещивающихся северо-западного и северо-восточного простираний. К западу от массива протягивается короткий глыбовый хребет, на котором возвышается вулканический о. Родригес.

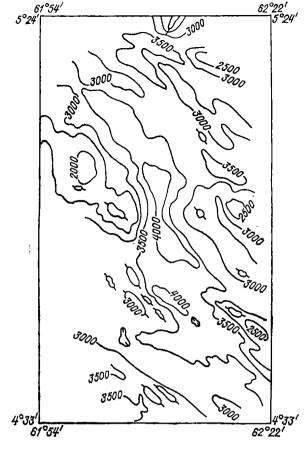


Рис. 16. Батиметрическая карта полигона в северной части Аравийско-Индийского хребта (по В. Ф. Қанаеву [1979 г.]).

Аравийско-Индийский хребет шириной до 850 км делится на две части — южную и северную, различающиеся простиранием и характером расчленения подводного рельефа [22]. В южной части, имеющей субмеридиональное простирание, большую роль играют многочисленные косопоперечные разломы и сопряженные с ними ориентированные в северо-восточном направлении. Наиболее крупные разломы, такие как Мария-Целеста (17° ю. ш.). Арго (14° ю. ш.), Вема (9° ю. ш.), Витязь (5° 30′ ю. ш.), имеют вид глубоких (более 5000 м) желобов и простираются за пределы хребта в океанические котловины. Максимальная глубина 6492 м отмечена в желобе Вема. Однако на относительно небольших участках хребта, расположенных между этими разломами, наблюдается субмеридиональное или северо-западное простирание рифтовых структур (рис. 16). Глубины в рифтовых долинах составляют более 3500 м, а над рифтовыми грядами — от 2500 до 3000 м. Отдельные подводные горы поднимаются значительно выше.

Северная часть Аравийско-Индийского хребта имеет северо-западное простирание. Для нее характерно наличие протяженных блоково-грядовых структур в рифтовой зоне и на флангах. Поперечные нарушения встречаются редко и выражены лишь в пределах рифтовой зоны. Глубины в рифтовых долинах составляют более 3500 м. местами — до 4000—4200 м. а над окаймляющими рифтовыми грядами — в основном 2300—2800 м. На 10° с. ш. хребет рассекается крупным поперечным разломом Оуэн, общая протяженность которого, включая хребты Чейн и Меррея в прилегающих котловинах, достигает 2800 км. В пределах срединно-океанического хребта разлом представлен системой чередующихся параллельных гребней и желобов. Глубины в желобах достигают более 4000 м (максимальная глубина 5803 м), а над гребнями составляют от 2500 до 3500 м. Самой крупной вершиной является плосковерхая гора Эррор с минимальной глубиной 368 м. Смещение рифтовых структур по разлому составляет 330 км.

В сторону Аденского залива северо-западное простирание хребта постепенно переходит в субширотное, с небольшими смещениями в зоне поперечных нарушений в районе о. Сокотра. При входе в залив хребет рассекается разломом Алула-Фартак, выраженным в виде желоба с глубиной до 5360 м. Далее хребет занимает почти всю ширину глубоководной части Аденского залива, постепенно сужаясь при сближении его берегов, а рифтовые структуры ступенчато смещаются по серии левосторонних поперечных нарушений. Глубины в рифтовой долине и поперечных желобах постепенно уменьшаются к западу от 4000 до 2000 м, а над гребнями от 2000 до 1500 м. В самой западной части залива Срединно-Аденский хребет переходит в рифтовый желоб Таджура с глубинами 1500-1600 м, структуры которого затем продолжаются на суще и соединяются с континентальной рифтовой сточной Африки.

Далее рифтовая система протягивается вдоль оси Красного моря, где она представлена рифтовой долиной и окаймляющими грядами, пересеченными в ряде мест косопоперечными разломами. Дно рифтовой долины располагается в основном на глубинах 1500—1800 м, а во впадинах Нереис, Тетис, Атлантис-2, Дисковери, Суакин и других, находящихся на пересечениях с разломами, глубины достигают 2200—2800 м. В некоторых впадинах обнаружены горячие рассолы, свидетельствующие об активной гидротермальной деятельности. Дно рифтовой долины, как показывают детальные съемки и подводные наблюдения по программе ПИКАР, осложнено многочисленными вулканическими (экструзивными) холмами и грядами высотой 100—300 м, а также сбросовыми вертикальными уступами и зияющими трещинами, свидетельствующими о процессах растяжения земной коры.

На Центральноиндийском хребте, имеющем ширину 750— 900 км, рифтовая зона выражена недостаточно четко. Рифтовые долины представлены последовательно расположенными ложбинами с глубинами до 3500—3800 м, а гребни рифтовых гряд находятся на глубинах от 2200 до 2800 м, причем заметно общее уменьшение глубин к юго-востоку. В нескольких местах хребет рассечен поперечными разломами, которые выражены желобами и сопряженными с ними грядами. Глубины в поперечных желобах достигают более 4000 м.

В районе вулканических островов Амстердам и Сен-Поль располагается ступенчатое плато с глубинами над ним менее 3000 м, отдельные блоки которого подняты еще на 500—1000 м. Его поверхность осложнена грядами субмеридионального и северо-западного простираний, а также отдельными подводными горами. Плато ограничено с северо-западной и юго-западной сторон крутыми уступами и сопряженными с нимп желобами, образованными вдоль поперечных разломов.

Австрало-Антарктическое поднятие отличается от остальных срединно-океанических хребтов некоторыми особенностями строения подводного рельефа. Ширина его достигает 1100—1700 км, постепенно возрастая к юго-востоку. Рифтовая зона выделяется слабо, а рифтовая долина либо отсутствует, либо представлена одной или несколькими параллельными неглубокими ложбинами. Глубины над гребнями в осевой зоне составляют от 2300 до 3000 м, а на флангах постепенно увеличиваются, достигая вблизи границ хребта более 3500 м. Поперечных нарушений хребта до меридиана 120° в. д. практически не наблюдается. Однако на участке между 120 и 128° в. д. хребет рассекается Австрало-Антарктической зоной поперечных разломов, состоящей из чередующихся параллельных желобов и гребней. Глубины в желобах достигают более 4000 м (максимальная глубина 5456 м), а над гребнями составляют 3200—3800 м, местами — менее 3000 м.

Восточнее этой зоны разломов поднятие в целом имеет те же черты строения, что и западнее зоны. Вдоль оси местами прослеживается неглубокая рифтовая долина. Восточнее 136° в. д. хребет рассекается несколькими поперечными разломами, по которым он ступенчато смещается к югу. Наиболее значительные разломы отмечаются на 140 и 150° в. д. Глубины в поперечных желобах достигают более 4000 м.

ТИХИЙ ОКЕАН

К югу от хр. Маккуори (юго-западнее Новой Зеландии) располагается крупный массив, глубины над которым составляют 2000—2500 м, а отдельные вершины поднимаются еще выше. Массив служит естественной границей между срединно-океаническими хребтами Индийского и Тихого океанов. Восточнее его простирается Южно-Тихоокеанское поднятие шириной от 750 до 1700 км. Рифтовая зона на поднятии выделяется недостаточно четко. Вдоль ее оси прослеживается либо неглубокая рифтовая долина, либо относительно высокий осевой гребень, окаймленный боковыми

ложбинами, где глубины составляют 2500—2800 м. В обе стороны от рифтовой зоны простираются наклонные поверхности флангов с характерным блоково-грядовым расчленением. Южный фланг поднятия в западной части осложнен крупными подводными горами и вулканическими островами Баллени и Скотта.

Южно-Тихоокеанское поднятие рассечено многочисленными поперечными разломами, имеющими северо-западное простирание. Большинство разломов выходят за пределы хребта в океанические котловины. К ним относятся разломы Баллени (155° в. д.), Скотта (178° в. д.), Эндевр (164° з. д.), Удинцева (144—145° з. д.) и др. Они выражены в рифтовой зоне глубокими желобами, сопряженными с окаймляющими гребнями, по которым наблюдается правостороннее смещение рифтовых структур на расстояния от 90 до 280 км. Глубины в поперечных желобах достигают 4000—4500 м и более.

В районе 55° ю. ш. срединно-океанический хребет пересекает грандиозная система разломов Элтанин шириной около 450 км, являющаяся границей между Южно-Тихоокеанским и Восточно-Тихоокеанским поднятиями. Она состоит из нескольких параллельных разломов (Хизена, Тарп и др.) различной протяженности, по которым наблюдается общее правостороннее смещение рифтовых структур до 900 км. Глубины в поперечных желобах достигают более 5000 м (максимальная глубина в разломе Хизена 5980 м), а над гребнями составляют от 2000 до 3500 м.

Севернее зоны разломов Элтанин протягивается Восточно-Тихоокеанское поднятие шириной до 1900 км, которое далее постепенно сужается до 550 км. Строение рельефа почти на всем протяжении хребта однотипное. Рифтовая долина практически нигде не выделяется и замещена осевым гребнем, окаймленным боковыми неглубокими ложбинами и сериями параллельных рифтовых гряд. Глубины в рифтовой зоне к югу от о. Пасхи составляют в основном от 2500 до 2800 м, хотя отдельные вершины имеют минимальные отметки глубин 1400—1600 м. Севернее о. Пасхи глубины в рифтовой зоне увеличиваются, составляя 3000—3300 м, но отдельные вершины также поднимаются до уровня глубин 1600—1800 м. На флангах Восточно-Тихоокеанского поднятия глубины постепенно увеличиваются в обе стороны, достигая 4000—4300 м, а на широте о. Пасхи — не более 3800 м [9].

Восточно-Тихоокеанское поднятие также рассечено многочисленными разломами, по которым средняя его часть испытывает преимущественно левосторонние, а южная и северная части — правосторонние смещения, величины которых по каждому из разломов составляют от 90 до 180 км, а по разлому Пасхи — до 750 км. Большинство разломов локализованы в пределах поднятия, но наиболее крупные протягиваются далеко в океанические котловины. К ним относятся разломы Менард (50° ю. ш.), Агассиз (42° ю. ш.), Челленджер (35° ю. ш.), Пасхи (25—27° ю. ш.) и некоторые другие, причем зоны разломов Челленджер и Пасхи представляют собой целые системы из параллельных желобов,

вребней и уступов. Глубины в поперечных желобах в рифтовой зоне составляют 3500—3800 м, а на флангах достигают 5000—5500 м. В желобе Курчатова, находящемся на западном продолжении зоны разломов Челленджер, зафиксирована максимальная глубина для этого района — 6500 м [16].

К востоку от зоны разломов Челленджер протягивается Чилийская зона разломов, ориентированная под некоторым углом к первой и сочлененная с ней кулисообразно: отдельные структуры заходят друг за друга, создавая сложное их переплетение. К юговостоку от Чилийской зоны разломов простирается Чилийское поднятие, вдоль оси которого прослеживается прерывистая рифтовая долина с глубинами более 4000 м, тогда как над окаймляющими грядами глубины составляют 2100—2800. В обе стороны от оси располагаются наклонные поверхности флангов, глубины над которыми постепенно увеличиваются до 4000—4200 м. Во многих местах поднятие рассечено поперечными разломами субширотной ориентации, по которым наблюдается ступенчатое левостороннее смещение его структур. Наибольшее смещение — до 200 км — отмечается по разлому Фернандес (42° ю. ш.).

На широте островов Галапагос находится сложная система сочленения трех рифтовых зон: Восточно-Тихоокеанской, Альбатрос и Галапагосской. Срединно-океанический хребет здесь рассечен Галапагосской зоной разломов, простирающейся на запад далеко в пределы Северо-Восточной котловины, а к востоку расщепляющейся на две ветви — к о. Кокос и к островам Галапагос. В месте расщепления разлом выражен желобом Хесса с максимальной глубиной 5469 м (рис. 17). Северо-восточная ветвь постепенно выклинивается, а восточная достигает района островов Галапагос и протягивается далее в пределах Панамской котловины. На всем протяжении Галапагосская рифтовая зона рассечена локальными поперечными нарушениями, по которым наблюдаются небольшие левосторонние смещения [74].

К северу от точки тройного сочленения простирается поднятие Альбатрос, которое по своему строению аналогично Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Глубины в рифтовой зоне в южной части составляют около 3000 м, а к северу уменьшаются до 2700—2800 м. Отдельные вершины имеют минимальные отметки глубин от 1800 до 2500 м. На западном фланге встречаются крупные подводные горы высотой 2000—3000 м и вулканические острова Клипнертон и Ревилья-Хихедо. Южнее их располагается цепь подводных гор Математиков.

Поднятие Альбатрос рассечено серией поперечных разломов, по которым наблюдаются левосторонние смещения рифтовых структур. К ним относятся разломы Сикейрос (8° с. ш.), Клиппертон (11° с. ш.), Ривера (19—20° с. ш.), Тамайо (при входе в Калифорнийский залив) и др. Наибольшее смещение рифтовых структур приурочено к разлому Ривера — более 450 км, по другим разломам смещение не превышает 100 км. В пределах Калифорнийского залива рифтовые структуры ступенчато смещаются по

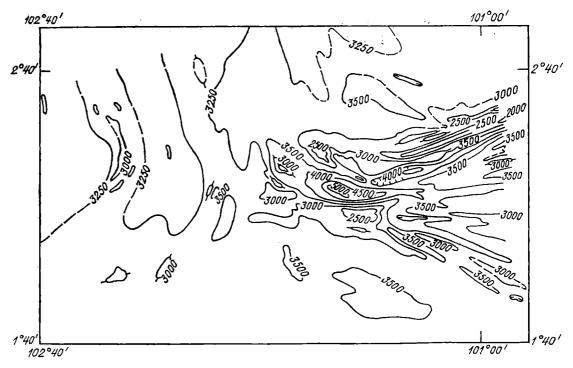


Рис. 17. Батиметрическая карта полигона на Восточно-Тихоокеанском поднятии в районе желоба Хесса (по А. В. Живаго [1979 г.]).

серии поперечных нарушений, выраженных сбросовыми уступами, которые делят дно залива на ряд небольших замкнутых котловин с глубинами 2200—2600 м.

Далее рифтовая зона переходит на континент, пересекает западную часть США и вновь появляется на дне океана в районе разлома Мендосино. Общее левостороннее смещение рифтовых структур с континента на дно океана достигает здесь 1100 км. От разлома Мендосино в субмеридиональном направлении простирается короткий хр. Горда, который на 43° с. ш. срезается поперечным разломом Бланко, где рифтовые структуры смещены к северо-западу почти на 350 км. Далее к северу протягивается хр. Хуанде-Фука, достигающий континентальной окраины в районе о. Ванкувер, где рифтовая зона выклинивается. Вдоль оси этих хребтов почти везде прослеживаются глубокие рифтовые долины, окаймленные сериями рифтовых гряд. На хр. Горда глубины в рифтовой долине составляют более 3000 м, над грядами — от 1500 до 2500 м; на хр. Хуан-де-Фука — соответственно около 2800 и 2000 м [50].

РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА И СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Рельеф поверхности фундамента, как известно, определяет морфоструктуру дна океана. Соответствие рельефа поверхности фундамента и рельефа дна океана указывает на решающую роль эндогенных процессов в формировании последнего. С другой стороны, осадконакопление, которое является наиболее мощным экзогенным рельефообразующим фактором на дне океана, играет существенную роль в выравнивании первичного рельефа. Накопление осадков последовательно приводит к заполнению понижений, облеканию неровностей коренного рельефа и в конечном счете к выравниванию дна океана. Воздымание океанического дна, напротив, ведет к размыву отложений и обнажению коренных пород. Поэтому изучение рельефа поверхности фундамента и структуры осадочной толщи позволяет выявлять направленность и темпы вертикальных тектонических движений в океанических областях, приведших к формированию современного морфоструктурного плана дна океана.

ОБЩАЯ СХЕМА

Геолого-геофизические исследования последних десятилетий, особенно сейсмические работы методом отраженных волн (МОВ) и глубоководное бурение, принесли результаты, позволяющие составлять карты рельефа фундамента и мощностей осадочного чехла с различной степенью детальности, а также выявлять закономерности их строения. Были установлены черты, характерные и общие для основных морфоструктур дна океана: континентальных окраин, сложных переходных зон и ложа океана со срединно-океаническими хребтами.

Поверхность фундамента на континентальных окраинах, включая шельф и континентальный склон, как и в платформенных областях суши, образована денудационным срезом пород складчатометаморфических комплексов различного возраста. В районах выхода к побережьям древних платформ этот складчато-метаморфический фундамент имеет докембрийский возраст. В зонах распространения палеозойских складчатых структур (каледонид и герцинид) фундамент более молодой — от силурийского до пермского. Его поверхность повсеместно перекрыта толщей ненарушен-

ных или слабо дислоцированных осадков, резко отличающихся по своей структуре от пород фундамента, вследствие чего граница между ними четко отбивается на сейсмических разрезах.

На активных континентальных окраинах и островных дугах переходных зон, как показывают данные геологических исследований и бурения, поверхность фундамента образована денудационным срезом мезо-кайнозойского складчато-метаморфического и вулканогенного комплексов, часто деформированных в результате неотектопических движений. На дне котловин краевых морей фундамент, как правило, представлен позднемеловыми и палеогеновыми покровами базальтов, что подтверждается материалами глубоководного бурения. Граница между поверхностью этих слоев и вышележащих ненарушенных, нормально образованных осадков очень хорошо выделяется на сейсмических разрезах.

На ложе океанов, включая срединно-океанические хребты, поверхность фундамента, как свидетельствуют данные сейсмического профилирования и глубоководного бурения, образована кровлей второго (океанического) слоя земной коры, сложенного в основном базальтами различного возраста. Местами, правда, поверхность фундамента (выделяемого по данным НСП) представлена плотными осадочными, преимущественно карбонатными породами с прослоями кремней, залегающими непосредственно на вулканогенных породах, однако мощность их невелика.

Возраст базальтов фундамента закономерно увеличивается в обе стороны от оси срединно-океанических хребтов от неоген-четвертичного в рифтовых зонах до позднеюрско-мелового вблизи континентальных окраин [72]. Граница между поверхностью океанического фундамента и залегающими выше ненарушенными осадками повсеместно (за исключением периферийных частей котловин, где мощность осадков превышает 2 км) регистрируется при сейсмопрофилировании в виде четко выраженного горизонта В. При сейсмических исследованиях МОВ и МПВ этот горизонт выделяется по граничной скорости продольных волн около 4,5 км/с.

Рассмотрение карты рельефа поверхности фундамента дна океанов, составленной по различным данным (рис. 18, вкладка), приводит к выводу, что общая схема его строения на океаническом ложе и в переходных зонах практически совпадает с морфоструктурным планом современного подводного рельефа. Здесь прослеживаются структуры фундамента, соответствующие всем основным морфоструктурам дна океана, таким как срединно-океанические хребты, океанические котловины, глыбовые хребты, возвышенности, плато, хребты островных дуг, глубоководные желоба, котловины морей переходных зон. В то же время в соответствии с распределением мощностей осадочного чехла увеличивается разница в глубинах рельефа дна океана и рельефа поверхности фундамента по мере удаления от оси срединно-океанических хребтов. Заметно усиливаются контрасты рельефа поверхности фундамента переходных зон по сравнению с амплитудами глубин современного рельефа. И естественно, с повышением мощностей осадочного чехла на дне океанов все более заметна разница в расчлененности рельефа поверхности фундамента и современного подводного рельефа океанических котловин.

На континентальных окраинах, в отличие от ложа океана, рельеф поверхности фундамента большей частью не согласуется с современным подводным рельефом. Здесь на месте относительно однообразных, слабо расчлененных равнин шельфов располагаются продольные и поперечные депрессии (синеклизы) в поверхности фундамента с глубинами до нескольких километров, между которыми протягиваются широкие антиклинальные или глыбовые поднятия. С внешней (морской) стороны эти окраинно-континентальные зоны глыбового рельефа почти повсеместно окаймлены предконтинентальными прогибами, где глубины достигают 8—10 км. Прогибы располагаются под современными континентальными склонами и наклонными равнинами континентальных подножий, захватывая местами и внешние части шельфов.

По геофизическим данным для осадочной толщи на дне океанов характерен широкий диапазон скоростей продольных сейсмических волн — от 1,4 до 4,5 км/с. При этом в спектре распределения скоростей выделяется максимум со значениями 1,7—1,8 км/с, указывающий на преобладание и широкое распространение рыхлых осадков на ложе океана. Такие же значения скоростей наблюдаются при непосредственных измерениях в колонках донных осадков и в кернах глубоководного бурения [61].

Как известно, осадочная толща на дне океанов расчленяется обычно по изменению сейсмических скоростей, а следовательно по плотности, на три основных слоя: рыхлые осадки (1,4—2,0 км/с), полууплотненные осадки (2,0—3,0 км/с), уплотненные осадки и осадочные породы (3,0—4,5 км/с). Исследования кернов глубоководного бурения показали, что к рыхлым осадкам относятся терригенные и биогенные илы и глубоководные глины; к полууплотненным осадкам — литифицированные илы, мергели, вулканические пеплы, рыхлые известняки; к уплотненным осадкам — плотные известняки, кремни, песчаники, глинистые сланцы.

Как правило, в разрезе осадочной толщи с глубиной увеличиваются плотность и степень литификации осадков, т. е. наблюдается почти постепенный переход от рыхлых осадков к осадочным породам. Эта картина нарушается, однако, наличием прослоев относительно более плотных пород, создающих характерную слоистость, обнаруживаемую при сейсмопрофилировании. Наиболее четко выраженным и широко распространенным является горизонт А, который обычно отделяет вышележащие рыхлые осадки от нижележащих полууплотненных и уплотненных отложений. Он образован преимущественно прослоями кремней эоценового возраста, но местами представлен прослоями турбидитов или литифицированных осадков, имеющих возраст от позднемелового до палеоценового.

По характеру структуры осадочная толща на дне океанов делится на три типа: а) акустически прозрачные осадки, где отсут-

ствуют заметные отражающие границы; б) стратифицированные осадки с большим числом протяженных отражающих границ; в) опаковые осадки (от англ. ораque — непрозрачный) — акустически непрозрачные, с мощными реверберационными отражениями, большими коэффициентами поглощения и рассеяния. Первый тип характерен в основном для рыхлых осадков, особенно для верхней их части. Второй и третий типы распространены в полууплотненных и уплотненных отложениях, но местами второй тип встречается и в нижней части рыхлых осадков [10].

Таким образом, толща рыхлых, преимущественно акустически прозрачных осадков, залегающая выше горизонта А, представлена кайнозойскими отложениями, распространенными на ложе океанов практически повсеместно. Полууплотненные и уплотненные отложения имеют юрско-меловой возраст и занимают значительно меньшие пространства на дне океанов; они встречаются в нижней части осадочного разреза океанических котловин и особенно вблизи континентальных окраин. Мощность осадочного чехла и возраст базальных горизонтов, как и возраст пород фундамента, закономерно увеличиваются от оси срединно-океанических хребтов к континентальным окраинам, что является наиболее характерной чертой в распределении осадков на ложе океана [24].

На континентальных окраинах строение осадочной толщи иное. Здесь наблюдаются значительные различия от места к месту структуры и мощности осадков, что подчеркивает гетерогенность геологического строения континентальной коры. В осадочном разрезе преобладают уплотненные отложения, вследствие чего методика работ НСП позволяет изучать структуру лишь его верхней части. Сведения о глубинном строении осадочного чехла получены в основном сейсмическими работами МПВ и бурением на побережьях и шельфе.

Согласно этим данным недислоцированные или слабо дислоцированные отложения на континентальных окраинах имеют, как правило, возраст от триасово-юрского до кайнозойского, но в некоторых прогибах в основании осадочной толщи встречаются и нижнепалеозойские отложения. На относительно узких шельфах вдоль открытых побережий пачки осадочных пород и осадков залегают обычно моноклинально, с наклоном в сторону океана, причем более древние слои имеют больший наклон, чем вышележащие молодые [56]. Это обусловлено длительным погружением континентальных окраин в мезо-кайнозое. На широких шельфах строение осадочного чехла более сложное; здесь чередуются прогибы поверхности фундамента, выполненные мощной толщей отложений, и поднятия, где мощность чехла заметно сокращается.

В переходных зонах на подводных склонах хребтов островных дуг и на континентальных окраинах прослеживается моноклинальное залегание осадков, возраст которых, как правило, не выходит за пределы неогена. В котловинах краевых морей и внутриконтинентальных бассейнов залегают толщи кайнозойских (местами и верхнемеловых) отложений, выполняющих чашеобразные впадины

ТАБЛИЦА 3 Объемы осадочного чехла в океанах

Основные морфоструктуры	Площадь, млн. км²	Средняя мощность, к!	Объем	
			млн. км ^з	%
Континентальные окраины Предконтинентальные прогибы Переходные зоны Океанические котловины Срединно-океанические хребты	59 15 33 192 62	2-4 2-5 1-4 0,5-1,0 0,1-0,3	180 50 85 142 13	38,3 10,6 18,1 30,2 2,8
Мировой океан	361	1,3	470	100

поверхности фундамента. Верхняя часть толщ представлена рыхлыми слоистыми осадками, нижняя — полууплотненными и уплотненными отложениями.

Общая картина распределения осадочного покрова в океанах видна на карте мощностей осадков, составленной по материалам исследований советских и зарубежных экспедиций, по картографическим и литературным источникам (рис. 19, вкладка). По этой карте рассчитаны объемы осадков (табл. 3). Как видно из таблицы, общий объем позднемезозойско-кайнозойских отложений в океанах достигает 470 млн. км³. Однако они распределены далеко не равномерно. Наибольшее количество осадков сосредоточено в океанических котловинах и на континентальных окраинах, но площадь континентальных окраин почти в 4 раза меньше, чем океанических котловин. Кроме того, в котловинах около 2/3 объема осадков находится вблизи континентальных окраин. Все это указывает на весьма существенную роль терригенного сноса с континентов в формировании осадочной толщи океанов.

Заметно меньше осадков наблюдается в переходных зонах, причем большая часть их сосредоточена в котловинах окраинно-континентальных и внутриконтинентальных морей. И совсем мало осадков в пределах срединно-океанических хребтов, хотя их площадь почти в 2 раза превышает площадь переходных зон. Это свидетельствует о молодости хребтов, где не успел сформироваться сколько-нибудь значительный осадочный чехол.

Отмеченные особенности распределения мощностей и возраста осадочной толщи на дне океанов указывают на то, что ее образование происходило, очевидно, в условиях раздвижения литосферных плит от оси срединно-океанических хребтов. При этом молодые отложения занимали все большие площади по сравнению с нижележащими древними, однако общий характер распределения

мощностей оставался практически тем же, что может указывать на единую направленность развития дна океанов в течение мезокайнозойского цикла раздвижения литосферных плит.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Обширные шельфы Арктического бассейна отличаются сложным блоковым строением поверхности фундамента, погруженного на различную глубину. В пределах евразийского шельфа выделяются широкие поперечные и краевые поднятия фундамента, где он подходит близко к поверхности дна или имеет глубины не более 2—3 км. к которым приурочены морфоструктуры островов Шпицберген, Земля Франца-Йосифа, Новая Земля, Северная Земля, Новосибирские и Врангеля. Между ними располагаются крупные депрессии, занимающие южные и центральные части морей Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского и Чукотского. Они связаны с прилегающими синеклизами суши — бассейнами Печорским, Обско-Енисейским, Қолымским. В наиболее погруженных частях депрессий, особенно в западных районах, глубины поверхности фундамента достигают 6—10 км и более. В краевых зонах шельфа, как правило, протягиваются своего рода пороги, где глубины поверхности фундамента несколько уменьшаются. С внешней стороны пороги окаймлены сериями сбросовых уступов, по которым поверхность фундамента опускается к подножию континентального склона, где она переходит в предконтинентальные прогибы [15].

Особое положение занимает шельф моря Лаптевых, через который протягивается континентальное продолжение рифтовой зоны хр. Гаккеля. В рельефе поверхности фундамента здесь выделяются субмеридиональные желоба — центральный и два боковых, где глубины достигают 3—4 км. Между желобами и по их краям располагаются поднятия с глубинами менее 1 км. Лишь в юго-западной прибрежной части моря прослеживается относительно небольшая депрессия в поверхности фундамента, аналогичная другим платформенным депрессиям арктического шельфа.

В районе Канадского Арктического архипелага поверхность фундамента также имеет характерный ступенчато-глыбовый рельеф, обусловленный наличием поднятий, на которых возвышаются многочисленные острова и их структурные ядра, и депрессий, опущенных по сериям сбросов на глубины до нескольких километров. Наиболее обширными являются депрессии, занятые Гудзоновым заливом и морем Баффина. Относительно крупные размеры имеет депрессия в море Бофорта, сливающаяся с прогибом Чукотского моря.

В Норвежско-Гренландском бассейне вдоль побережий Гренландии и Шпицбергена поверхность каледонского складчатого фундамента полого опускается к подножию континентального склона;

местами ее нарушают сбросовые уступы. В районе Датского пролива протягивается краевой прогиб с глубинами 2—3 км, который отделяет от континентальной окраины Гренландии о. Исландию и Исландское плато. В пределах плато фундамент, сложенный базальтами, имеет глубины более 2 км, а поверхность его осложнена уступами и грядами северо-восточного простирания.

Южнее Датского пролива, вдоль юго-восточного и юго-западного побережий Гренландии поверхность докембрийского фундамента образует краевое плато с глубинами менее 1 км, поверхность которого имеет мелкоблоковое расчленение. С внешней стороны плато обрывается крутым, ступенчатым уступом к предконтинентальному прогибу, где глубины достигают 5—6 км. Вдоль побережья Норвегии поверхность каледонского фундамента, обнажающаяся в прибрежной зоне, в желобах круто погружается к обширному прогибу, где глубины достигают 8—9 км. Прогиб продолжается далее к югу, заходя в пределы Северного моря. Под Норвежским краевым плато располагается поднятый блок фундамента с глубинами менее 2 км, который отделяет шельфовый прогиб от ложа Норвежского моря.

Осадочный покров евразийского и канадского арктических шельфов представляет собой типичный платформенный чехол, состоящий из нескольких структурных комплексов субгоризонтально залегающих осадочных пород. Общая мощность отложений колеблется в зависимости от рельефа фундамента от 1-2 до 8-10 км. Большую часть разреза составляют палеозойские и мезозойские отложения, причем мощность палеозойских отложений заметно увеличивается в крупных депрессиях фундамента. Кайнозойские отложения имеют сравнительно небольшую мощность, не превышающую обычно 1 км. Рифтогенные желоба моря Лаптевых заполнены осадками позднемелового и кайнозойского возраста общей мощностью до 4 км. На континентальном склоне Арктического бассейна слои осадков залегают моноклинально, с наклоном к подножию континентального склона, где их мощность заметно возрастает, особенно в предконтинентальных прогибах. В море Баффина мощность осадков на окружающем его впадину шельфе и континентальном склоне невелика и колеблется в зависимости от неровностей рельефа фундамента. Однако на дне впадины мощность осалочного чехла возрастает до 2-3 км.

На континентальных окраинах Норвежско-Гренландского бассейна осадочный чехол залегает в виде клина, мощность которого возрастает к внешней части шельфа. В предконтинентальных прогибах мощность осадков достигает 3—4 км. На шельфе Норвегии осадочный чехол, заполняющий краевой прогиб, имеет мощность 6—9 км, причем кайнозойские отложения составляют не более 2 км. Во внешней части Норвежского краевого плато мощность осадков сильно сокращается в результате поднятия фундамента. Здесь в скв. 338 глубоководного бурения на глубине 437 м от поверхности дна под нижнемиоценовыми терригенными отложениями были обнаружены покровы базальтов, излившихся, очевид-

но, во время погружения плато в палеогене. Малые мощности осадков, не более 0,5—0,6 км, наблюдаются на Исландском плато, причем заметно увеличение возраста базальных отложений с удалением от хр. Колбейнсей от плиоценового до олигоценового (скв. 346—351).

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Вдоль побережий Лабрадора и Ньюфаундленда в прибрежной зоне фундамент имеет неглубокое залегание. Рельеф его неровный, с мелкогрядовым расчленением. В средней части шельфа поверхность фундамента по серии крутых уступов погружается к предконтинентальному прогибу, где глубины достигают более 8 км. На широте пролива Белл-Айл прогиб осложнен поперечными структурами, находящимися на продолжении широтного разлома Гиббс и, вероятно, с ним связанными. В районе банки Флемиш-Кап располагается массивный поднятый блок фундамента, глубины над которым составляют менее 2 км.

Рельеф поверхности фундамента континентальной окраины от Ньюфаундленда до Флориды имеет ярко выраженные линейные формы, вытянутые с северо-востока на юго-запад — согласно простиранию герцинских складчатых структур прилегающей суши. Поверхность фундамента береговой равнины США погружается в сторону океана и под средней частью шельфа образует узкий продольный прогиб с глубинами от 3 до 6 км. Под внешней частью шельфа и под плато Блейк протягивается краевой вал высотой 1—3 км, который отделяет внутришельфовый прогиб от предконтинентального прогиба у подножия континентального склона, где глубины достигают 8—10 км [52].

В районе Флориды и Багамской платформы простирание форм рельефа поверхности фундамента меняется на юго-восточное и его поверхность погружается на глубины 4—5 км. Северо-западнее Флориды вдоль берега Мексиканского залива протягивается широкое поднятие поверхности фундамента с глубиной менее 3 км, которое разделяет внутренний прогиб береговой равнины США и расположенную южнее впадину залива, где фундамент погружен на глубину до 15 км. На банке Кампече фундамент приподнят и образует плато с глубинами менее 2 км, ограниченное крутыми ступенчатыми уступами.

Вдоль побережий Гвианы и Бразилии рельеф поверхности фундамента континентальной окраины характеризуется наличием чередующихся поднятий, располагающихся в прибрежной части шельфа, и депрессий, охватывающих береговые равнины суши и прилегающий шельф. Наиболее крупная депрессия находится в устье Амазонки, где глубины поверхности фундамента достигают более 10 км. Поднятия фундамента с внешней стороны окаймлены крутыми ступенчатыми уступами с блоковым расчленением. Вдоль их подножий протягиваются предконтинентальные прогибы с глубинами 6—7 км, с которыми сливаются внешние части депрессий

шельфа. Под краевым плато Сан-Паулу располагается поднятие фундамента высотой до 2 км, протягивающееся в виде широкого вала на северо-восток до подножия континентального склона в районе банки Аброльюс.

В рельефе поверхности фундамента континентальной окраины Аргентины выделяются крупные поперечные депрессии в районах заливов Ла-Плата, Эль-Ринкон, Сан-Хорхе и Баия-Бланка, проникающие далеко на сушу. Глубины поверхности фундамента в них достигают 6—7 км, тогда как над разделяющими их поднятиями глубины не превышают 1 км. С внешней стороны шельфа поверхность фундамента довольно полого погружается к предконтинентальному прогибу с глубинами до 8 км. В районе Фолклендских (Мальвинских) островов располагается крупный поднятый блок фундамента, от которого в восточном направлении протягивается широкий вал с глубинами над ним 3—4 км, имеющий ступенчатоблоковое строение. Самый восточный блок его приподнят до глубины менее 2 км. Северный борт вала образован крутым сбросовым уступом, а южный полого спускается к широкому прогибу, отделяющему от вала Южно-Антильский хребет.

В центральной и южной частях Северного моря располагается обширный прогиб с глубинами до 12 км. Другой глубокий прогиб — Датско-Польский — охватывает район Датских проливов и юго-западную часть Балтийского моря, включая прилегающую сушу. К северу и западу от Британских островов поверхность фундамента образует в пределах шельфа ступенчатое плато с глубипами менее 1 км, которое в зоне континентального склона ограничено крутым уступом к широкому предконтинентальному прогибу с глубинами 4—5 км, протягивающемуся вдоль желобов Фарерско-Шетландского и Ирландского и далее к югу в пределы Бискайского залива. Этот прогиб отделяет от континентальной окраины субматериковые структуры плато Роколл и Фарерско-Исландского порога. В районе Фарерских островов фундамент обнажается, на Фарерско-Исландском пороге и банках Роколл и Хаттон его поверхность погружена на глубины около 1 км, а в прогибе между банками — на глубины более 2 км.

Южнее Ирландии и в районе Ла-Манша поверхность фундамента осложнена поперечными депрессиями с глубинами соответственно 2 и 4 км. Далее к югу — вдоль побережья Бискайского залива — поверхность фундамента под шельфом довольно полого спускается в сторону океана, имея глубины менее 1 км. В зоне континентального склона она обрывается крутым ступенчатым уступом к предконтинентальному прогибу, где глубины достигают 7—8 км. Под Иберийским краевым плато располагается приподнятый блок фундамента, где глубины составляют менее 3 км.

Вдоль северо-западного и западного побережий Африки поверхность фундамента погружается в сторону океана и на внешпей части шельфа достигает глубин 2—3 км. Местами располагаются краевые депрессии, где глубины превышают 4 км. Наиболее крупной из них является Сенегальская синеклиза. Во внешней части шельфа поверхность фундамента, погружаясь несколько более круто, переходит затем в широкий предконтинентальный прогиб с глубинами 6—7 км. Его структура нарушается вулканическими поднятиями Канарских островов и поднятием фундамента под Гвинейским краевым плато.

В Гвинейском заливе поверхность фундамента вдоль северного берега имеет неглубокое залегание и крутым ступенчатым уступом погружается к дну котловины. Характерны субширотные выступы фундамента, находящиеся на продолжении зон разломов Сан-Паулу, Романш и Чейн. Вдоль подножия уступа протягивается предконтинентальный прогиб с глубинами 7—8 км. Лишь в районе дельты р. Нигер располагается обширная депрессия, проникающая далеко в пределы суши, где максимальные глубины поверхности фундамента достигают 10 км.

Далее к югу вплоть до Китового хребта поверхность фундамента континентальной окраины, осложненная относительно небольшими краевыми депрессиями, проникающими в пределы суши, ступенчато погружается к широкому предконтинентальному прогибу с глубинами до 7 км. Южнее хребта строение поверхности фундамента более простое. В прибрежной зоне она постепенно погружается до глубин 1—2 км, после чего более круто спускается к предконтинентальному прогибу.

Осадочный чехол на континентальных окраинах Атлантического океана, как и в других районах, имеет тесную связь с рельефом поверхности фундамента. На шельфе Лабрадора и Ньюфаундленда мощность его у внешнего края шельфа составляет около 3 км, увеличиваясь в локальных депрессиях и в предконтинентальном прогибе до 7—8 км. В основании разреза, судя по данным бурения, залегают меловые и, возможно, юрские отложения. Кайнозойские осадки составляют меньшую часть разреза, и их мощность в предматериковом прогибе не превышает 2 км.

На шельфе США от Новой Шотландии до Флориды общая мощность осадочного чехла колеблется в зависимости от рельефа фундамента от 2 до 6 км, а в предконтинентальном прогибе достигает 6—9 км. Разрез представлен отложениями от верхнеюрских до неоген-четвертичных, причем кайнозойские осадки составляют меньшую его часть — от 1 км на шельфе до 2—3 км в предконтинентальном прогибе. На крутых участках континентального склона и в стенках подводных каньонов слои древних пород обнажаются с образованием структурных террас, а на пологих участках флексурообразно изгибаются вниз.

На плато Блейк мощность осадочного чехла достигает более 6 км, но у внешнего края плато она резко сокращается. Скважины 389, 390 и 392, пробуренные у края плато, под размытыми палеогеновыми осадками вскрыли меловые отложения. На Багамской платформе осадочный чехол мощностью 4—6 км сложен преимущественно коралловыми известняками от верхнеюрских до современных, образовавшимися в мелководных условиях, что ука-

зывает на размеры погружения района в течение позднего мезозоя и кайнозоя [56].

В Мексиканском заливе наблюдается увеличение мощности осадочного чехла от берегов к дну котловины, где она достигает 10—12 км. Глубоководным бурением в котловине вскрыты только верхние слои, сложенные терригенно-карбонатными отложениями от среднего миоцена до современных. Судя по геологическому строению прилегающей суши, в основании разреза должны залегать мезозойские и верхнепалеозойские отложения. На банке Кампече осадочный чехол мощностью около 2 км сложен преимущественно известняками.

На шельфе Южной Америки вдоль побережий Гвианы и Бразилии на эродированной поверхности фундамента залегают отложения от верхнеюрских до четвертичных, в разрезе которых видны перерывы, свидетельствующие о регрессиях и трансгрессиях океана. В основании разреза почти повсеместно преобладают прибрежные или лагунные отложения, а выше залегают шельфовые осадки. Общая мощность осадочного чехла составляет вблизи Ресифи 0,5 км, южнее Ресифи — до 3 км, на банке Аброльюс — 3,5 км, а в Амазонском прогибе — более 10 км. В осадочном чехле континентального склона южнее 18° ю. ш., вплоть до плато Сап-Паулу, широко распространены диапировые структуры [56]. В предконтинентальном прогибе мощность осадков составляет 3 — 4 км.

Вдоль побережья Аргентины в депрессиях поверхности фундамента мощность осадочного чехла достигает более 6 км, тогда как на остальной части шельфа она сокращается до 1—2 км. Разрез представлен отложениями от верхнеюрских до неоген-четвертичных, где также прослеживаются перерывы. Кайнозойские осадки почти повсеместно составляют не более 1/3 разреза. По смене фаций от лагунных снизу до шельфовых вверху можно судить о последовательном погружении континентальной окраины в мезокайнозое. В предконтинентальном прогибе мощность осадков составляет 3—4 км.

На краевом плато Фолкленд в продольном прогибе осадочный чехол достигает мощности 2—3 км, тогда как над приподнятыми краевыми гребнями он резко сокращается до 0,5 км. В скв. 330, пробуренной в восточной части плато, на глубине 556 м от дна вскрыты докембрийские граниты и гнейсы, на которых с несогласием залегают юрско-меловые и палеогеновые отложения. В прогибе, расположенном южнее плато, мощность осадков увеличивается до 7—9 км.

В обширном прогибе Северного моря залегают верхнепалеозойские и мезо-кайнозойские отложения общей мощностью до
12 км, причем кайнозойские осадки составляют не более 3 км.
На шельфе вдоль берегов Шотландии и Ирландии осадочный чехол в целом маломощный и залегает моноклинально, хотя в отдельных небольших депрессиях мощность его заметно возрастает.

Кайнозойские осадки составляют около 1/3 разреза. В Ирландском желобе, однако, мощность осадков достигает более 3 км.

На плато Роколл осадочный чехол маломощный на банках и заметно увеличивается в продольном прогибе (более 1,5 км). Скважина 116 вскрыла здесь разрез карбонатных илов от плейстоцена до олигоцена, ниже переходящих в эоценовые известняки. В скв. 117 на склоне банки Роколл под палеоценовыми глинами мощностью 310 м вскрыты вулканические конгломераты. На Фарерско-Исландском пороге под маломощными эоценовыми отложениями обнаружены базальтовые лавы (скв. 336, 337, 352). Осадочный разрез представлен здесь терригенно-вулканогенными осадками с перерывом в миоцене, указывающим на существование в то время субаэральных условий.

К югу от Ирландии и вдоль побережья Франции осадочный чехол также залегает моноклинально. Мощность его у края шельфа составляет 1—2 км, а в поперечных прогибах и в предконтинентальном прогибе — более 3 км. Нижняя часть осадочного разреза в шельфовых прогибах представлена верхнепалеозойскими отложениями, а на поднятиях фундамента и континентальном склоне они выклиниваются и осадочная толща состоит лишь из мезо-кайнозойских отложений.

Вдоль берегов Пиренейского полуострова осадочный чехол имеет переменную мощность в зависимости от рельефа фундамента — от 0,5 до 2 км. В предконтинентальном прогибе мощность осадков достигает около 3 км. Скважина 398, пробуренная к югу от Иберийского плато, прошла 1700 м терригенно-карбонатных отложений от четвертичных до нижнемеловых и не достигла фундамента.

У северо-западного побережья Африки осадки залегают моноклинально с увеличением мощности слоев к краю шельфа. Далее к югу строение осадочной толщи определяется чередующимися поднятиями и депрессиями поверхности фундамента. На поднятиях осадочный чехол тонкий у берега и увеличивается по мощности к краю шельфа до 1 км. В депрессиях мощность отложений достигает 3—4 км, причем кайнозойские осадки составляют не более 1 км. На континентальном склоне эта толща либо частично срезается, либо сокращается по мощности, но в предконтинентальном прогибе снова возрастает до 4 км. Широкое распространение имеют также диапировые структуры [56]. Фациальный облик разреза по данным скважины на мысе Кап-Блан (Мавритания) меняется снизу вверх от континентального до прибрежноморского, что свидетельствует о погружении континентальной окраины начиная с юры.

Вдоль северного побережья Гвинейского залива осадочный чехол над выступами поверхности фундамента маломощный, но в краевых депрессиях его мощность возрастает до 2—3 км, а в районе дельты р. Нигер — до 10 км. Кайнозойские отложения составляют около 1/3 разреза. Аналогичная картина наблюдается южнее — вдоль побережий Габона, Конго и Анголы. В краевых депрессиях мощность осадочного чехла составляет 3—4 км и замет-

но сокращается над поднятиями фундамента. Фации отложений меняются снизу вверх от континентальных до лагунных и мелководных морских. В предконтинентальном прогибе мощность отложений колеблется от 3 до 6 км.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Вдоль южного и восточного побережий Африки строение рельефа поверхности фундамента континентальной окраины в общем аналогично наблюдающемуся вдоль западных берегов. Здесь поднятия поверхности фундамента чередуются с краевыми депрессиями, причем наиболее крупные из них вторгаются в пределы суши. На поднятиях поверхность фундамента постепенно погружается от берега, достигая на внешнем крае шельфа глубин 1—2 км, а затем крутым ступенчатым уступом спускается к предконтинентальным прогибам с глубинами 5—7 км, у побережья Сомали — до 8 км. В краевых депрессиях поверхность фундамента в пределах шельфа погружена до глубин 2—4 км и довольно плавно спускается к подножию континентального склона, сливаясь с предконтинентальными прогибами. Наиболее крупные краевые депрессии располагаются у побережий Мозамбика и юга Сомали.

Под Мозамбикским краевым плато располагается блок фундамента, приподнятый относительно предконтинентального прогиба почти на 2 км. Сравнительно неглубокое залегание поверхности фундамента отмечается также у подножия континентального склона в Мозамбикском проливе, что обусловлено влиянием близко

расположенного о. Мадагаскар.

В Аденском заливе и Красном море поверхность фундамента от береговых горных цепей довольно круто погружается под шельф, достигая глубин от 3 до 5 км. К северо-востоку от Аденского залива поверхность фундамента континентальной окраины осложнена сравнительно небольшими краевыми депрессиями, которые полого спускаются к подножию континентального склона. Крупный прогиб с глубоким погружением поверхности фундамента (до нескольких километров) располагается в восточной части Аравийского полуострова, захватывая и Персидский залив. В то же время северная часть залива, входящая в зону кайнозойской складчатости, характеризуется относительно простым строением поверхности фундамента в виде крутого ступенчатого уступа. Такая же картина наблюдается и далее к востоку вдоль побережий Ирана и Пакистана.

В районе устья р. Инд располагается обширная депрессия, которая двумя языками вдается в пределы шельфа, где глубины поверхности фундамента составляют 3—4 км, а в зоне континентального склона они постепенно увеличиваются, достигая в предконтинентальном прогибе 7—8 км. Менее значительные краевые депрессии встречаются южнее Бомбея в районе устья р. Годавари. На остальном протяжении континентальной окраины вдоль югозападного и юго-восточного побережий Индостана рельеф поверх-

ности фундамента образован крутым ступенчатым уступом, спускающимся от берега к предконтинентальному прогибу с глубинами 4—6 км. В районе устья рек Ганг и Брахмапутра располагается крупная депрессия, где поверхность фундамента погружена до глубин более 6 км; на юге эта депрессия смыкается с предконтинентальным прогибом с глубинами более 8 км.

У северного и северо-западного побережий Австралии — в Арафурском и Тиморском морях, в районах к юго-западу от мыса Левек и южнее Северо-Западного мыса — поверхность фундамента осложнена довольно значительно краевыми депрессиями с глубинами до 2—3 км. Они разделены приподнятыми блоками, связанными с массивами Арнемленд, Кимберли и Хамерсли. Повсеместно поверхность фундамента полого спускается к Тиморскому желобу на севере и к предконтинентальному прогибу на северозападе, достигая глубин более 5 км. Однако у западного и югозападного побережий Австралии рельеф поверхности фундамента, сложенного докембрийскими структурами, образован ступенчатым уступом к предконтинентальному прогибу с глубинами до 6—7 км. Под краевыми плато Эксмут и Натуралиста располагаются отчлененные от континентальной окраины блоки фундамента, над которыми глубины составляют соответственно 2 и 3 км.

В Большом Австралийском заливе шельф и континентальный склон осложнены целой системой краевых депрессий, проникающих в пределы суши и сливающихся в предконтинентальном прогибе в общую субширотную депрессию с глубинами до 6—8 км. Но далее к востоку, в области распространения палеозойских структур, рельеф поверхности фундамента снова меняется, приобретая вид ступенчатого уступа от прибрежной зоны к предконтинентальному прогибу. Такой же характер поверхности фундамента наблюдается вокруг о. Тасмания и вдоль юго-восточного побережья Австралии.

Осадочный чехол на восточной коптинентальной окраине Африки имеет переменную мощность от 0,5 до 2—3 км в зависимости от рельефа поверхности фундамента и представлен моноклинально залегающей слоистой толщей. У края шельфа мощность осадков возрастает, в зоне континентального склона она сокращается в результате размыва и оползней, а в предконтинентальных прогибах снова увеличивается, составляя южнее Мозамбикского пролива 1,5—2,0 км, а севернее его — до 2—3 км и более. Разрез представлен в основном мезозойскими и кайнозойскими терригенно-карбонатными отложениями, но в некоторых краевых депрессиях на шельфе в основании толщи встречаются и палеозойские породы.

В Аденском заливе мощность осадочного чехла довольно быстро увеличивается от берегов к подножию континентального склона до 1,0—1,5 км и более, заметно сокращаясь на крутых уступах склона. Судя по данным глубоководного бурения (скв. 231), здесь залегают карбонатные отложения от среднего

миоцена до плейстоцена, под которыми вскрыто базальтовое основание.

Своеобразный характер строения осадочной толщи наблюдается в Красном море. По данным НСП и бурения (скв. 225, 227, 228) на континентальных окраинах под рыхлыми карбонатными осадками мощностью до 0,5 км залегают около 1 км доломитов и мергелей, а ниже — мощная (в несколько километров) толща миоценовых эвапоритов, образовавшихся в то время, когда на месте современного моря был замкнутый мелководный бассейн.

Глубокая депрессия в Персидском заливе заполнена палеозойскими и мезо-кайнозойскими отложениями платформенного чехла, в верхней части которого преобладают карбонатные породы, в основном коралловые известняки. Вдоль побережий Ирана и Пакистана осадочный чехол в целом маломощный и представлен кайнозойскими терригенными и терригенно-карбонатными отложениями. Однако в предконтинентальном прогибе мощность осадков значительно увеличивается, достигая более 3 км, а вблизи устья р. Инд — до 6 км. Здесь осадочный чехол представлен мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Вдоль побережий Индостана осадочный чехол залегает в основном в виде клина, мощность которого у края шельфа составляет 1—2 км, а в краевых депрессиях — до 3 км и более. В зоне континентального склона мощность осадков сокращается, но в предконтинентальных прогибах снова увеличивается до 2—3 км. Разрез их представлен преимущественно мезозойскими и кайнозойскими отложениями, причем кайнозойские составляют меньшую часть. Значительно увеличивается мощность осадочного чехла — до 5—6 км — в депрессии устья Ганга и Брахмапутры.

Осадочный чехол континентальной окраины у северного и северо-западного побережий Австралии имеет переменную мощность от 0,5 до 2—3 км в зависимости от рельефа поверхности фундамента. Слои осадков лежат моноклинально, на пологих участках континентального склона они изгибаются вниз, а на крутых выклиниваются или сокращаются по мощности. Разрез представлен мезозойскими и кайнозойскими терригенными и терригенно-карбонатными отложениями, причем в краевых депрессиях под ними залегают палеозойские осадочные породы. Аналогичное строение осадочной толщи наблюдается на континентальной окраине в Большом Австралийском заливе.

У юго-западного и юго-восточного побережий Австралии и в районе о. Тасмания строение осадков иное. Они образуют клин, мощность которого возрастает к краю шельфа до 1—2 км, затем сокращается в зоне континентального склона и снова увеличивается в предконтинентальных прогибах. Разрез представлен в основном мезо-кайнозойскими отложениями (скв. 258, 259, 263).

ТИХИЙ ОКЕАН

Рельеф поверхности фундамента активных континентальных окраин Тихого океана, в отличие от пассивных окраин Атлантиче-

ского и Индийского океанов, практически почти полностью отражается в современном подводном рельефе, перекрываясь маломошным осалочным чехлом. Влоль побережья Южной Америки поверхность фундамента кайнозойских складчатых структур от берега крутым ступенчатым уступом погружается к дну Чилийского и Перуанского желобов, достигая глубин 7-9 км, а в наиболее глубоких частях желобов — до 10 км. У побережий Колумбии и Панамы на шельфе прослеживаются небольшие краевые депрессии с глубинами менее 1 км. Аналогичная картина наблюдается и далее к северо-западу — вдоль Центральноамериканского желоба, а также в Калифорнийском заливе и у берегов п-ова Калифорния.

В зоне Калифорнийского бордерленда строение поверхности фундамента более сложное. На шельфе располагается серия тектонических депрессий с глубинами более 1 км, окаймленных у его края поднятыми блоками. В зоне континентального склона наблюдается чередование опущенных и поднятых блоков, постепенно погружающихся к предконтинентальному прогибу с глубинами более 5 км. Однако севернее Сан-Франциско вплоть до зал. Аляска поверхность фундамента мезо-кайнозойских структур, относительно слабо расчлененная на шельфе, спускается к предконтинентальному прогибу простым ступенчатым уступом.

Осадочный покров на континентальной окраине Южной Америки имеет малую мощность на шельфе, практически выклинивается в зоне континентального склона, накапливаясь лишь на ступенях и в локальных углублениях, и заметно возрастает в глубоководных желобах, достигая мощности 1-2 км. Разрез осадков представлен в основном кайнозойскими терригенными отложениями с большим количеством турбидитовых прослоев. Северо-западнее вплоть до Калифорнийского залива строение осадочного чехла континентальной окраины в целом такое же, но здесь преобладают карбонатные или терригенно-карбонатные отложения. В скв. 155, пробуренной у подножия континентального склона Панамы, вскрыты осадки от среднего миоцена до плейстоцена мощностью около 520 м, залегающие на базальтовом основании.

На Калифорнийском бордерленде распределение осадков подчинено рельефу поверхности фундамента. На поднятых блоках мощность осадков сокращена до минимума, на крутых склонах прерывается совсем, a в депрессиях увеличивается до 1-2 км.

Далее к северу осадочный чехол на шельфе залегает в основном в виде клина с увеличением мощности к его внешнему краю. Местами наблюдаются осадочные линзы, заполняющие небольшие депрессии в поверхности фундамента. В зоне континентального склона мощность осадков уменьшается, но у подножия снова увеличивается, достигая в предконтинентальном прогибе 1-2 км и более. Разрез представлен преимущественно кайнозойскими, а в локальных депрессиях и мезозойскими отложениями.

Антарктика. На шельфе Антарктиды поверхность фундамента докембрийских структур, а в районах Земли Мэри Бэрд и Антарктического полуострова — кайнозойских структур осложнена краевыми депрессиями, наиболее крупные из которых располагаются в районах моря Уэдделла, зал. Прюдс, морей Росса и Беллинсгаузена, простираясь под шельфовые ледники. Между депрессиями, а также вдоль края шельфа фундамент приподнят и в зоне континентального склона ступенчатым уступом спускается к предконтинентальным прогибам, опоясывающим подводную окраину Антарктиды, где глубины достигают 5—6 км и более.

Осадочный чехол на шельфе имеет переменную мощность в зависимости от рельефа поверхности фундамента и представлен мезозойскими и кайнозойскими отложениями, а в депрессиях докембрийского фундамента — палеозойскими породами. Скважина 270, пробуренная в море Росса, вскрыла разрез олигоцен-четвертичных терригенно-кремнистых айсберговых отложений мощностью 413 м, под которыми обнаружены нижнепалеозойские мраморы и гнейсы.

В зоне континентального склона мощность осадочного чехла книзу увеличивается, достигая в предконтинентальных прогибах 2—3 км. Представление о его строении дают материалы по скв. 268 и 274, пробуренным во внешней части прогибов. Они прошли соответственно 474 и 415 м терригенно-кремнистых илов, причем во втором случае под эоценовыми отложениями обнаружен базальтовый фундамент.

ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ

СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ

В Средиземноморской межконтинентальной зоне наблюдается сочетание докембрийских, палеозойских и кайнозойских складчатых структур фундамента на окружающих континентальных окраинах, а под дном глубоких котловин предполагается наличие реликтов океанического фундамента древнего океана Тетис. В целом современным котловинам соответствуют глубокие впадины поверхности фундамента, которые продолжаются краевыми депрессиями на континентальном склоне и шельфе в районах выхода к побережьям платформенных структур, а положительным формам подводного рельефа, островам и полуостровам соответствуют поднятия поверхности фундамента [17].

В западной части Средиземного моря от береговых кайнозойских и верхнепалеозойских структур окружающей суши и островов поверхность фундамента крутым ступенчатым уступом погружается к дну Алжиро-Прованского бассейна и Тирренского моря. У побережий Испании и Франции палеозойский фундамент осложнен небольшими краевыми депрессиями, захватывающими шельф и прилегающую сушу, где глубины поверхности фундамента достигают 2—3 км. На дне котловин прослеживаются локальные поднятия поверхности фундамента, которые разделяют котловины на

ряд депрессий, поэтому глубины меняются здесь от 4—5 до 8— 11 км.

В восточной части Средиземного моря поверхность фундамента Африканской докембрийской платформы в пределах прибрежной суши погружена на глубины 4—6 км, а в районе зал. Габес — до 10 км. Поверхность его довольно полого спускается к широкому предконтинентальному прогибу, протягивающемуся от Африкано-Сицилийского порога через зал. Сидра к морю Леванта. Глубины в прогибе составляют от 7—10 км на западе до 15—18 км на востоке. Вдоль северных берегов Восточного Средиземноморья поверхность фундамента кайнозойских структур погружается к дну котловин крутым ступенчатым уступом, а глубины этой поверхности в котловинах составляют: в Адриатическом море — от 8 до 13 км, в Ионическом море — от 6 до 12 км, в Эллинском желобе — от 4 до 6 км, над краевым валом — от 3 до 5 км.

В Эгейском море поверхность фундамента характеризуется ступенчато-блоковым строением и практически повторяет современный подводный рельеф, имея лишь больший размах глубин за счет депрессий, частично заполненных осадками.

В Черном море поверхность фундамента кайнозойских структур повсеместно крутым уступом погружается к глубоководной котловине. В северо-западной и северо-восточной частях моря располагаются крупные депрессии, продолжающие прогибы поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы и отделенные от глубоководной котловины краевыми поднятиями. Поверхность фундамента в котловине Черного моря, осложненная по краям локальными поднятиями, имеет глубины от 10 до 17 км.

Осадочный чехол в Средиземном и Черном морях имеет различную мощность и возрастает в зависимости от рельефа поверхности фундамента и от принадлежности к той или иной тектонической области. В краевых депрессиях Африканской платформы, где мощность чехла составляет 4—6 км, разрез представлен палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Такое же строение предполагается для предконтинентального прогиба с мощностью осадков до 10—16 км и в отдельных участках морей Адриатического, Ионического и Леванта. В западной части Средиземного моря осадочная толща представлена преимущественно кайнозойскими отложениями и лишь в отдельных депрессиях могут встречаться мезозойские породы. Мощность осадочной толща колеблется здесь от 2 до 8 км (рис. 20).

Характерным для глубоководных котловин моря является наличие под плиоцен-четвертичными осадками мощной толщи эвапоритовых отложений, представленных в основном верхнемиоценовыми солями и гипсами, которые подстилаются эоцен-миоценовыми карбонатными или карбонатно-глинистыми породами, что подтверждается скважинами глубоководного бурения (рейсы 13 и 42). Эти данные свидетельствуют о периоде отделения Средиземного моря от океана, когда происходило его осолонение и интенсивное выпадение солей [17].

)



Рис. 20. Строение осадочного чехла Средиземного моря (по л. п. маловицкому [1516 1-]).

1 — области отсутствия осадочного чехла; 2 — изонахиты, км; 3 — альпийский складчатый комплекс; 4, 5 — осадочная толща во впадинах моря: 4 — кайнозойского возраста, 5 — палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

В Черном море мощная слоистая толща осадков (от 6 до 14 км) представлена мезо-кайнозойскими отложениями, причем фации их меняются снизу вверх от мелководных до глубоководных, что свидетельствует о направленном погружении дна котловины.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

В Антильской переходной зоне вдоль побережий окружающей суши поверхность фундамента кайнозойских структур почти повсеместно крутым ступенчатым уступом спускается к котловинам Карибского моря, вдоль подножия которого практически непрерывной цепью протягиваются предконтинентальные прогибы с глубинами 4—6 км. Однако в районе порога Никарагуа поверхность фундамента образует ступенчато-глыбовое поднятие, что отражается в современном рельефе.

На Антильском хребте поверхность складчато-вулканогенного фундамента, за исключением локальных депрессий, почти совпадает с современным рельефом и крутыми уступами погружается к котловинам моря. На хребтах Кайман, Беата, Авес, а также на хребте Подветренных островов наблюдается более глубокое положение поверхности фундамента по сравнению с современным подводным рельефом, хотя по форме и простиранию они почти совпадают. В котловинах Карибского моря глубины поверхности вулканогенного фундамента значительно больше современных и достигают 5—6 км. В глубоководных желобах поверхность фундамента располагается на 1—2 км глубже современного их дна.

В Южно-Антильской переходной зоне также наблюдается почти полное соответствие рельефа поверхности фундамента и современного подводного рельефа. На вершинах приподнятых блоков Южно-Антильского хребта фундамент местами обнажается или перекрыт маломощной толщей осадков, а в седловинах он заметно погружен по сравнению с современным дном океана. Вдоль подножия хребта в море Скоша протягиваются узкие желоба с глубинами поверхности фундамента до 6 км, тогда как в целом на дне моря глубины этой поверхности составляют 4—5 км. Прослеживаются в рельефе поверхности фундамента также дугообразные валы в восточной части моря, глыбовые поднятия в средней части и серия желобов и гряд в западной части, что подчеркивает унаследованность форм подводного рельефа от рельефа поверхности фундамента.

Осадочный чехол на континентальных окраинах Қарибского моря имеет сложное строение. За исключением отдельных поднятий поверхности фундамента, где мощность осадков невелика, остальная часть окраин занята краевыми депрессиями, выполненными мезозойскими и кайнозойскими отложениями мощностью до 3 км и более. На вершине и склонах Антильского хребта, напротив, осадочный чехол имеет небольшую мощность и местами прерывается совсем, за исключением отдельных локальных депрессий.

Аналогичная картина наблюдается на хр. Кайман. Несколько большую мощность (до 1 км) имеют осадки в продольных прогибах на хребтах Беата и Авес. Скважина 151, пробуренная в южной части хр. Беата, прошла 380 м карбонатных отложений от плейстоцена до верхнего мела и достигла базальтового фундамента.

Значительные, но неодинаковые мощности осадков отмечаются в котловинах Карибского моря. В Юкатанской и Колумбийской котловинах их накопилось более 2 км, тогда как в Венесуэльской — около 1 км, исключая, правда, краевые депрессии вдоль подножий хребтов Авес и Подветренных островов, где мощности возрастают до 2-3 км. По данным глубоководного (скв. 146, 149, 150, 152, 153, 154) осадочный разрез в котловинах представлен неоген-четвертичными рыхлыми и мел-палеогеновыми полууплотненными отложениями преимущественно карбонатного состава (рис. 21). Мощный покров осадков наблюдается в котловинах по обеим сторонам дуги Малых Антильских островов — до 2,5-3,0 км. Еще большие мощности осадочного чехла (до 6 км) обнаружены под северной частью Барбадосского хребта, где они заполняют прогиб поверхности фундамента, вследствие чего здесь произошла инверсия подводного рельефа. В глубоководных желобах Пуэрто-Рико и Кайман, однако, мощность осадков значительно меньше — до 1—2 км.

В Южно-Антильской переходной зоне картины строения осадочного чехла в общем аналогичная. В восточной части моря

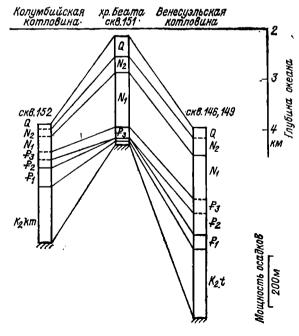


Рис. 21. Разрез осадочной толщи Карибского моря по данным глубоководного бурения.

Скоша мощность осадков составляет около 1 км, а в краевых депрессиях вдоль подножия Южно-Антильского хребта — до 2—3 км. В западной части моря Скоша мощность осадочного чехла заметно сокращается, а в зоне гряд и желобов пролива Дрейка осадки залегают прерывисто и местами исчезают совсем. Значительные мощности осадочного покрова наблюдаются на опущенных блоках Южно-Антильского хребта. Например, на блоке Южных Оркнейских островов вдоль северного края прослеживается поднятие поверхности фундамента, а южный край опущен и перекрыт осадками мощностью до 2 км. На банке Бёрдвуд поверхность фундамента, наоборот, приподнята на южной окраине и погружается к северу, где мощность осадков достигает 6 км.

ТИХИЙ ОКЕАН

В Беринговом море поверхность фундамента мезозойских структур на шельфе Аляски образует обширную краевую депрессию, где эта поверхность постепенно погружается к краю шельфа, достигая глубин около 3 км, а затем крутым ступенчатым уступом спускается к дну котловины [4]. Поверхность фундамента кайнозойских структур Алеутской островной дуги и побережья Камчатки погружается по крутому уступу к дну котловины, где глубины составляют от 5 до 7 км. В Алеутском глубоководном желобе глубины поверхности фундамента примерно на 1 км больше современных его глубин.

В Охотском море поверхность фундамента мезозойских структур у северного берега образует субширотную депрессию с глубинами до 3 км, от которой ответвляются субмеридиональные желоба с глубинами до 2 км, охватывающие структурное поднятие в центре моря. В южной части моря располагается котловина с глубинами поверхности фундамента более 5 км, к дну которой крутыми ступенчатыми уступами спускаются структуры фундамента шельфа и Курильской островной дуги. В Курило-Камчатском глубоководном желобе поверхность фундамента по форме практически совпадает с современным его рельефом, только глубины ее на дне желоба примерно на 1—2 км больше.

В Японском море нет широких шельфов и поверхность фундамента мезозойских структур Приморья и кайнозойских структур Японии практически от самых берегов спускается к дну котловины крутыми уступами со сложным глыбовым расчленением. Максимальные глубины поверхности фундамента в котловине достигают более 5 км, а над поднятием Ямато они составляют 2—3 км. В Японском глубоководном желобе поверхность фундамента залегает примерно на 0,5—1,5 км глубже современного дна.

В Восточно-Китайском и Желтом морях поверхность фундамента палео-мезозойских и кайнозойских структур осложнена несколькими субмеридиональными депрессиями, где глубины достигают более 2 км; депрессии разделены поднятиями с глубинами менее 1 км. Поверхность фундамента кайнозойских структур ост-

ровной дуги Нансей ступенчато спускается к дну глубоководного желоба, где она заметно погружена относительно современного дна.

В Южно-Китайском море поверхность фундамента на шельфе имеет глубины в целом менее 1 км и осложнена небольшими ло-кальными депрессиями. У края шельфа она погружается по сложному ступенчато-глыбовому уступу к дну котловины, тогда как поверхность фундамента кайнозойских структур Филиппинских островов спускается по более простому уступу. Поверхность фундамента на дне котловины имеет глубины более 5 км и осложнена в южной части поднятием островов Наньша, где ее глубины не превышают 2 км.

Сложный рельеф поверхности фундамента, совпадающий в целом с современным рельефом, наблюдается южнее Филиппинских островов. Поверхность фундамента кайнозойских структур островов и подводных хребтов крутыми уступами спускается к дну котловин, где глубины ее составляют: в море Сулу — более 5 км, в море Сулавеси — около 7 км, в Молуккском море — более 4,5 км, в морях Флорес и Банда — до 6 км. В Филиппинском глубоководном желобе поверхность фундамента находится примерно на 0,5—1,0 км глубже современного дна.

На дне Филиппинского моря особенно отчетливо видно сходство рельефа поверхности фундамента и современного подводного рельефа. Поверхность фундамента островных дуг Нампо, Марианской, Яп и Палау крутыми уступами спускается к дну котловин и глубоководных желобов. Ее глубины на дне котловин составляют в основном более 5 км, местами — до 6 км, а в глубоководных желобах — на 0,5—1,0 км больше, чем глубина современного их дна.

Аналогичная картина наблюдается также вдоль северного берега Новой Гвинеи, островов Бисмарка, Соломоновых, Новые Гебриды, Тонга и Кермадек. В котловинах и глубоководных желобах поверхность фундамента, отражаясь в современном подводном рельефе, имеет глубины более значительные, особенно в локальных депрессиях. В котловине Новогвинейского моря глубины поверхности фундамента составляют более 3 км, на Северо-Фиджийском плато — до 3,5 км, в Южно-Фиджийской котловине — до 6 км. На хребтах Норфолк и Лорд-Хау поверхность фундамента располагается на глубинах около 2 км, а в прогибе между ними — более 3,5 км.

Сложное строение рельефа поверхности фундамента наблюдается в Коралловом море. В его северо-западной части находится обширная краевая депрессия с глубинами более 6 км, а на остальном пространстве рельеф представлен чередованием поднятий и впадин с глубинами от 2 до 4,5 км.

На Новозеландском плато поверхность фундамента имеет в целом глубины менее 1 км, а на плато Кэмпбелл — до 2 км. Обрамляющие его склоны образованы ступенчатыми уступами с глы-

бовыми формами расчленения, достигающими у подножия глубин около 5 км.

Осадочный чехол в переходных зонах имеет резко переменную мощность в зависимости от рельефа поверхности фундамента. На континентальных шельфах мощность осадков колеблется от 0,5 до 3 км. Осадочный разрез представлен в основном мезозойскими и кайнозойскими отложениями, а у побережья Китая в его основании встречаются и палеозойские породы [36].

На вершинах и склонах хребтов в пределах островных дуг осадочный чехол маломощный, на крутых уступах прерывается совсем и лишь несколько увеличивается в локальных депрессиях. Разрез представлен кайнозойскими, преимущественно терригенными отложениями, а в тропической зоне большую роль играют карбонатные отложения. В глубоководных желобах осадки заполняют наиболее глубокие их части, где мощность достигает 1—2 км.

В котловинах краевых морей осадочная толща имеет в целом значительную мощность. В Беринговом море, где толща представлена мезо-кайнозойскими слоистыми отложениями [4], ее мощность достигает свыше 3 км. В скв. 190 вскрыты миоцен-четвертичные терригенно-кремнистые осадки с пепловыми и песчаными прослоями мощностью более 600 м, но фундамент не был достигнут. В то же время скв. 191 в Командорской котловине прошла 900 м аналогичных отложений и вошла в базальты среднемиоценового возраста.

В Курильской котловине Охотского моря мощность осадочного чехла, представленного мезо-кайнозойскими отложениями, составляет около 2 км. Аналогичная картина наблюдается в наиболее глубокой части котловины Японского моря. Однако на возвышенности Ямато и других поднятиях дна осадочный покров более тонкий и имеет резко переменную мощность: сокращается до минимума на отдельных вершинах и крутых склонах и увеличивается в локальных депрессиях и седловинах [39]. Скважина 302, пробуренная в районе этой возвышенности, вскрыла 529 м терригеннокремнистых илов, книзу переходящих в диатомовые илы верхнего миоцена, под которыми обнаружены вулканический песок и туф.

В небольшой котловине Восточно-Китайского моря, как и в наиболее глубоких частях котловины Южно-Китайского моря, мощность мезо-кайнозойского осадочного чехла в общем превышает 1 км. Мощность чехла заметно сокращается на вершинах многочисленных поднятий дна Южно-Китайского моря, причем там чехол представлен преимущественно кайнозойскими коралловыми известняками. Сходная картина наблюдается в многочисленных котловинах Малайского архипелага. Здесь преобладают кайнозойские терригенные отложения мощностью до 1 км или несколько больше, которые на поднятиях дна сокращаются и замещаются коралловыми известняками.

Относительно небольшая мощность осадков отмечается в Филиппинском море. В восточной части она составляет 0,3—0,5 км, только на севере, вблизи Японии, увеличиваясь до 1 км и более.

Мощность осадков сокращена до 0,1—0,2 км в западной части и несколько повышена вблизи островов Тайвань и Нансей. Данные глубоководного бурения (скв. 290—296) дают представление о строении осадочного разреза, сложенного эоцен-плейстоценовыми слабокарбонатными илами и глинами, под которыми вскрыты вулканические туфы, конгломераты и базальты. На поднятиях дна карбонатность осадков заметно увеличивается.

Малые мощности осадков наблюдаются также во внешней цепи котловин переходных зон от Новой Гвинеи до Новой Зеландии, где они составляют 0,1—0,5 км, лишь в локальных депрессиях увеличиваясь до 1 км. В скв. 205 и 285, пробуренных в Южно-Фиджийской котловине, осадочный разрез представлен олигоценплейстоценовыми карбонатными отложениями с включениями пеплов, причем в скв. 285 на глубине 565 м достигнуто базальтовое основание. Скважина 203, пробуренная в межгрядовой ложбине Гавр вблизи островов Тонга, вскрыла 409 м плиоцен-плейстоценовых карбонатных осадков с пепловыми прослоями, но фундамента не достигла.

В Коралловом море мощность осадочного чехла, сложенного мезо-кайнозойскими отложениями, заметно больше, особенно в западной его части. В то же время на поднятиях и крутых склонах она сокращается, так что ее значения здесь колеблются от 0,5 до 1—2 км. Скважины 210 и 287 вскрыли карбонатные отложения от эоцена до плейстоцена, причем в скв. 287 был достигнут базальтовый фундамент на глубине 242 м. На хр. Лорд-Хау по данным скв. 207 залегают карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения от верхнего мела до плейстоцена, под которыми на глубине 359 м обнаружены риолитовые лавы с вулканической брекчией.

На Новозеландском плато осадочный чехол имеет среднюю мощность около 1 км и в общем облекает неровности подстилающего фундамента. В локальных депрессиях мощность несколько увеличивается, а на отдельных поднятиях сокращается до минимума. В скв. 277 на плато Кэмпбелл вскрыты карбонатные и карбонатно-кремнистые отложения от плейстоцена до среднего палеоцена мощностью 476 м, но фундамент не достигнут.

ИНДИИСКИЙ ОКЕАН

В Андаманском море располагается довольно обширная депрессия, где поверхность фундамента имеет глубины более 4 км; эта депрессия отделена от океана хребтом Андаманских островов. На Зондской островной дуге (включая Андаманские, Большие и Малые Зондские острова) поверхность фундамента кайнозойских структур, практически совпадающая с современным рельефом, образует два хребта: основной и внешний, разделенные продольной ложбиной с глубинами до 2—4 км. От внешнего хребта поверхность фундамента крутым ступенчатым уступом спускается к Зонд-

скому глубоководному желобу, где ее глубины достигают 6—8 км и более.

Осадочный чехол на крутых склонах островной дуги в основном маломощный и заметно возрастает лишь в локальных депрессиях. В прогибе Андаманского моря толща кайнозойских отложений достигает мощности более 1 км. Такая же мощность местами наблюдается и на дне Зондского желоба.

ЛОЖЕ ОКЕАНОВ И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

На хр. Гаккеля рельеф поверхности фундамента характеризуется блоково-грядовым расчленением с многочисленными поперечными разломами. Глубины над грядами составляют 2—3 км, а в продольных и поперечных ложбинах достигают более 4 км. В обе стороны от оси хребта поверхность фундамента постепенно погружается и в пределах котловин Нансена и Амундсена скрывается под осадочным чехлом. Вблизи подножий континентального склона и хр. Ломоносова ее глубины составляют более 5 км.

Хребет Ломоносова также хорошо выражен в рельефе поверхности фундамента, однако глубины фундамента превышают со временные, особенно на опущенных блоках и в седловинах, достигая 3 км и более, тогда как на поднятых блоках они составляют менее 2 км. Поверхность фундамента хр. Менделеева в целом сходна по своему строению и положению с фундаментом хр. Гаккеля, хотя и погружена несколько больше. Глубины здесь колеблются от 2,5 до 3,5 км, а в седловинах составляют более 4 км. В обе стороны от оси хребта поверхность фундамента постепенно погружается, достигая в котловинах глубин около 5 км.

Осадочный чехол на хр. Гаккеля маломошный и имеет гнезповое распространение. В обе стороны мощность осадков постепенно увеличивается и в котловинах Нансена и Амундсена достигает более 1 км, а вблизи подножия континентального склона — более 2 км. Осадочный разрез представлен кайнозойскими отложениями. но по периферии котловин в его основании могут быть и мезозойские отложения. На хр. Ломоносова осадочный покров имеет более значительную, но переменную мощность, которая колеблется от 0,5 до 1 км и более. В разрезе присутствуют мезозойские и кайнозойские отложения. Переменная мощность осадочного чехла наблюдается также на хр. Менделеева; в обе стороны от хребта мощность осадков заметно увеличивается, достигая в котловине Макарова более 1 км. в котловинах Толля и Канадской — более 2 км. а в предконтинентальном прогибе — до 3 км. Осадочный разрез и здесь представлен мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

В Норвежско-Гренландском бассейне поверхность фундамента на срединно-океаническом хребте имеет глубины от 1 до 2,5 км, а в котловинах она погружается до 4 км и более, особенно вблизи континентальных окраин. Отчетливо проявляются в рельефе поверхности фундамента хребты Гренландский и Эгир, причем Эгир имеет характерное для срединно-океанических хребтов блоково-грядовое расчленение, тогда как Гренландский представляет собой глыбовую морфоструктуру.

Осадочный покров на хр. Колбейнсей практически отсутствует, а на хребтах Мона и Книповича имеет прерывистое распространение, заполняя межгрядовые ложбины, тогда как на склонах гор он заметно сокращается или исчезает. В котловинах Норвежско-Гренландского бассейна мощность осадков относительно повышена, что объясняется его небольшими размерами и близостью областей сноса. В Лофотенской котловине мощность осадков достигает 2 км, в Гренландской и Норвежской — около 1 км, а в межгрядовых ложбинах хр. Эгир — до 1,5 км. По данным глубоководного бурения (скв. 343 и 345) осадочный разрез представлен терригенными отложениями, наиболее древние из которых имеют эоценовый возраст.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Для поверхности фундамента хр. Рейкьянес, как и для современного подводного рельефа, характерно постепенное увеличение глубин до гребня на юго-запад — к разлому Гиббс. В северной части хребта глубины составляют менее 1 км, а в южной — около 2 км. В обе стороны от оси хребта поверхность фундамента погружается и в котловинах Ирмингеровой и Исландской достигает глубин более 4 км. По данным НСП эта поверхность повсеместно имеет блоково-грядовое расчленение, прослеживающееся вплоть до периферийных частей котловин. Отчетливо проявляется в рельефе поверхности фундамента Срединно-Лабрадорский хребет, имеющий такое же блоково-грядовое расчленение. Его гряды поднимаются на 1,0—1,5 км над поверхностью фундамента Лабрадорской котловины, где глубины составляют 4—5 км.

Южнее разлома Гиббс вдоль всего Северо-Атлантического хребта глубины поверхности фундамента в рифтовой зоне в целом соответствуют современным глубинам океана и составляют 2—3 км, причем в северной части хребта они имеют меньшие значения, а в тропической зоне и особенно вблизи экватора увеличиваются, достигая более 3 км. В районе Азорского плато поверхность фундамента образует поднятие, глубины над которым составляют около 2 км. В обе стороны от рифтовой зоны поверхность фундамента погружается и на внешних границах хребта его глубины достигают 5 км и более. В окаймляющих хребет котловинах поверхность фундамента располагается на глубинах 5,5—6,5 км.

Необходимо подчеркнуть, что блоково-грядовое расчленение рельефа поверхности фундамента, как свидетельствуют материалы

НСП, характерно не только для Атлантического хребта, но также для океанических котловин, где фундамент погребен под мощным осадочным чехлом (рис. 22). Лишь вблизи предконтинентальных прогибов наблюдается уменьшение степени расчлененности поверхности фундамента, что свидетельствует о переходе к другому типу слагающих его структур.

Сохранение общей блоково-грядовой структуры поверхности океанического фундамента при переходе от рифтовой зоны к океаническим котловинам отчетливо прослеживается на картах рельефа поверхности фундамента на четырех полигонах, составленных

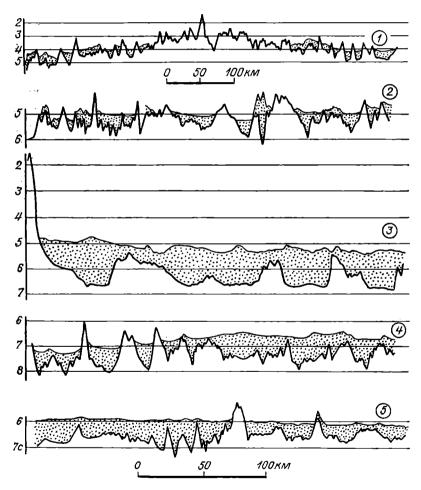
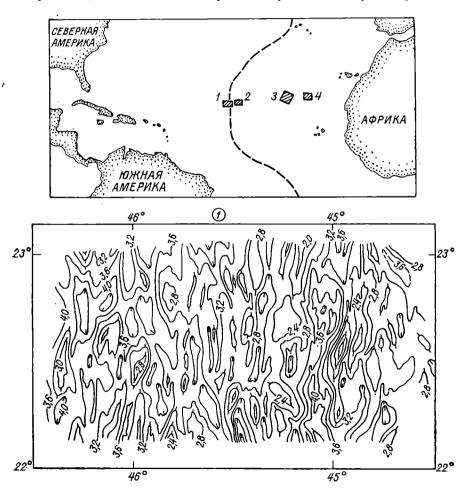


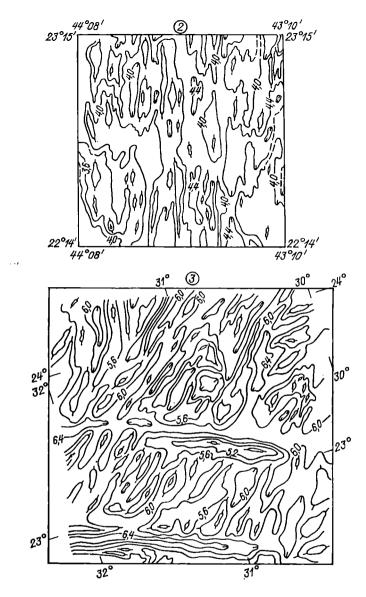
Рис. 22. Профили осадочной толщи и рельефа поверхности фундамента Атлантического океана по данным НСП.

Атлантический хребет: I — на 44° с. ш., 2 — на 5° с. ш. (западный фланг); котловины: 3 — Северо-Американская (северо-восточнее Бермудских островов), 4 — Иберийская, 5 — Канарская.

по материалам НСП советских и зарубежных экспедиций (рис. 23). На них видно, что рельеф повсеместно образован вытянутыми по простиранию срединно-океанического хребта грядами, состоящими из последовательно чередующихся блоков. На полигонах 3 и 4, кроме того, прослеживаются поперечные ложбины, свидетельствующие о наличии здесь зон поперечных разломов.

Хорошо выражены в рельефе поверхности фундамента различные океанические поднятия: глыбовые хребты, возвышенности, плато, валы, вулканические массивы и горы. При этом плато и возвышенности, такие как Бермудская, Сеара и Сьерра-Леоне, образованы относительно невысокими поднятиями фундамента с глубинами около 5 км. Только подводные горы, осложняющие их поверхность, имеют значительную высоту. В то же время вулкани-





ческие поднятия, массивы и хребты, такие как Угловое, Хорсшу, Палмера, Месяцева и островов Канарских и Зеленого Мыса, представляют собой довольно высокие выступы фундамента — до 1 км и более.

В южной части Атлантического океана наблюдается сходная картина. В рифтовой зоне Южно-Атлантического хребта поверхность фундамента практически совпадает с современным подводным рельефом, глубины ее составляют 2,5—3,5 км. На внешних

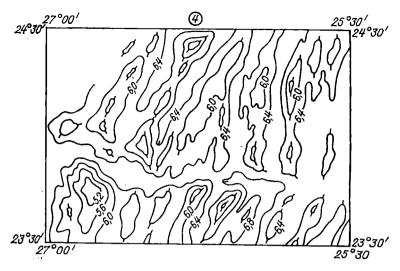


Рис. 23. Карты рельефа поверхности фундамента на полигонах в Атлантическом океане.

Изолинии даны в километрах.

границах хребта глубины поверхности фундамента увеличиваются до 5 км, а в котловинах достигают 6—7 км. Блоково-грядовое расчленение рельефа поверхности фундамента достаточно хорошо прослеживается по данным НСП от рифтовой зоны в пределы котловин.

Океанические возвышенности и хребты также отчетливо видны в рельефе поверхности фундамента. Относительная высота этой поверхности на возвышенности Риу-Гранди и Китовом хребте составляет около 3 км, на плато Агульяс и возвышенности Мод—не более 2 км. Примечательной особенностью поверхности фундамента являются также невысокие глыбовые хребты, расположенные вблизи континентальных окраин в Бразильской, Аргентинской, Ангольской и Капской котловинах; эти хребты перекрыты осадочным чехлом и в современном рельефе никак не выражаются.

Сходство блоково-грядового рельефа поверхности фундамента различных морфоструктур дна океана подтверждается также морфометрическими расчетами, выполненными на ЭВМ по профилям НСП. Были изучены вариации углов наклона, вертикальное и горизонтальное расчленение. Распределение углов наклона, вычисленных по исходному ряду глубин, снятых с профилей через 1,8 км (через 1 милю), и по точкам перегибов поверхности фундамента, выявленным по этим профилям, свидетельствует о наличии непрерывного ряда значений от 0 до 14°, а на некоторых участках отмечаются и более значительные углы — до 24° (рис. 24).

Однако повсеместно на срединно-океаническом хребте и в океанических котловинах преобладают малые углы наклона — менее 3°, что обусловлено частой встречаемостью субгоризонтальных и

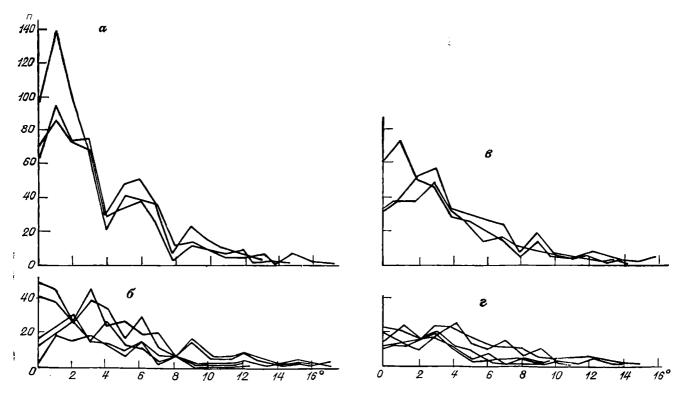


Рис. 24. Распределение углов наклопа рельефа поверхности фундамента Атлантического океана по неходному ряду глубин $(a, \ \sigma)$ и по точкам ее перегибов $(s, \ c)$.

 $a, a \sim$ Атлантический среданию-океанический хребет; $b, a \sim$ океанические котловины.

слабонаклоненных участков, таких как дно ложбин, вершины блоков, ступени на склонах. Заметно выделяются также моды, соответствующие более значительным углам наклона — 5—7 и 9—10°. Они характеризуют наиболее распространенные углы склонов блоков и гряд. Реже встречаются углы 12—13°, которые приурочены к отдельным уступам. Важно подчеркнуть, что отмеченные особенности распределения углов наклона практически сохраняются и на срединно-океаническом хребте, и в океанических котловинах, хотя общее число больших углов наклона на поверхности фундамента котловин несколько меньше, чем на хребте.

Аналогичные выводы можно сделать при рассмотрении результатов расчета вертикального и горизонтального расчленения поверхности фундамента (рис. 25). Для распределения значений вертикального расчленения рельефа срединно-океанического хребта и поверхности фундамента океанических котловин характерны две моды превышений — 0—50 и 100—500 м. Однако в котловинах заметно уменьшается число малых превышений, относящихся ко вторичному расчленению, осложняющему склоны блоков и гряд.

Для горизонтального расчленения поверхности фундамента отмечается преобладание значений 1,8—3,7 км (1—2 мили). Кроме того, на фоне общего уменьшения количества более крупных величий выделяются значения около 9,3 км (5 миль). Это свидетельствует о том, что поверхность фундамента образована относительно крупными блоками, расчлененными в свою очередь на многочисленные мелкие блоки. При удалении от рифтовой зоны количество мелких блоков несколько уменьшается при почти неизменном числе крупных блоков. Все это указывает на некоторую трансформацию структуры поверхности фундамента по мере удаления от оси раздвижения и, следовательно, по мере увеличения возраста; эта трансформация выражается в укрупнении блоков и уменьшении углов наклона.

Осадочный покров на срединно-океаническом хребте имеет в основном гнездовое распространение. Относительно повышенные мощности осадков наблюдаются на хр. Рейкьянес. Только в узкой гребневой зоне осадки отсутствуют или имеют очень незначительную мощность. В скв. 409, например, под плиоцен-четвертичными осадками мощностью 80 м вскрыта толща базальтов на глубину до 240 м. На флангах хребта мощность осадочного чехла составляет 0,2—0,6 км, постепенно увеличиваясь в обе стороны. Скважина 114, пробуренная на восточном фланге, прошла 620 м терригенно-карбонатных отложений от плейстоцена до миоцена и достигла базальтового ложа. В скв. 407 и 408, пробуренных на западном фланге, под более чем 300 м осадков вскрыты базальтовые лавы, переслаивающиеся со средне- и нижнемиоценовыми отложениями.

В котловинах по обеим сторонам от хр. Рейкьянес мощность осадочного покрова заметно увеличивается. В Исландской котловине она составляет более 1 км, а в Ирмингеровой и Лабрадорской достигает более 2 км. Переменная мощность осадочного чех-

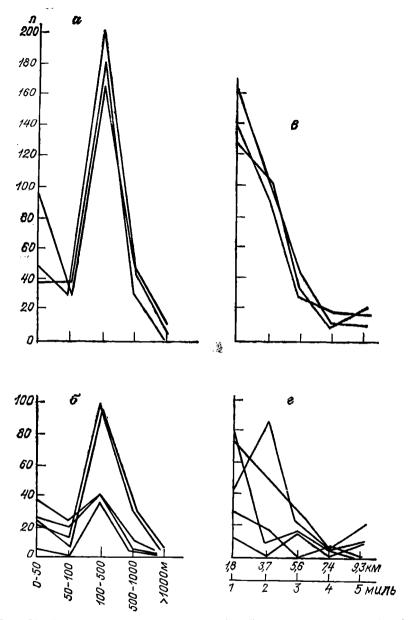


Рис. 25. Распределение вертикального (a, δ) и горизонтального (s, ϵ) расчленения рельефа поверхности фундамента Атлантического океана. a, s — Атлантический срединю-океанический хребет; δ, ϵ — океанические котловины.

; ;

ла наблюдается над погребенным Срединно-Лабрадорским хребтом: достигает 1 км в ложбинах и сокращается до минимума над грядами. В скв. 112, пробуренной над одной из ложбин, осадочный разрез представлен терригенными и терригенно-кремнистыми отложениями мощностью 662 м, наиболее древние из которых имеют раннеэоценовый возраст.

На Северо-Атлантическом хребте строение осадочной толщи примерно однотипное. В рифтовой зоне осадки практически отсутствуют или их мощность незначительна, что подтверждается и непосредственными подводными наблюдениями по проекту ФАМО-УС. Исключение составляют лишь поперечные желоба, где в результате перераспределения осадков придонными течениями накапливаются толщи до нескольких сотен метров и более. В обе стороны от рифтовой долины на расстояниях 40—55 км появляются «карманы» осадков, отчетливо прослеживаемые на записях НСП. Далее, на расстояниях 180—370 км от оси хребта, наблюдается довольно резкое увеличение мощности осадков до 100—150 м, после чего происходит более постепенное ее возрастание до внешних границ хребта [54].

Скважины, пробуренные на хребте, дают представление о строении осадочного разреза (рис. 26). Например, скв. 332—335, расположенные на расстояниях от 34 до 181 км от рифтовой долины в районе 37° с. ш., прошли всю толщу карбонатных илов и проникли в базальтовый фундамент на глубину от 100 до 580 м. Мощность осадков возрастает при этом от 104 до 454 м, а возраст базальных отложений — от 3,3 до 11 млн. лет, согласуясь с возрастом полосовых магнитных аномалий. В скв. 10, пробуренной вблизи внешней границы хребта, разрез мощностью 456 м представлен переслаиванием красной глины и карбонатных илов, подстилаемых верхнемеловыми карбонатными отложениями с прослойками вулканического материала.

Мощность осадочного чехла на внешних границах хребта от разлома Гиббс до 30° с. ш. составляет 0,5—0,6 км. Южнее вплоть до 15° с. ш. располагается обширная область с пониженной мощностью осадков, которая на внешних границах хребта не превышает 0,2 км и лишь в поперечных желобах достигает более 0,5 км. Еще южнее — от 15° с. ш. до 2° ю. ш. — мощность осадков снова увеличивается, составляя на внешних границах хребта 0,3—0,5 км, хотя из-за расчлененности рельефа фундамента ее значения сильно изменчивы. На грядах и горах осадки почти исчезают, а в поперечных желобах достигают значительной мощности. В желобе Вима, например, их накопилось более 1 км; скв. 26 прошла здесь 483 м терригенных, с прослоями турбидитов отложений и не вышла из пределов плейстоцена.

Южно-Атлантический хребет от 2 до 30° ю. ш., как и аналогичная область Северо-Атлантического хребта, отличается малыми мощностями осадков, не превышающими в основном 0,2 км. Сведения об их строении получены при глубоководном бурении. Скважина 16, пробуренная вблизи границы рифтовой зоны, прошла

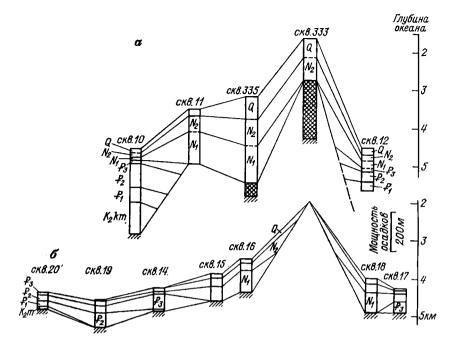


Рис. 26. Разрезы осадочной толщи Атлантического срединно-океанического хребта по данным глубоководного бурения. a — Северная Атлантика: δ — Южная Атлантика.

176 м карбонатных илов от плейстоцена до верхнего миоцена. В скважинах, пробуренных на западном и восточном флангах хребта, вскрыты карбонатные отложения от плейстоцена до нижнего миоцена (скв. 15) и верхнего олигоцена (скв. 17), залегающих на базальтовом фундаменте. Самая южная часть Атлантического хребта, как и Африканско-Антарктический хребет, изучены еще слабо. По имеющимся данным можно полагать, что строение осадочной толщи здесь аналогично наблюдающемуся в северной части океана. В рифтовой зоне осадков мало, на флангах их мощность возрастает до 0,4—0,6 км, а в поперечных желобах становится еще больше.

В котловинах по обеим сторонам от Атлантического хребта прослеживается общее увеличение мощности осадочного чехла от 0,2—0,6 км в зонах абиссальных холмов до 1,5—3,0 км вблизи предконтинентальных прогибов. На этом общем фоне наблюдаются местные колебания мощностей, связанные с рельефом фундамента. В составе осадочной толщи в зонах абиссальных холмов преобладают карбонатные отложения, а вблизи континентальных окраин — терригенные отложения. На абиссальных равнинах с глубинами более 5 км верхняя часть разреза, как правило, представлена почти бескарбонатными или слабокарбонатными илами, тогда как ниже залегают почти исключительно карбонатные отло-

жения и известняки. Это может указывать на то, что в геологическом прошлом дно котловин находилось выше критической глубины растворения карбонатов, а затем погрузилось глубже, вследствие чего в настоящее время карбонатные осадки не образуются.

Сведения о строении и возрасте осадочного чехла котловин дают скважины глубоководного бурения. В Северо-Американской котловине наиболее древние отложения в зоне абиссальных холмов имеют позднемеловой возраст (маастрихт—кампан; скв. 9— 10); а в юго-восточной части абиссальной равнины Гаттерас позднеюрский возраст (титон-оксфорд; скв. 4, 5, 100, 391). Осадочный разрез здесь представлен верхнеюрскими и нижнемеловыми известняками, верхнемеловыми черными глинами, кайнозойскими гемипелагическими глинами и турбидитами. В северной части Гвианской котловины по данным скв. 27 залегают верхнемеловые глины, перекрытые карбонатными и выше бескарбонатными пелагическими глинами. Скважины 19, 20, пробуренные в зоне абиссальных холмов Бразильской котловины, вскрыли такой разрез: на базальтовом фундаменте залегают верхнемеловые—эоценовые карбонатные глины, перекрытые сверху олигоцен-плейстоценовыми красными глинами.

В зоне абиссальных холмов Западно-Европейской котловины скв. 113 прошла 670 м миоцен-четвертичных терригенно-карбонатных отложений, под которыми залегают эоценовые карбонатные глины. В Канарской котловине в зоне абиссальных холмов разрез представлен верхнемеловыми карбонатными отложениями, перекрытыми кайнозойскими терригенно-карбонатными осадками с прослоями турбидитов (скв. 137, 138), а в восточной части котловины вскрыты карбонатные отложения от плейстоцена до верхнего мела мощностью 650 м, но фундамент не достигнут.

На глыбовых поднятиях дна океана осадочный чехол имеет переменную мощность, сокращаясь над возвышениями фундамента до 0,2—0,5 км и увеличиваясь над его понижениями до 0,8—1,0 км. Осадочный разрез представлен в основном карбонатными отложениями с прослоями турбидитов, наиболее древние из которых на Бермудском плато (скв. 9, 386), возвышенностях Сеара (скв. 354), Риу-Гранди (скв. 22, 357), Сьерра-Леоне (скв. 366), восточной части Китового хребта (скв. 363) имеют позднемеловой возраст. Сложное строение осадочного покрова наблюдается в районе Азоро-Гибралтарского порога. Мощности его колеблются от 1—2 км до минимальных значений. Скважина 120, пробуренная на склоне горы Горриндж, прошла 250 м карбонатных осадков от плейстоцена до верхнего мела и вошла в вулканогенные породы фундамента.

Аккумулятивные хребты Ньюфаундлендский, Блейк-Багамский, Цапиола и другие сложены скоплениями осадочного материала мощностью 1—3 км. На примере довольно хорошо изученного Блейк-Багамского хребта видно, что его форма обусловлена налеганием друг на друга косослоистых пачек осадков, которые фор-

мируются под воздействием периодически меняющихся придонных (контурных) течений, ответственных за разнос осадочного материала [54].

ИНДИИСКИИ ОКЕАН

В рифтовой зоне Западно-Индийского хребта поверхность фундамента имеет глубины от 2 до 3,5 км, а в поперечных желобах трансформных разломов — до 4,5 км. На отдельных участках наблюдается увеличение или уменьшение глубин относительно общего уровня. Наиболее крупное поднятие располагается в области Центрального массива, где глубины поверхности фундамента составляют 2—3 км. Далее к северу — вдоль рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта вплоть до разлома Оуэн — фундамент находится на глубинах 2,5—3,5 км, а в поперечных разломах — до 5—6 км и более. Та же картина наблюдается в рифтовой зоне Центральноиндийского хребта и западной части Австрало-Антарктического поднятия, только глубины в поперечных желобах здесь меньше. Однако в Австрало-Антарктической зоне разломов поверхность фундамента заметно погружается, достигая глубин 3—4 км, а в некоторых желобах — более 4,5 км.

В обе стороны от рифтовой зоны глубины поверхности фундамента постепенно увеличиваются, составляя на внешних границах срединно-океанических хребтов 4,5—5,0 км, а в океанических котловинах еще больше. При этом в котловинах, расположенных вблизи хребтов или между ними, таких как Маскаренская, Мадагаскарская, Крозе, Амстердам, глубины поверхности фундамента не превышают 5—6 км. В более удаленных от хребтов котловинах: Аравийской, Сомалийской, Мозамбикской, Западно-Австралийской, Натуралиста — глубины поверхности фундамента достигают 6—7 км и более.

Отчетливо прослеживаются в рельефе поверхности фундамента различные поднятия дна океана, где глубины над ними составляют в основном от 1,5 до 2,5 км. Фундамент имеет блоковое строение и рассечен разломами, по которым отдельные блоки погружены на различную глубину, что достаточно хорошо изучено на примере Восточно-Индийского хребта. На склонах поднятий поверхность фундамента ступенчатыми уступами спускается к дну котловин. Относительно погруженными являются блоки фундамента в южных частях Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов, где глубины составляют 2—3 км. От континентальных окраин они отделены седловинами, в которых глубины поверхности фундамента достигают 4 км. В то же время вулканические массивы и горы в рельефе поверхности фундамента выражены значительно отчетливее и имеют большие высоты, чем в современном подводном рельефе, так как их основания погребены под осадками, а вершины практически лишены осадков.

Материалы НСП свидетельствуют [53], что, как и в Атлантическом океане, блоково-грядовый рельеф, характерный для средин-

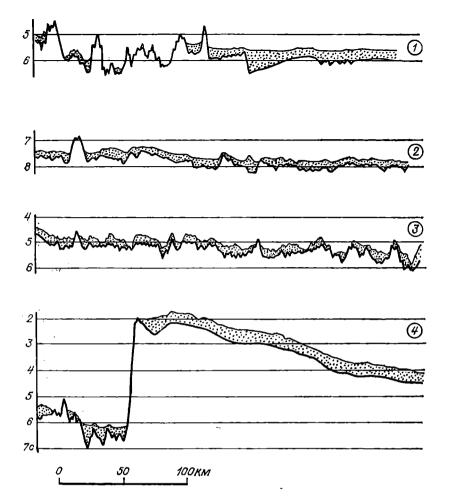


Рис. 27. Профили осадочной толщи и рельефа поверхности фундамента Индийского океана по данным НСП.

1 — северо-восточный фланг Аравийско-Индийского хребта;
 2 — Западно-Австралийская котловина южнее о. Ява;
 3 — Южно-Австралийская котловина южнее Западно-Австралийского хребта;
 4 — южный борт Западно-Австралийского хребта.

но-океанических хребтов, прослеживается также под осадочным чехлом океанических котловин Индийского океана почти до предконтинентальных прогибов, где он начинает выравниваться (рис. 27). При этом сохраняется не только общая структура рельефа поверхности фундамента, но и ориентировка гряд по простиранию ближайших участков срединно-океанических хребтов, которая нарушается лишь поперечными разломами, протягивающимися в виде узких ложбин и уступов в пределы котловин. Это может отражать генетическое родство рельефа поверхности фундамента срединно-океанических хребтов и океанических котловин. С другой

стороны, более выровненный рельеф поверхности фундамента вблизи предконтинентальных прогибов указывает, очевидно, на существование иных процессов формирования дна океана в начальные стадии раздвижения литосферных плит.

Осадочный покров на срединно-океанических хребтах имеет гнездовое распространение и отличается акустической прозрачностью. В рифтовой зоне осадки практически отсутствуют или их мощность незначительна, за исключением наиболее глубоких участков поперечных желобов. На флангах хребтов мощность осадков возрастает до 0,2—0,5 км. При этом в южной части Западно-Индийского хребта на удалении от рифтовой зоны несколько десятков километров распространен сплошной покров осадков, тогда как в других районах срединно-океанических хребтов такой покров, облекающий неровности поверхности фундамента, появляется только на внешних границах хребта. Наименьшая мощность осадков (около 0,1 км) отмечается в районах Центрального массива и западной части Австрало-Антарктического поднятия.

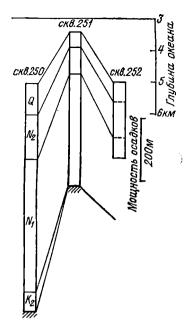
Сведения о строении и возрасте осадочного чехла срединноокеанических хребтов дают некоторые скважины глубоководного бурения (рис. 28). Скважина 251, пробуренная в рифтовой зоне Западно-Индийского хребта, прошла толщу диатомово-радиоляриевых и карбонатных илов от плейстоцена до миоцена и вошла в базальты. На восточном фланге Аравийско-Индийского хребта скв. 238 вскрыты 506 м карбонатных осадков от плейстоцена до нижнего олигоцена, под которыми обнаружен базальтовый фундамент. На южном фланге Австрало-Антарктического поднятия по данным скв. 265, 266 залегают соответственно 444 и 370 м миоцен-четвертичных карбонатных отложений, под которыми вскрыты базальты.

В океанических котловинах осадочный чехол практически повсеместно, за исключением склонов поднятий и подводных гор, имеет сплошное распространение, а мощность его постепенно увеличивается к континентальным окраинам, составляя в основном от 0,5 до 1,0—1,5 км. Однако в Аравийской и Центральной котловинах наблюдаются аномально высокие мощности осадков, обусловленные длительным интенсивным сносом материала с континентальных окраин. В средней части котловин мощности осадочного чехла составляют около 2 км, в северных частях превышают 3 км и резко увеличиваются в предконтинентальных прогибах, достигая более 6 км, а в Бенгальском заливе — более 10 км [7].

В осадочной толще котловин западной части океана по данным НСП выделяются верхний (акустически прозрачный) и нижний (стратифицированный) слои, граница между которыми в большинстве случаев маркирует поверхность несогласия, разделяющего среднемиоценовые и эоценовые отложения. Преобладают терригенно-карбонатные и карбонатные отложения, причем в глубоких частях котловин карбонатность верхних слоев заметно меньше, чем нижних. Возраст базальных отложений постепенно увеличивается от срединно-океанических хребтов к континентальным

Рис. 28. Разрез осадочной толщи юго-западной части Индийского океана (включая Западно-Индийский хребет) по данным глубоководного бурения.

окраинам от палеоценового до мелового. Например, в скв. 245, пробуренной вблизи Западно-Индийского хребта в Мадагаскарской котловине, вскрыты олигоцен-эоценовые отложения, залегающие на базальтовом фундаменте. а скв. 248, пробуренная в западной части Мозамбикской котловины, прошла кайнозойские отложения и достигла фундамента, сложенного верхнемеловыми базальтами. Полный разрез кайнозойских и верхнемеловых отложений вскрыт в скв. 241, пробуренной в запалной части Сомалийской котловины, где фундамент не был достигнут; очевидно, он имеет еще более древний возраст.



Для котловин северной части океана характерно наличие сильно стратифицированной толщи осадков, в составе которых большую роль играют терригенные отложения, особенно на севере — вблизи континентальных окраин. В скв. 215 и 221, пробуренных в южных частях котловин, базальные отложения имеют соответственно палеоценовый и эоценовый возраст. В Бенгальском заливе скв. 218 прошла лишь 773 м песчано-глинистых отложений от плейстоцена до среднего миоцена, далеко не достигнув подошвы осадочного разреза. Однако по аналогии с разрезом скв. 217, пробуренной в северной части Восточно-Индийского хребта, здесь предполагается наличие нижнемеловых отложений, залегающих на базальтовом фундаменте.

Для котловин восточной части океана характерна малая мощность осадочного чехла — от 0,1 до 0,5 км [7]. Только в северной части Кокосовой котловины и вблизи континентальной окраины Австралии мощность осадочного чехла увеличивается до 1 км и более. На большей части дна котловин осадочный разрез представлен акустически прозрачным нижним слоем, облекающим неровности фундамента, и более стратифицированным верхним слоем, сглаживающим эти неровности; граница между слоями относится к миоцену. Возраст базальных отложений в Кокосовой котловине по данным скв. 213 палеоценовый.

В восточной части Западно-Австралийской котловины в основании разреза вскрыты нижнемеловые отложения (скв. 260), а в Северо-Австралийской котловине — верхнеюрско-меловые алевролиты, перекрытые сверху стратифицированными глинами и кар-

бонатными илами (скв. 261). В скв. 257, пробуренной в восточной части котловины Натуралиста, вскрыты 262 м терригенно-карбонатных глин от плейстоцена до верхнего мела, под которыми залегает базальт.

В южной части океана мощность осадочного покрова несколько повышена, а в его разрезе большую роль играют терригеннокремнистые отложения. В скв. 282, пробуренной в восточной части Южно-Австралийской котловины, вскрыты 295 м эоцен-четвертичных осадков, под которыми обнаружен базальтовый фундамент. Скважина 269, пробуренная в Австрало-Антарктической котловине, прошла 958 м олигоцен-четвертичных диатомовых илов и глин, но фундамента не достигла.

Осадочный покров на океанических поднятиях имеет переменную мощность, залегая в виде «шапок» на вершинах и сокращаясь по мощности или даже выклиниваясь на крутых склонах [60]. Поэтому мощность осадков колеблется от минимальных значений до 0,3—0,5 км, а в локальных депрессиях — до 0,8—1,0 км. Повышенные значения мощности осадочного чехла отмечаются на хребтах Мозамбикском и Мадагаскарском, особенно в седловинах, отделяющих их от континентальных окраин. В скв. 249, пробуренной на Мозамбикском хребте, вскрыты 408 м карбонатных отложений от плейстоценовых до нижнемеловых, под которыми залегают подушечные базальтовые лавы. На Мадагаскарском хребте скв. 246 прошла более 200 м карбонатных отложений от плейстоцена до палеоцена, но фундамента, на котором, очевидно, залегают более древние породы, не достигла.

В северной части Мальдивского хребта скв. 219 вскрыты 411 м эоцен-четвертичных карбонатных осадков, залегающих на палеоценовых мелководных известняках. На Восточно-Индийском хребте в осадочной толще выделяется промежуточная граница А средне-позднеэоценового возраста, которая на юге отмечает собой смену мелководных отложений вышележащими глубоководными, а на севере приурочена к прослою кремней, связанному с перерывом в осадконакоплении [7]. Фундамент по данным скв. 214, 216, 253 представлен верхнемеловыми океаническими базальтами. Скважина 255, пробуренная на Западно-Австралийском хребте, вскрыла около 100 м карбонатных илов, переходящих книзу в пески, которые с несогласием залегают на верхнемеловых (сантон) известняках с прослоями кремней.

ТИХИЙ ОКЕАН

Как и в других океанах, в рифтовой зоне Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поднятий поверхность фундамента практически совпадает с современным подводным рельефом, имеющим характерное блоково-грядовое расчленение. К югу от района о. Пасхи в рифтовой зоне преобладают глубины 2,5—3,0 км, а севернее — около 3 км и даже более. Однако на Галапагосском

хребте и на хребтах Горда и Хуан-де-Фука глубины поверхности фундамента снова уменьшаются до 2—3 км. В поперечных желобах трансформных разломов глубины поверхности фундамента возрастают до 4 км, местами — более 5 км (например, в зоне разломов Элтанин). В обе стороны от рифтовой зоны поверхность фундамента постепенно погружается, достигая на внешних границах Южно-Тихоокеанского поднятия глубин около 5 км, Восточно-Тихоокеанского поднятия — около 4,5 км, а в его северной части — не более 4 км. На Чилийском поднятии в гребневой зоне поверхность фундамента имеет глубины менее 3 км, а на флангах — более 4 км.

В океанических котловинах поверхность фундамента большей частью субгоризонтальна или слегка наклонена в сторону континентальных окраин и переходных зон, но вблизи глубоководных желобов она повсеместно образует пологие сводообразные поднятия, от которых более круто спускается к дну желобов. Глубины этой поверхности к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия составляют 4—5 км, а в котловине Беллинсгаузена — более 5 км. В обширных котловинах центральной, северной и западной частей океана глубины поверхности фундамента колеблются от 5,0 до 6,5 км, а в Северо-Западной котловине достигают 7 км и более. В глубоководных желобах поверхность фундамента погружена на глубины 8—10 км, а в наиболее глубоких из них — до 11—12 км.

Океанические поднятия в пределах котловин, как показывают материалы НСП и глубоководного бурения, обусловлены рельефом поверхности фундамента. При этом структуры фундамента либо протыкают осадочный чехол, как это видно на примере многочисленных подводных гор и вулканических островов, либо перекрываются осадочным чехлом переменной мощности с сохранением своей формы в современном подводном рельефе. К первым относятся вершины хребтов Северо-Западного (Императорского), Гавайского, Маркус-Неккер, Лайн, Туамоту, валов Каролинского, Маршалловых островов и других поднятий. Основания их погружены под осадки и имеют глубины 5,5—6,0 км. Близкое совпадение рельефа поверхности фундамента с современным подводным рельефом наблюдается на хребтах Кокос. Карнеги и Наска. На глыбовых возвышенностях Шатского, Хесса, Манихики, валах Эаурипик и Капингамаранги поверхность фундамента погружена относительно современного дна океана примерно на 0,5—1,0 км. В рельефе поверхности фундамента этих поднятий лучше, чем в современном рельефе, прослеживаются их блоковая структура и различные разрывные нарушения [10].

Расчлененность поверхности фундамента океанических котловин заметно отличается от расчлененности современного подводного рельефа, что отчетливо видно на профилях НСП (рис. 29). Как и в других океанах, характерное для срединно-океанических хребтов блоково-грядовое расчленение распространяется также под осадочным чехлом на дно котловин до предконтинентальных прогибов и внешних валов, окаймляющих глубоководные желоба.

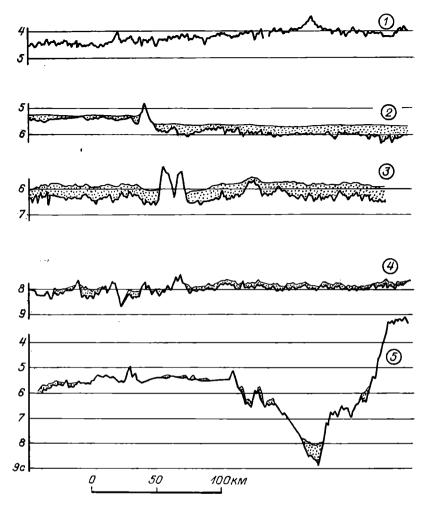


Рис. 29. Профили осадочной толщи и рельефа поверхности фундамента Тихогоокеана по данным НСП.

1 — Восточно-Тихоокеанское поднятие западнее Мексики; 2 — Северо-Восточная котловина западнее Калифорнии; 3 — восточная часть экваториальной зоны океана; 4 — южная часть Филиппинского моря; 5 — Чилийский глубоководный желоб и краевой вал.

Хотя количественных расчетов по Тихому океану пока нет, качественно можно оценить, что на поверхности фундамента котловин по сравнению со срединно-океаническими хребтами происходит некоторое укрупнение блоков и уменьшение углов наклона, но общая структура блоков сохраняется. Прослеживается также общая ориентировка гряд в рельефе поверхности фундамента вдоль простирания срединно-океанических хребтов, за исключением зон трансформных разломов, где наблюдаются поперечные направления ложбин и гряд. Все это показывает, как отмечалось выше, что

формирование блоково-грядового рельефа поверхности фундамента происходило, очевидно, в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, а затем этот рельеф постепенно распространился вместе с раздвигающимися литосферными плитами в обе стороны от оси хребтов.

Осадочный покров в Тихом океане, по сравнению с Атлантическим или Северным Ледовитым, довольно маломощный [10, 59]. Здесь на огромных пространствах океанических котловин, не говоря уже о срединно-океанических хребтах, мощность осадков составляет 0,1—0,5 км и лишь в окраинных северной и северозападной частях океана увеличивается до 1 км и более. Осадочный разрез в котловинах представлен, как правило, повсеместно распространенным акустически прозрачным слоем эоцен-четвертичных глинистых осадков, под которым залегает опаковый слой верхнемеловых карбонатных отложений с большим количеством прослоев кремней. В районах, где мощность меловых отложений велика, наблюдается также нижележащий акустически прозрачный слой более древних пород, в котором прослоев кремней значительно меньше, как это видно по скв. 169, пробуренной в районе Маршалловых островов.

В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов осадки либо отсутствуют, либо незначительны по мощности. Лишь в глубоких поперечных желобах трансформных разломов наблюдается осадочный чехол несколько большей мощности. Об отсутствии осадков на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия говорят также наблюдения из обитаемых подводных аппаратов по программам «Сиамекс» и «Галапагос»; установлено широкое распространение здесь выходов базальтовых лав, практически не прикрытых сколько-нибудь заметным осадочным покровом [51, 74].

На флангах срединно-океанических хребтов осадки имеют типичное гнездовое распространение. Мощность их в карманах постепенно увеличивается к внешним границам хребтов, но практически почти нигде не превышает 0,1 км, за исключением района севернее разлома Элтанин и экваториальной зоны, где она достигает 0,2—0,3 км. Вместе с возрастанием мощности осадков увеличивается и возраст базальных отложений от плиоцен-четвертичного в рифтовой зоне до палеогенового на флангах хребта. В скв. 83, пробуренной на восточном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия, и в скв. 81, 82 на западном фланге вскрыты миоцен-плейстоценовые карбонатные отложения, под которыми везде обнаружены базальтовые лавы (рис. 30). В районе хр. Горда скв. 35, 36 прошли миоцен-плейстоценовые терригенно-карбонатные и терригенно-кремнистые осадки, ниже которых наблюдаются красные глины, также залегающие на базальтовом основании.

В котловинах к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия мощность осадочного чехла составляет в основном 0,1—0,2 км и лишь в восточной части Гватемальской котловины и на отдельных участках на востоке Перуанской котловины достигает 0,3—0,4 км. Возраст базальных отложений увеличивается к востоку, не выхо-

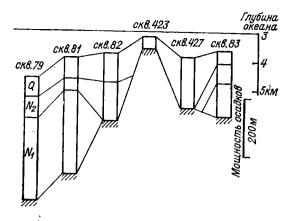


Рис. 30. Разрез осадочной толщи северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия по данным глубоководного бурения.

дя, однако, за пределы кайнозоя. В скв. 319, пробуренной в западной части Перуанской котловины, вскрыты карбонатные отложения от плейстоцена до нижнего миоцена, под которыми обнаружены базальты. В восточной части этой котловины скв. 321 прошла толщу карбонатных отложений до эоцена и достигла базальтового фундамента. В восточной части Гватемальской котловины в скв. 84, где вскрыты аналогичные карбонатные осадки, возраст базальных отложений более молодой — не старше миоцена.

В котловине Беллинсгаузена, в северной ее части, мощности осадков также невелики, но вблизи континентальной окраины Антарктиды достигают 1—2 км. В осадочном разрезе южной части котловины выделяется нижний — акустически прозрачный — слой пелагических отложений и вышележащий — стратифицированный — слой терригенных осадков, которые разделены прослоем олигоцен-среднемиоценовых окремнелых аргиллитов, отвечающих смене условий осадконакопления в этом районе. Возраст базальных отложений по данным скв. 323 — позднемеловой. Под ними вскрыт базальтовый фундамент.

На обширных пространствах котловин к западу от срединноокеанических хребтов выделяются экваториальный пояс повышенных мощностей осадков, две области умеренных широт с пониженными мощностями и окраинная зона на севере и северо-западе с довольно большими мощностями осадочного чехла. Примерно такая же картина отмечалась выше и для Атлантического океана.

Экваториальный пояс простирается в полосе шириной 350—1100 км, захватывая южные части Северо-Восточной и Центральной котловин, сужается в Меланезийской котловине и снова расширяется в Восточно- и Западно-Каролинской котловинах. Мощность осадков здесь составляет 0,4—0,6 км, причем ось максимальных значений проходит чуть севернее экватора. На валах Эаурипик и Капингамаранги мощность осадочного чехла становится еще больше и достигает 1 км. Вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия осадочный разрез представлен лишь акустически прозрачным, слабо стратифицированным слоем кайнозойских осад-

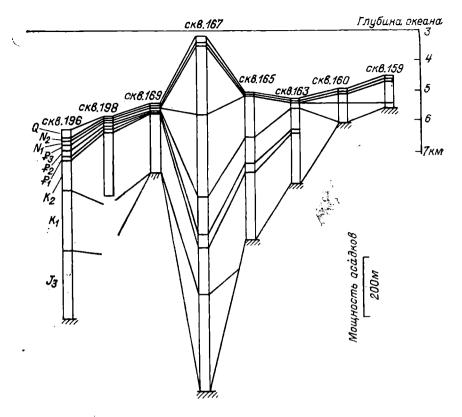


Рис. 31. Разрез осадочной толщи центральной части Тихого океана по данным глубоководного бурения.

ков. Далее к западу под ним появляется опаковый слой верхнемеловых отложений, что соответствует постепенному увеличению возраста фундамента по мере удаления от срединно-океанического хребта. Это хорошо прослеживается по материалам скв. 159—169 и других, в которых возраст базальных отложений меняется от миоценового до позднеюрского (рис. 31).

Практически вся Южная котловина, большая часть Северо-Восточной, северная часть Центральной, юго-восточные части Северо-Западной и Восточно-Марианской котловин имеют малые мощности осадочного чехла, не превышающие 0,1—0,2 км, местами до 0,3 км. Исключение составляют районы скоплений многочисленных подводных гор и атоллов и связанных с ними известковых осадков, накапливающихся у их подножий на цокольных поднятиях дна выше критической глубины растворения карбонатов.

Таковы районы Гавайского хребта, гор Маркус-Неккер, возвышенностей Магеллан и Манихики, островов Маршалловых, Туамоту, Гилберта и Тубуаи, где мощность осадков достигает 0,3—0,5 км, местами до 1 км. Скважины 171 и 313, пробуренные в рай-

оне гор Маркус-Неккер, вскрыли соответственно 470 и 590 м карбонатных отложений с прослоями кремней, переходящих внизу в известняки мелового возраста, под которыми обнаружены базальтовые лавы. В районе Маршалловых островов скв. 169 прошла 236 м красных глин, сменяющихся ниже карбонатными отложениями позднемелового возраста, залегающими на базальтовом фундаменте. В западной части поднятия островов Туамоту в скв. 318 пробурено 745 м карбонатных осадков, переходящих внизу в известняк и затем в вулканогенный песчаник эоценового возраста, но фундамент не был достигнут.

Довольно высокие мощности осадочного чехла отмечаются в северной части Северо-Восточной, почти во всей Северо-Западной и большей части Восточно-Марианской котловин — в основном 0,4—0,5 км; на возвышенностях Шатского и Обручева, а также вблизи континентальной окраины и в зал. Аляска мощность осадков увеличивается до 0,8—1,0 км и более. Осадочный разрез в заливе представлен по данным скв. 178—180 олигоцен-миоценовыми пелагическими отложениями с прослоями турбидитов, которые пе-

рекрываются плиоцен-четвертичными осадками.

В Северо-Западной котловине, как и в Восточно-Марианской и Центральной, в осадочном разрезе выделяются все три основных слоя: верхний прозрачный, опаковый и нижний прозрачный. С приближением к островным дугам западной части океана верхний слой становится заметно стратифицированным в результате увеличения количества и мощности прослоев вулканического пепла (скв. 193). В целом верхний слой состоит преимущественно из кайнозойских кремнистых илов, а опаковый слой — из верхнемеловых пелагических глин с многочисленными прослоями кремней (скв. 170, 304, 307). Нижний слой сложен плотными карбонатными осадками с редкими прослоями кремней, имеющими меловой возраст, а в Восточно-Марианской котловине — даже позднеюрский (скв. 55—58).

На возвышенности Шатского, осадочный чехол которой достаточно хорошо изучен, наблюдается полный разрез меловых карбонатных отложений от берриаса до маастрихта с тонкими прослоями кремней, перекрытых кайнозойскими осадками (скв. 47—50, 305, 306). Заметное увеличение здесь мощности меловых отложений, по сравнению с дном котловин, объясняется положением возвышенности выше критической глубины растворения карбонатов в течение всего мелового периода [26].

СВЯЗЬ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНА С РЕЛЬЕФОМ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА И РОЛЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Сведения о рельефе поверхности океанического фундамента, строении и мощности осадочного чехла имеют, несомненно, большое значение для познания происхождения и истории развития

современного рельефа дна океана и для оценки роли осадконакопления в рельефообразовании. Особенно это важно для исследования ложа океана и срединно-океанических хребтов, где благодаря сравнительно малой мощности осадков и слабому воздействию денудационных факторов в современном рельефе почти прямо отражаются неровности поверхности океанического фундамента. На континентальных окраинах, напротив, глубокое погружение поверхности фундамента, активная денудация в субаэральных условиях в прошлом, колебания уровня океана и миграция зоны волнового воздействия, накопление мощной толщи осадочного чехла за длительный период геологического развития — все это маскирует связь поверхности фундамента с современным рельефом и делает ее не прямой, а косвенной, опосредованной через другие факторы. Тем не менее совокупность всех данных, включая материалы бурения, позволяет выявить общие закономерности строения осадочного чехла на континентальных окраинах и соотношение рельефа поверхности фундамента с современным подводным рельефом.

Как было показано выше, поверхность складчато-метаморфического фундамента континентальных окраин представляет собой денудационный срез (пенеплен) преимущественно мезозойского возраста, хотя местами возраст пенеплена более древний. Это согласуется с широким развитием на поверхности Земли так называемого глобального мезозойского пенеплена [11]. В процессе дальнейшего геологического развития в результате вертикальных тектонических движений, главным образом дифференцированного погружения, поверхность пенеплена оказалась опущенной на различную глубину с формированием прогибов и поднятий поверхности фундамента, осложненных сбросами и блоковыми структурами. Затем эта поверхность была перекрыта осадочным чехлом переменной мощности, слои которого залегают либо моноклинально, либо субгоризонтально.

Поэтому в структурном отношении шельфы представляют собой эпиконтинентальные платформы, морфологически выраженные в виде слабонаклонных или субгоризонтальных малорасчлененных подводных равнин. Существенное влияние на формирование их рельефа оказали также процессы абразионно-аккумулятивного выравнивания в результате миграции зоны волнового воздействия при погружении континентальных окраин и при колебаниях уровня океана. Это видно по наличию зон перерыва в осадочной толще континентальных окраин; наиболее значительные перерывы были в олигоцене и миоцене. Неотектонические движения, сопровождавшиеся разломами, осложнили рельеф шельфов, однако созданные при этом формы были в большинстве случаев частично или полностью снивелированы абразионно-аккумулятивными процессами в плейстоцене и голоцене.

Более существенно сказывается строение поверхности фундамента в рельефе континентального склона. В районах дифференцированных вертикальных движений, где фундамент на побережьях и прилегающей части шельфа приподнят, а в зоне континентального склона опущен по системе сбросов, склон обычно представляет собой крутой ступенчатый уступ с формами долинно-глыбового расчленения. В районах, где поверхность фундамента плавно погружается в виде флексуры в сторону предконтинентального прогиба и перекрыта моноклинально залегающей толщей осадков и осадочных пород, континентальный склон, как правило, образован естественным откосом этой толщи, эродированным под воздействием придонных течений, мутьевых потоков и оползней. Склон представлен здесь уступом вогнутого профиля, в ряде случаев осложненным подводными каньонами.

Еще более отчетливо выражено выравнивание континентального склона в районах крупных прогибов, где происходит длительное накопление осадочного материала и локализация его в этих депрессиях. Наиболее яркими примерами могут служить прогибы в устьях крупных рек, где после их заполнения мощной толщей осадков сформировались огромные конусы выноса. Склон представляет здесь пологонаклонную поверхность, плавно переходящую в хорошо развитую равнину аккумулятивного шлейфа. У подножий континентального склона, где почти повсеместно протягиваются предконтинентальные прогибы, длительное и практически непрерывное в течение мезо-кайнозоя накопление осадков привело к заполнению этих прогибов, в результате чего произошла инверсия подводного рельефа от прогибов к наклонным равнинам аккумулятивных шлейфов.

В переходных зонах, где развиты молодые структуры, наблюдается почти полное соответствие современного рельефа островных дуг и поверхности складчато-вулканогенного фундамента. Как свидетельствуют геолого-геофизические данные [37, 42], хребты островных дуг сформировались в результате сводово-глыбового поднятия эродированной поверхности их фундамента в кайнозое, главным образом в неогене. Вследствие молодости структур и продолжающегося тектонического развития осадконакопление здесь играет пока незначительную роль в преобразовании подводного рельефа. Однако в междуговых прогибах и локальных тектонических депрессиях уже накопился заметный осадочный чехол.

Намного более эффективно нивелирующее воздействие осадконакопления сказывается в котловинах окраинных и особенно межконтинентальных морей. Здесь вследствие длительного погружения дна котловин и интенсивного сноса с ближайших участков суши накопился достаточно мощный осадочный чехол, в большинстве случаев почти полностью перекрывший неровности рельефа поверхности фундамента. На дне котловин сформировались, как правило, равнины предельной аккумуляции, каждой из которых присущ свой уровень глубин. Однако крупные неровности поверхности фундамента, такие как глыбовые хребты или массивные возвышенности, хотя и перекрыты осадочным чехлом различной мощности, в современном рельефе выражаются достаточно четко. В ряде районов, где осадконакопление было не столь интенсивным, как в Филиппинском море, даже небольшие неровности рельефа поверхности фундамента в виде гряд и отдельных блоков покрыты лишь облекающим чехлом осадков и почти полностью выражены в современном рельефе.

На срединно-океанических хребтах наблюдается прямое соответствие рельефа поверхности океанического фундамента и современного подводного рельефа. Осадконакопление здесь развито слабо, заполнены лишь межгрядовые ложбины на флангах и отдельные глубокие депрессии в рифтовой зоне, поэтому современный рельеф практически совпадает с рельефом поверхности вулканогенного фундамента. Судя по увеличению возраста пород и мощности осадков в обе стороны от оси хребтов, развитие рельефа происходило и происходит, очевидно, в настоящее время в условиях раздвижения дна океана. Генетическое родство блоково-грядового: рельефа поверхности фундамента рифтовых зон, флангов срединно-оксанических хребтов и оксанических котловин полтверждается морфометрическими расчетами. С другой стороны, эти же расчеты свидетельствуют о некоторой трансформации рельефа поверхности фундамента по мере удаления от оси раздвижения. что связано с увеличением его возраста и с тектонической стабилизацией. Расчет спектральных функций рельефа хребтов указывает на зависимость этих функций от скорости раздвижения. При большей скорости движения процесс формирования рельефа ближе к стационарному [10].

Роль аккумулятивного выравнивания заметно возрастает при переходе от срединно-океанических хребтов к океаническим котловинам. Наиболее хорошо это выражено в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах, несколько хуже — в Индийском и еще менее отчетливо в Тихом, где огромные его пространства и значительная удаленность котловин от источников сноса, а также большие глубины, превышающие уровень карбонатной компенсации, являются причиной относительно слабого развития осадконакопления. Повсеместно в зонах абиссальных холмов, наиболее широко распространенных в Тихом океане, мощности осадочного чехла еще не достаточны, чтобы нивелировать первичный рельеф поверхности фундамента. Осадочный покров здесь заполняет межгрядовые ложбины, облекает относительно небольшие неровности поверхности фундамента и прерывается на крутых склонах и вершинах крупных гряд и подводных гор. Современный рельеф абиссальных холмов практически повторяет в сглаженной форме первичный рельеф поверхности фундамента.

Однако на абиссальных равнинах, наиболее широко распространенных в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах, мощность осадочного чехла возрастает настолько, что он практически полностью скрывает неровности поверхности фундамента, последовательно заполняя все понижения, облекая положительные формы коренного рельефа и перекрывая их субгоризонтальными слоями более молодых отложений. Анализ профилей НСП показывает, что граница зон абиссальных холмов примерно совпадает с изоли-

9 3ak. 1344 129

ниями мощности осадков около 500 м, что соответствует средней высоте этих холмов. При достижении осадочным чехлом мощности около 1000 м происходит полное захоронение холмисто-грядового рельефа поверхности фундамента и формируются абиссальные равнины.

Иначе обстоит дело с крупными положительными морфоструктурами, такими как возвышенности, плато, хребты. Они обусловлены сводово-глыбовыми поднятиями поверхности фундамента, которые осложнены разломами, преимущественно сбросами. В зоне срединно-океанических хребтов, где поверхность фундамента практически совпадает с современным подводным рельефом, осадочный чехол тонкий или отсутствует совсем и его роль в аккумулятивном выравнивании океанических поднятий незначительна.

На дне океанических котловин, особенно удаленных от срединно-океанических хребтов, сводово-глыбовые поднятия фундамента повсеместно перекрыты осадочным чехлом различной мощности, который залегает на их вершинах в виде своего рода «шапок». Осадки накапливаются также у подножий внешних склонов и заполняют локальные депрессии, образованные неравномерно погруженными блоками. На крутых уступах, обрамляющих поднятия, осадочный покров либо сокращается по мощности, либо прерывается совсем. Таким образом, осадконакопление приводит здесь к сглаживанию первичных неровностей поверхности фундамента и к захоронению наиболее мелких из них, тогда как общая структура поднятий сохраняется в современном подводном рельефе.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И АНОМАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Фундамент на дне океанов образован структурами консолидированной земной коры. Строение фундамента определяет морфотектонику океанических областей, а региональные различия в структуре земной коры и подстилающей мантии обусловливают существование аномальных геофизических полей — магнитного и гравитационного, характер и распределение которых могут рассматриваться как индикаторы при изучении структурных особенностей различных форм рельефа дна океана.

Земная кора и верхняя часть верхней мантии образуют литосферу, которая разделена на ряд плит, располагающихся на относительно более пластичном астеносферном слое. Существование литосферных плит, их формирование, движение и взаимодействие определяют развитие морфотектоники дна океана и различных морфоструктур. Отсюда следует необходимость установления связей между консолидированной земной корой, литосферными плитами и формами подводного рельефа.

ЛИТОСФЕРНЫЕ ПЛИТЫ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Геолого-геофизические данные свидетельствуют, что литосфера Земли не является сплошной оболочкой; она разбита на ряд плит, границы между которыми отмечаются зонами сейсмической активности. Выделяется несколько крупных плит: Северо-Американская, Южно-Американская, Евразийская, Африканская, Индийская, Тихоокеанская, Антарктическая. Кроме того, имеется ряд более мелких плит: Карибская, Южно-Антильская, Кокос, Наска, Филиппинская, Фиджийская, Аравийская, Анатолийская, серия микроплит в Восточной и Юго-Восточной Азии (рис. 32).

Выделяются два основных типа границ между плитами — конструктивные и деструктивные, а также границы скольжения одной плиты относительно другой. Вдоль конструктивных границ происходит раздвижение литосферных плит, подъем глубинного вещества и наращивание плит в результате формирования новой океанической коры. Морфологически эти границы выражены рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов на дне океанов

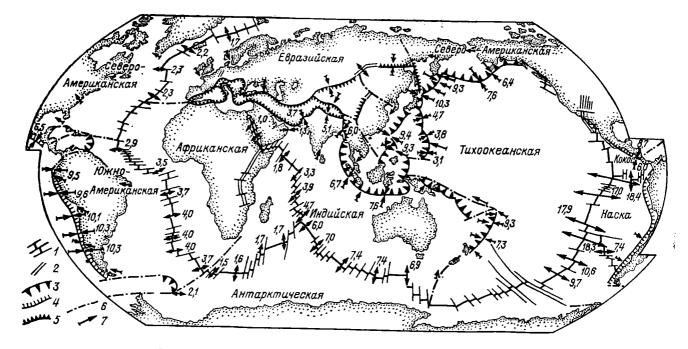


Рис. 32. Распределение литосферных плит на поверхности Земли.

1 — океанические рифтовые зоны и трансформные разломы; 2 — коптицентальные рифтовые зоны; зоны поддвига океанической коры: 3 — под остроиные дуги, 4 — под активные коптинентальные окраниы; 5 — зоны столкновения плит, соответствующие подвижным поясам континентов; 6 — зоны скольжения или сдвига; 7 — направление относительного движения плит (цифры указывают скорость, см/год).

и континентальными рифтовыми зонами на суше. К ним приурочены мелкофокусные землетрясения (механизмы которых указывают на разрывы и сдвиги), а также интенсивный базальтовый вулканизм основного состава.

Вдоль деструктивных границ происходит столкновение литосферных плит или поддвиг одной плиты под другую с разрушением поддвигаемой плиты и формированием новой континентальной коры. Морфологически эти границы выражены островными дугами или активными континентальными окраинами и сопряженными с ними глубоководными желобами, а также внутриконтинентальными горными складчатыми поясами (типа Альпийско-Гималайского). К ним приурочены глубокофокусные землетрясения (механизмы которых указывают на сжатие и сдвиги), а также известково-щелочной и кислый магматизм. Кроме современных границ плит на дне океанов можно наметить древние границы плит, не совпадающие с современными; древние границы к настоящему времени потеряли свою активность и стабилизировались.

Среди литосферных плит различаются океанические (например, Тихоокеанская, Кокос, Наска), континентальные (микроплиты в пределах Альпийско-Гималайского пояса и в Центральной Азии) и смешанные (наиболее распространенные). Океанические плиты и океанические части смешанных плит являются относительно молодыми. Их возраст, как можно судить по возрасту осадочного чехла или пород фундамента, не превышает 150—160 млн. лет, т. е. не выходит за пределы поздней юры. Континентальные плиты и континентальные части смешанных плит значительно древнее. В зависимости от геологической структуры и истории ее развития их возраст может составлять от сотен до тысяч миллионов лет, т. е. от палеозоя до протерозоя.

Как показывают специальные расчеты [10], мощность литосферных плит под океанами заметно меньше, чем под континентами, и постепенно увеличивается от рифтовых зон срединно-океанических хребтов к континентальным окраинам. Под рифтовыми зонами она составляет 7—10 км, а вблизи предконтинентальных прогибов и глубоководных желобов достигает в зависимости от расстояния относительно оси раздвижения (т. е. от возраста плит) от 40—60 до 70—85 км. Под континентами мощность плит также меняется в зависимости от тектонических условий: под молодыми платформами она составляет 150—200 км, под древними щитами — до 250—400 км.

Различия в мощности и строении литосферных плит сказываются также на различиях в строении и мощности верхней их оболочки — земной коры. Выделяются два основных типа коры — континентальный и океанический, а также ряд промежуточных — субконтинентальный, субокеанический и др. [14]. Тип земной коры имеет принципиальное значение для изучения морфоструктуры дна океана и закономерностей строения и развития форм подводного рельефа.

Согласно сейсмическим данным метода преломленных волн (МПВ), особенно глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), земная кора на ложе океана в общем виде состоит из трех основных слоев: а) осадочного, или первого; б) надбазальтового, или второго; в) базальтового, или третьего. Консолидированную кору слагают второй и третий слои. Породы, входящие в состав второго слоя, характеризуются довольно широким спектром скоростей продольных волн — от 4,0 до 6.0 км/с, но преобладают значения 4,5—5,5 км/с. Для пород третьего слоя характерен более узкий диапазон изменения скорости продольных волн — от 6,5 до 7,0 км/с (среднее — 6,7 км/с), что свидетельствует об их большей плотностной однородности по сравнению с породами второго слоя. Поверхность мантии на границе Мохоровичича (Мохо) отмечается обычно резким скачком скоростей продольных волн, достигающих 7,8—8,4 км/с. Средняя мощность океанической коры составляет 6—8 км [30].

На континентальных окраинах земная кора имеет строение, типичное для континентов. Под осадочным чехлом здесь располагается гранитный слой, характеризующийся скоростями продольных волн 5,5—6,4 км/с (среднее — 6,0 км/с). Под ним залегает базальтовый слой, который по скоростям продольных волн аналогичен третьему слою океанической коры, но по составу, очевидно, отличается от него. Поверхность мантии отмечается теми же скоростями, что и на ложе океана. Средняя мощность континентальной коры в пределах шельфовых областей составляет около 30 км, что находится в резком контрасте с мощностью океанической коры. В горных районах суши мощность коры возрастает еще больше, достигая местами 60—80 км [14].

Указанные общие черты строения океанической и континентальной коры являются в определенной степени осредненными и типичными для ложа океанов и континентальных окраин в целом. Конкретные морфоструктуры имеют свои региональные особенности строения, вызванные тектоническими причинами, и отражают в себе историю геологического развития того или иного района.

ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

На пассивных континентальных окраинах, обрамляющих докембрийские, палеозойские и мезозойские платформы суши, наблюдается в целом сходное строение консолидированной коры. В зоне континентального склона кора повсеместно утоняется, главным образом за счет сокращения мощности гранитного слоя. В предконтинентальных прогибах гранитный слой выклинивается и практически нигде в пределы океанического ложа не простирается. Базальтовый слой континентальной коры замещается здесь третьим слоем океанической коры. Таким образом, граница между континентальной и океанической корой проходит по предконтинентальным прогибам, а при наличии краевых плато, фундамент которых образован блоками континентальной коры, граница прнурочена к подножиям их внешних склонов.

В Северном Ледовитом океане консолидированная кора континентальных окраин, перекрытая, как правило, мощным осадочным чехлом, состоит из двух основных слоев со скоростями продольных волн 5,6—6,4 и 7,0—7,3 км/с. Общая мощность земной коры составляет 30—35 км. Понижение скорости в верхнем

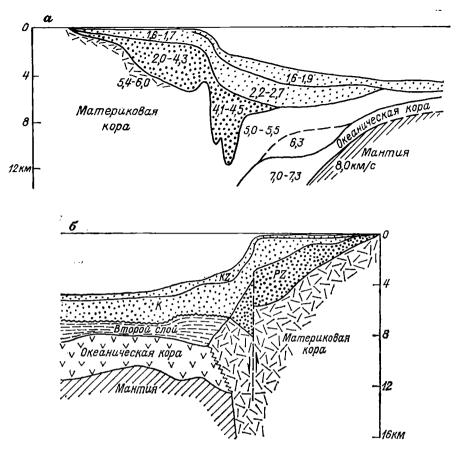


Рис. 33. Сейсмогеологические разрезы континентальных окраин Северной Америки (a) и Африки (δ) в Атлантическом океане (по Р. Е. Шеридану и др. [1969 г.]).

(гранитном) слое менее 6,0 км/с происходит обычно в зоне континентального склона, например, на Норвежском краевом плато. Особое положение занимает район моря Лаптевых, находящийся на продолжении рифтовой зоны хр. Гаккеля. Злесь под слоем со скоростями 6,0—6,5 км/с на глубине 30 км залегает «подушка» разуплотненной мантии, которая характерна для срединно-океанических хребтов.

В Атлантическом океане вдоль побережья Северной Америки кора в пределах шельфа имеет мощность от 30 до 40 км, а в предконтинентальном прогибе сокращается до 8—10 км (рис. 33). Под осадочным чехлом здесь залегают гранитный слой со скоростями 5,7—6,4 км/с и базальтовый со скоростями около 7,0 км/с. На континентальном склоне вместе с сокращением мощности гранитного слоя происходит уменьшение в нем скоростей до 5,3—5,5 км/с, что связано, вероятно, с уменьшением степени метаморфизма пород по мере удаления от складчатого пояса суши. Местами (например, в районе п-ова Лабрадор) одновременно наблюдается увеличение скоростей в базальтовом слое до 7,4—7,5 км/с [56].

На плато Блейк и Багамской платформе под мощными отложениями известняков залегают два слоя со скоростями 5,7—6,1 и 7,2—7,4 км/с. Западнее

Флориды, в Мексиканском заливе, скорости в гранитном и базальтовом слоях составляют 5,3—5,9 и 6,6—7,1 км/с. Мощность каждого из них на шельфе равна около 10 км, но на континентальном склоне гранитный слой выклинивается, а базальтовый несколько утоняется и прослеживается в котловине залива.

На континентальной окраине Южной Америки в Атлантическом океане мощность коры на шельфе составляет 28—30 км, на континентальном склоне резко сокращается, в предконтинентальном прогибе не превышает 8 км. Скорости в гранитном слое колеблются в пределах 5,8—6,6 км/с, постепенно уменьшаясь к подножию склона до 5,3—5,5 км/с. В базальтовом слое скорости составляют 6,9—7,1 км/с.

В Северном море и у побережья Британских островов мощность коры меняется от 24 до 30 км; у подножия континентального склона в Бискайском заливе сокращается до 14—16 км. Скорости продольных волн составляют от 5,4 до 7,2 км/с, причем разделить гранитный и базальтовый слои затруднительно. В Ирландском желобе континентальная кора замещается субокеанической (с отсутствием гранитного слоя), но на плато Роколл и Фарерско-Исландском пороге, включая Фарерские острова, под покровами платобазальтов обнаружена кора континентального (субконтинентального) типа [56]. По направлению к Исландии происходит замещение слоев со скоростями 6,0—6,5 км/с на более высокоскоростные, что свидетельствует о переходе к коре, близкой по структуре с корой срединно-океанического хребта, хотя и более мощной.

Под Иберийским краевым плато располагается блок континентальной коры, состоящий из двух консолидированных слоев со скоростями 4,8—5,4 и 6,6—7,1 км/с. Вдоль континентального склона Пиренейского полуострова прослеживаются серии сбросов, ограничивающих распространение гранитного слоя и при-

водящих к сокращению по мощности базальтового слоя.

Вдоль западного побережья Африки кора континентальной окраины имеет в целом однотипное строение, различаясь лишь региональными особенностями. Например, на шельфе Сьерра-Леоне мощность коры превышает 30 км. Под осадочным чехлом здесь залегают два слоя со скоростями 6,1—6,7 и 7,0—7,3 км/с. У подножия континентального склона мощность коры сокращается до 12—14 км, гранитный слой, ограниченный сериями вертикальных разломов, выклинивается, а базальтовый замещается третьим слоем океанической коры. У юго-западного побережья Африки скорости в верхнем слое консолидированной коры имеют довольно широкий диапазон—от 5,3 до 6,5 км/с, что связано, вероятно, с различной степенью метаморфизма слагающих пород и с наличием интрузивных тел.

Континентальная окраина восточного побережья Африки в Индийском океане имеет сходное строение. Мощность коры на шельфе составляет около 30—32 км, в предконтинентальных прогибах южнее и севернее Мозамбикского пролива — около 10 км, а в самом проливе в районе Коморских островов — до 15 км. Скорости в гранитном слое составляют от 5,3 до 6,5 км/с, а в базальтовом около 7,0 км/с. При этом гранитный слой, куда входят, очевидно, сильно метаморфизованные породы древней системы Карру и подстилающие их складчатые структуры, на континентальном склоне резко выклинивается или обрезается системами вертикальных разломов. Базальтовый слой здесь заметно уто-

няется и замещается третьим океаническим слоем.

В районе Мадагаскара мощность коры достигает более 35 км, но на островном склоне сокращается до 10—15 км. Скоростные ее характеристики, по-видимому, те же, что и на континентальной окраине Африки. Небольшой блок континентальной коры мощностью около 30 км располагается под Сейшельской банкой. Скорости продольных волн в гранитном слое, породы которого обнажаются на Сейшельских островах, меняются в пределах 5,7—6,3 км/с, а в базальтовом слое достигают 6,8 км/с.

Мощность консолидированной коры вдоль континентальной окраины Азин в Индийском океане составляет на шельфе около 30 км и сокращается у подножия континентального склона до 10—15 км. Наиболее резкое сокращение мощности коры и соответствующее исчезновение гранитного слоя по краевым разломам наблюдается в Аденском заливе, вдоль юго-восточного побережья Аравийского полуострова, а также вдоль юго-западного и юго-восточного побе-

режий Индостана. Скоростные характеристики основных слоев консолидированной коры в общем сходны с теми, что отмечаются в других районах океана.

Мощность коры на континентальной окраине Австралии в пределах шельфа почти повсеместно превышает 30 км и сокращается у подножия континентального склона до 10 км с одновременным выклиниванием или срезанием системами разломов гранитного слоя и утонением базальтового. Скорости продольных волн составляют в гранитном слое 5,9—6,5 км/с, в базальтовом — около 7,0 км/с.

Строение коры континентальной окраины Антарктиды подчиняется тем же общим закономерностям. От шельфа к подножию континентального склона мощность коры сокращается от 30 до 10 км, гранитный слой выклинивается, а базальтовый замещается третьим океаническим слоем.

АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Вдоль Тихоокеанского побережья Северной и Южной Африки строение коры другое по сравнению с Атлантическим побережьем. В зоне горных систем Кордильер и Анд земная кора имеет заметно повышенную мощность, которая на побережье и шельфе сокращается постепенно, а на континентальном склоне — более резко, достигая минимума на дне глубоководного желоба или в предконтинентальном прогибе (рис. 34). Здесь гранитный слой выклинивается, базальтовый заметно утоняется, скорости продольных волн несколько уменьшаются. Вдоль оси глубоководных желобов, маркирующих собой глубинные разломы, проходит четкая граница между континентальной и океанической корой, в отличие от предконтинентальных прогибов, где эта граница более расплывчатая. В Калифорнийском заливе и вдоль побережья США севернее разлома Мендосино континентальная кора граничит непосредственно с корой срединно-океанического хребта, как это наблюдается также в Аденском заливе и Красном море.

Наиболее резкий переход от мощной континентальной коры к тонкой океанической виден вдоль побережья Южной Америки. Антиклинорий горной системы Анд сложен осадочно-гранитным слоем со скоростями продольных волн 4,7—4,9 и 5,3—5,5 км/с в верхней части и 6,2—6,4 км/с — в нижней; в залегающем ниже базальтовом слое скорости составляют около 6,8 км/с. Суммарная мощность коры достигает 65—70 км. Резкое утонение коры на континентальном склоне приводит к тому, что под дном Чилийского и Перуанского желобов мощность ее составляет 10—12 км. Скорости в верхнем слое консолидированной коры колеблются здесь в пределах 4,4—5,5 км/с, а в нижележащем составляют около 6,6 км/с [41].

У побережья Центральной Америки мощность коры на суше составляет свыше 35 км, на шельфе — около 20 км, а в Центральноамериканском желобе — менее 10 км. Но далее к северу мощность коры в зоне горной системы Кордиль-

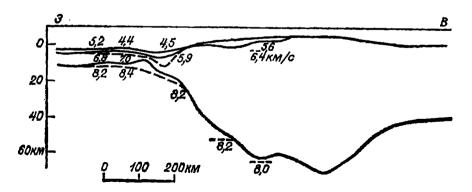


Рис. 34. Сейсмический разрез континентальной окраины Южной Америки в Тихом океане (по Г. Б. Удинцеву [1972 г.]).

ер возрастает до 50—60 км, а на шельфе — до 25 км. В зоне Калифорнийского бордерленда блоковая структура коры обусловливает заметные колебания в мощности и скоростных характеристиках гранитного и отчасти базальтового слоев. В гранитном скорости составляют от 5,1 до 5,8 км/с, в базальтовом — от 6,5 до 6,8 км/с. В районах внедрения интрузивных тел скорости в коре заметно повышаются; это наблюдается, например, в Калифорнии близ Сан-Франциско.

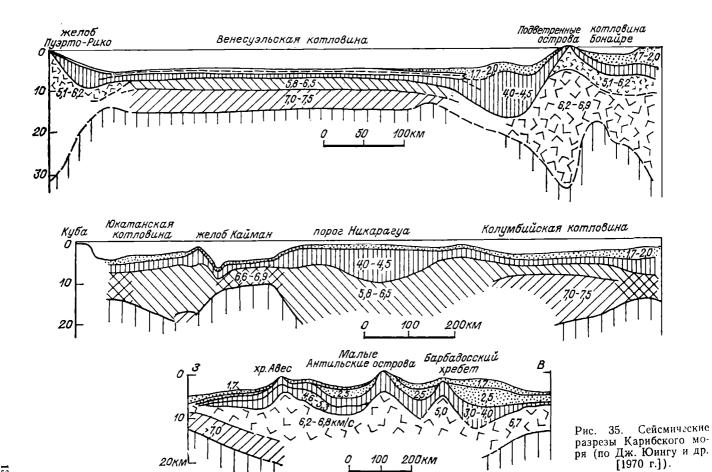
В Средиземном и Черном морях сочетаются различные типы земной коры. Прибрежные и шельфовые районы имеют мощную континентальную кору, которая на склонах к дну котловин резко утоняется и замещается субокеанической корой, распространенной практически во всех глубоководных котловинах. Расположенные в пределах морских бассейнов острова являются отчлененными континентальными блоками, и кора под ними либо континентальная, либо субконтинентальная, имеющая несколько меньшую мощность, чем на прилегающей суше. Мощность земной коры вдоль побережий Средиземного и Черного морей составляет от 35 до 45 км, под островами и подводными поднятиями — от 25 до 35 км (под Сицилией — до 45 км), на дне глубоководных котловин — от 15 до 25 км, причем в Западном Средиземноморье мощность коры в котловинах заметно меньше, чем в восточной части моря [17].

Вдоль побережий и под островами в консолидированной коре четко выделяются гранитно-метаморфический слой со скоростями продольных волн от 5,8 до 6,3 км/с и базальтовый слой со скоростями 6,5—7,0 км/с, под которым располагается поверхность мантии с граничными скоростями 8,0—8,2 км/с. У подножий континентальных склонов вместе с общим сокращением мощности коры первый слой выклинивается или замещается более низкоскоростным слоем, а второй, заметно утоняясь, продолжается под дном котловин. Переход от континентальной коры к субокеанической осуществляется либо по типу пассивных окраин с наличием систем краевых сбросов (в большинстве районов), либо по типу активных окраин, сопряженных с глубоководным желобом (вдоль Пелопоннесско-Крито-Родосской дуги).

переходные зоны

Окраинно-континентальные переходные зоны характеризуются сложным сочетанием континентальной, субконтинентальной, субокеанической и океанической земной коры. Вдоль побережий континентов на шельфе распространена мощная континентальная кора, которая Утоняется на континентальном склоне вследствие исчезновения гранитного слоя. Под островными дугами и подводными хребтами залегает субконтинентальная кора (под крупными островами — близкая к континентальной), отличающаяся меньшей мощностью и пониженными скоростными характеристиками гранитного слоя. На дне котловин окраинных морей располагается субокеаническая кора, характеризующаяся отсутствием гранитного слоя и мощным осадочным чехлом, вследствие чего ее общая мощность больше, чем в океане. В котловинах морей, удаленных от континентов и отделенных от него другими переходными зонами (например, в Филиппинском море), распространена типичная океаническая кора, свидетельствующая о том, что эти моря являются участками океанических плит, отделенных от океана островными дугами. Под глубоководными желобами протягиваются зоны контакта субконтинентальной и океанической земной коры [10, 37].

В Карибском море на шельфе Центральной и Южной Америки и на пороге Никарагуа протягиваются зоны континентальной коры мощностью 30—40 км (рис. 35). Скорости в гранитном слое со-



ставляют 5,8—6,2 км/с, в базальтовом 6,3—6,9 км/с. Под Антильской островной дугой и подводными хребтами Кайман, Беата и Авес залегает субконтинентальная кора мощностью 15—20 км (под островами Куба и Гаити — до 30 км), отличающаяся наличием хорошо развитого верхнего вулканогенного-осадочного слоя со скоростями 3,0—4,5 км/с, который обнажается на островах. Глубже залегают два основных слоя со скоростями 5,1—6,2 и 6,2—6,9 км/с. На дне котловин распространена субокеаническая кора мощностью 10—15 км. Здесь под осадками прослеживаются тонкий вулканогенный слой со скоростью 4,0—5,3 км/с и два основных слоя, где скорости составляют соответственно 5,8—6,5 и 6,7—7,5 км/с. В желобе Пуэрто-Рико, где мощность коры не превышает 12 км, выделяются слои со скоростями 5,6 и 6,0 км/с.

В Южно-Аптильской зоне под островной дугой залегает субконтинентальная кора мощностью 20—30 км, сложенная верхним вулканогенно-осадочным слоем со скоростями 4,2—5,3 км/с и двумя подстилающими основными слоями, где скорости составляют 6,3—6,6 и 6,9—7,5 км/с. На дне восточной части котловины моря Скоша распространена кора субокеанического типа мощностью 10—12 км, основные слои которой характеризуются скоростями 5,2—6,2 и 7,4—7,6 км/с. В западной части моря наблюдается океаническая кора мощностью 6—8 км, которая состоит из тонкого вулканогенного слоя со скоростями 3,7—4,9 км/с и базальтового слоя со скоростями 6,0—6,8 км/с; ниже обнаружена мантийная граница со скоростью около 8,2 км/с.

На континентальной окраине Берингова моря мощность коры превышает 30 км, под Алеутской островной дугой составляет около 25 км, а под дном котловин — не более 10—12 км. Консолидированная кора в Командорской котловине представлена практически единым слоем со скоростью около 6,5 км/с; в Алеутской же котловине выделяются два слоя со скоростями 3,7—5,5 и 6,8—7,2 км/с, под которыми залегает поверхность Мохо с граничной скоростью 8,0 км/с. В Алеутском желобе мощность коры сокращается до 8 км, а скорости в консолидированных слоях составляют 4,5—5,5 и 6,3—6,6 км/с.

Большую часть Охотского моря занимает континентальная окраина с мощностью коры от 24 до 30 км, где под осадочным чехлом залегают гранитный и базальтовый слои со скоростями 5,7—6,2 и 6,4—6,8 км/с. Под Курильской островной дугой кора мощностью около 20 км состоит из вулканогенно-осадочного слоя, обнажающегося на островах, и двух основных слоев, где скорости составляют 5,0—5,8 и около 6,6 км/с. В глубоководной котловине Охотского моря мощность коры не превышает 12—14 км. Здесь под осадками обнаружен лишь один слой со скоростями 6,7—6,8 км/с, ниже которого залегает нормальная мантия с граничной скоростью около 8,0 км/с. Под Курило-Камчатским желобом, где мощность коры составляет 15—17 км, выделяются слои со скоростями 5,5 и 6,6 км/с.

На узкой континентальной окраине Японского моря и под Японскими островами кора имеет мощность более 30 км. Скорости продольных волн в гранитном слое в Приморье и на Сахалине составляют 5,9—6,5 км/с, в Японии — от 5,0 до 6,2 км/с, в базальтовом слое соответственно 6,7—7,2 и 6,5—6,9 км/с. В котловине моря мощность коры не превышает 12 км, хотя под возвышенностью Ямато увеличивается до 20 км. Скорости в консолидированных слоях составляют в основном 5,5—6,1 и 6,7—7,0 км/с (рис. 36). На дне Японского глубоководного желоба кора имеет мощность менее 8 км и состоит из двух консолидированных слоев со скоростями 4,7 и 6,6 км/с.

Практически почти все Восточно-Китайское море подстилается континентальной корой мощностью около 30 км. Только под впадиной Окинава мощность ее несколько уменьшается, тогда как под островной дугой Рюкю снова увеличивается. Скорости в гранитиюм слое составляют на шельфе 5,8—6,3 км/с, под островами Рюкю 5,0—6,2 км/с; в базальтовом слое 6,7—7,2 км/с.

В Южно-Китайском море картина сходна с наблюдаемой в Японском море, только область шельфа с континентальной корой здесь заметно больше. Под Филиппинскими островами залегает субконтинентальная кора мощностью более 30 км, а под дном котловины моря — субокеаническая кора мощностью около 12—20 км, которая на подводных поднятиях заметно утолщается. Сложное сочетание субконтинентальной и субокеанической коры прослеживается к югу от Филиппинских островов. Под островами и подводными хребтами кора имеет мощность более 25 км и состоит из относительно тонкого вулканогенного слоя и двух основных слоев со скоростями 5,7—6,2 и 6,7—6,9 км/с. В котловинах Сулу, Сулавеси, Банда и других мощность коры уменьшается до 10 км, в ее строении принимают участие (кроме осадков) слои со скоростями около 5,0 и 6,4—6,9 км/с [67].

Под Зондской островной дугой кора имеет мощность до 25 км. Ее слагают тонкий слой со скоростями 3,9—4,7 км/с и значительно более мощные основные слои, в которых скорости составляют 5,1—5,7 и 6,6—7,2 км/с. Под дном Зондского глубоководного желоба, где мощность коры уменьшается до 14 км, выделяются слои со скоростями 4,1 и 7,2 км/с.

В Филиппинском море распространена кора океанического типа мощностью 6—8 км, которая под хр. Кюсю-Палау и другими поднятиями увеличивается до 10—12 км, в основном благодаря утолщению второго слоя (рис. 37). Скорости во втором слое составляют в верхней части 3,5—4,7 км/с, в нижней 5,6—5,8 км/с, а в третьем слое 6,6—7,0 км/с. Под островными дугами Нампо, Марианской, Яп и Палау строение коры ближе к субконтинентальному с мощностью до 15—17 км. Она слагается тонким вулканогенно-осадочным слоем со скоростями 3,0—3,3 км/с, под которым залегают два основных слоя, где скорости составляют 4,8—5,5 и 6,5—7,0 км/с. В глубоководных желобах мощность коры сокращается до 10—12 км [6].

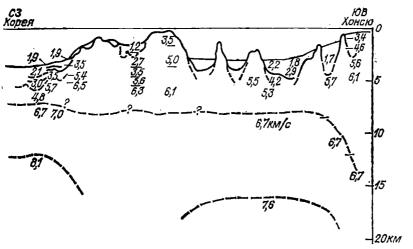
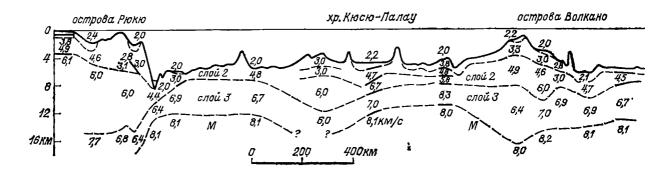


Рис. 36. Сейсмический разрез Японского моря (по У. Людвигу и др. ... [1975 г.]).



В районе о. Новая Гвинея и архипелага Бисмарка распространена континентальная кора мощностью более 30 км. В гранитном слое, занимающем верхние 10—15 км коры, скорости составляют около 6,1 км/с. В то же время в неглубокой котловине Новогвинейского моря мощность коры сокращается до 20 км, хотя структура ее сохраняется.

Под Соломоновыми островами наблюдается субконтинентальная кора мощностью около 20 км. В ее строении участвуют вулканогенно-осадочный слой со скоростями 3,7—4,5 км/с и два основных слоя, где скорости составляют 5,4 и 6,7 км/с. В котловине Соломонова моря мощность коры сокращается до 8 км, а структура ее становится ближе к океанической.

Сложное строение коры наблюдается в Коралловом море. В пределах континентальной окраины Австралии распространена типичная континентальная кора мощностью 30—40 км, которая резко сокращается на континентальном склоне. Под краевым плато Квинсленд кора имеет мощность около 20 км и состоит из двух консолидированных слоев со скоростями 5,2—6,3 и 6,6—7,3 км/с. На дне котловины моря кора мощностью 8—10 км имеет строение, близкое к океаническому. Здесь под осадками залегает тонкий вулканогенный слой со скоростями 4,3—4,6 км/с, подстилаемый базальтовым слоем, где скорости варьируют от 6,5 до 7,6 км/с. Однако подводные хребты Лорд-Хау и Норфолк характеризуются повышенной мощностью коры (до 20 км), в строении которой принимают участие два верхних слоя со скоростями 3,9—4,9 и 5,9—6,2 км/с, мощность которых значительно увеличена, и нижний слой со скоростями 6,7—6,9 км/с.

Близкое к океаническому типу строение коры имеет также Южно-Фиджийская котловина. Мощность коры составляет 7—11 км, консолидированные слои характеризуются скоростями 4,4—6,0 и 6,8—7,0 км/с; под ними залегает нормальная мантия с граничными скоростями 8,1—8,4 км/с. На Северо-Фиджийском плато мощность коры не превышает 10 км, скорости в консолидированных слоях составляют 3,3—5,5 и 6,4—6,6 км/с. Однако ниже располагается область аномальной мантии с пониженными скоростями (7,3—7,7 км/с), которая простирается (по гравиметрическим данным) до глубин около 25 км.

Островная гряда Тонга-Кермадек и параллельный ей хр. Коллвил-Лау характеризуются субконтинентальным типом коры мощностью 14—18 км, в ложбине между ними мощность коры сокращается до 10 км. Под тонким вулканогенно-осадочным слоем здесь залегают основные слои со скоростями 5,1—6,2 и 6,5—7,0 км/с, причем верхний можно разделить на две части. На дне глубоководных желобов мощность коры менее 10 км. В ней выделяются слои со скоростями 5,2—5,5 и 6,5—7,0 км/с.

Новозеландское плато вместе с островами представляет собой участок континентальной коры (микроконтинент) мощностью от 20 до 35 км. Здесь под осадочным чехлом четко выделяются гра-

нитный и базальтовый слои примерно одинаковой мощности, под которыми располагается нормальная мантия с граничной скоростью 8,0 км/с.

ЛОЖЕ ОКЕАНОВ

Дно океанических котловин подстилается корой океанического типа. При общих чертах их строения среди котловин существуют некоторые различия, указывающие на определенную гетерогенность океанической коры. Особенно заметно отличается своим строением кора океанических поднятий — хребтов, возвышенностей, плато.

В Северном Ледовитом океане дно котловин Канадской, Макарова, Толля, Амундсена и Нансена, несмотря на различия в мощности осадочного чехла, характеризуется корой океанического типа, мощность которой составляет менее 10 км. В ее строении принимают участие второй и третий слои со скоростями продольных волн 4,5—6,0 и 6,3—6,8 км/с. Под хр. Менделеева кора имеет сходную структуру, но мощность ее увеличена до 16 км. Особое положение занимает хр. Ломоносова, где кора отличается субконтинентальным типом строения, а мощность ее достигает 18—20 км. Вероятно, этот хребет представляет собой обломок континентальной коры, оказавшийся в пределах ложа океана [72].

В котловинах Норвежско-Гренландского бассейна кора мощностью 7—8 км представлена двумя консолидированными слоями со скоростями 4,0—5,4 и 6,8—7,6 км/с. Подводные горы на дне Норвежской котловины, являющиеся вершинами погребенного хр. Эгир, образованы штоками пород, скорости в которых составляют 7,2—7,6 км/с.

Особенностью Лабрадорской котловины, как уже отмечалось, является наличие погребенного Срединно-Лабрадорского хребта. Слагающие его породы характеризуются скоростями от 3,2 до 5,5 км/с, а их мощность колеблется от 2,5 до 3,5 км. Под ними залегает слой со скоростями около 7,7 км/с. По обеим сторонам от хребта наблюдается обычный разрез океанической коры, где под осадками залегают слои со скоростями 4,5—5,3 и 6,1—6,9 км/с.

Другие котловины Атлантического океана подстилаются сходной по строению корой, консолидированная часть которой представлена слоями со скоростями продольных волн 4,2—5,6 и 6,2—7,0 км/с (рис. 38). Мощность верхнего слоя, слагающего океанический фундамент, резко переменная из-за неровностей его рельефа. В некоторых районах (например, в северо-западной части Западно-Европейской и северной части Канарской котловин) этот слой сокращается до минимума, так что не регистрируется при работах МПВ, но отмечается на записях НСП. В Северо-Американской котловине его мощности составляют 0,5—1,0 км, в котловинах Зеленого Мыса, Сьерра-Леоне, Гвинейской — от 0,5 до 2,5 км, в котловинах Гвианской, Бразильской, Аргентинской и Ангольской — от 1 до 3 км, в южной части Канарской 2—3 км, в

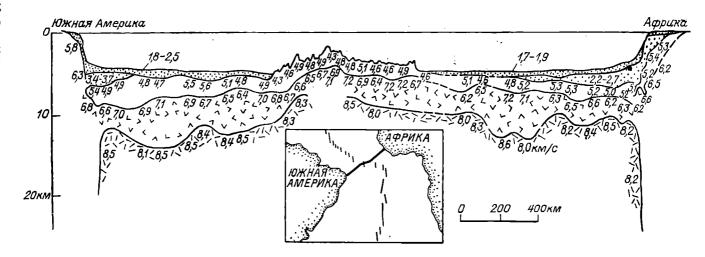


Рис. 38. Сейсмический разрез Атлантического океана (по Р. Лейдену и др. [1968 г.]).

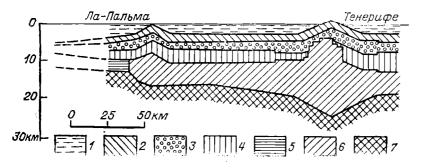


Рис. 39. Структурный разрез района Канарских островов (по Е. Бошару, Д. Макфарлану [1970 г.]).

I — вода; 2 — туфы и кластиты; 3 — пиллоу-базальты; 4 — массинные базальты; 5 — оксанический слой; мантия: 6 — разуплотненная, 7 — нормальная.

Бискайском заливе — до 2—5 км. Нижележащий третий слой также имеет переменную мощность — от 3 до 7 км, но эти изменения более плавные и обусловлены влиянием крупных структурных неоднородностей в земной коре. Повсеместно третий слой подстилается нормальной мантией с граничными скоростями 7,7—8,3 км/с, причем относительно низкие значения встречаются пренимущественно в северо-восточной части океана [77].

Океанические поднятия в пределах котловин отличаются повышенными значениями мощности коры, причем это повышение происходит в основном благодаря увеличению мощности второго слоя. На Бермудском плато, возвышенностях Сеара и Сьерра-Леоне, Угловом поднятии, Антильском и Южно-Антильском внешних валах мощность коры составляет 8—10 км, на возвышенности Риу-Гранди — до 15 км, на Китовом хребте и под островами Канарскими и Зеленого Мыса — более 20 км. Местами видно более дробное расслоение коры, свидетельствующее о сложных процессах ее формирования. Например, на Бермудском плато верхняя часть второго слоя характеризуется скоростями 4,0—4,2 км/с, а нижняя — 5,3—5,5 км/с. На Канарских островах (рис. 39) пол верхним слоем вулканических пород со скоростями 3,9—4,7 км/с отмечаются еще два слоя базальтов, где скорости составляют 5,6—6,0 и 7,0—7,1 км/с [48].

В котловинах Индийского океана наблюдается сходная картина строения земной коры (рис. 40). Скорости во втором слое составляют 4,5—5,8 км/с, в третьем 6,5—7,1 км/с, а на поверхности мантии 8,0-8,1 км/с. Колебания мощностей второго слоя (1— 3 км) обусловлены неровностями рельефа океанического фундамента, а изменения мощностей третьего слоя (3—5 км) зависят от более крупных неоднородностей структуры коры. При этом котловины западной и северной частей океана (Мозамбикская. Мадагаскарская, Маскаренская, Сомалийская, Центральная) отличаются несколько повышенными значениями мощностей второго слоя по сравнению с котловинами восточной и южной (Кокосовая, Западно-Австралийская, Амстердам, Крозе и др.). Кроме того, заметно некоторое увеличение мощности океанической коры с приближением к континентальным окраинам (например, мощность коры Северо-Австралийской котловины возрастает до 9 км).

Под океаническими поднятиями на дне котловин мощность коры заметно увеличивается, причем в основном вследствие утолщения второго слоя, хотя под крупными поднятиями, такими как Кергелен, возрастает мощность и третьего слоя. Общая мощность коры на возвышенности Агульяс составляет более 7 км, на хребтах Мозамбикском и Мадагаскарском — свыше 10 км, на возвышенности Обь, плато Крозе, хребтах Восточно-Индийском и Западно-Австралийском — более 12 км, на хребтах Маскаренском и Мальдивском — около 15 км [7]. Скоростные характеристики слоев в пределах поднятий отличаются большей изменчивостью, чем на дне котловин, и в ряде случаев видна значительная рас-

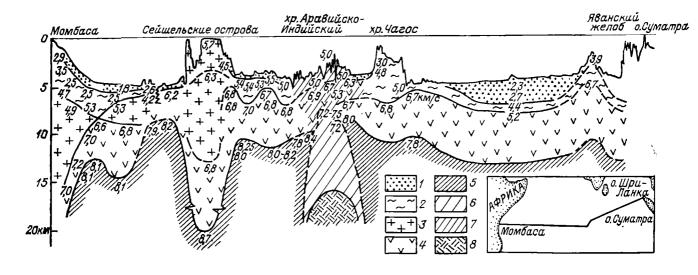


Рис. 40. Сейсмический разрез Индийского океана (по Г. Б. Удинцеву и др. [1968 г.]).

1 — осадки; слой: 2 — второй, 3 — гранитно-метаморфический, 4 — третий; мантия: 5 — нормальная, 6 — разуплотненная; 7 — кора срединно-океанического хребта; 8 — днапир пород нижней мантии (?).

слоенность коры. Например, на Маскаренском хребте второй слой состоит из двух частей со скоростями 4,5 и 5,5 км/с, которые на склонах замещаются слоями со скоростями 5,5 и 6,0 км/с. На Мальдивском хребте во втором слое отмечаются скорости 4,0 и 6,1 км/с, а в третьем слое — от 6,5 до 7,1 км/с. На Восточно-Индийском хребте значения скоростей во втором слое меняются от 3,8 до 5,4 км/с.

Особое положение занимает поднятие Кергелен, где мощность коры составляет от 15 до 20 км (рис. 41). Некоторые авторы предполагают [22], что это поднятие представляет собой микроконтинент, оставшийся в пределах океанической котловины при раздвижении континентальных плит Антарктиды, Африки, Индостана и Австралии. Однако данные геофизических исследований не подтверждают этой гипотезы. По скоростным характеристикам консолидированная кора здесь похожа скорее на океаническую, чем на континентальную. Поэтому поднятие можно рассматривать как крупную сводово-глыбовую морфоструктуру, возникшую на океанической коре [60].

В котловинах Тихого океана также наблюдается примерно одинаковое строение коры. Преобладающие скорости во втором слое находятся в пределах 4,3—5,4 км/с, в третьем — от 6,5 до 7,0 км/с, на поверхности мантии — до 8,2—8,4 км/с. Можно заме-

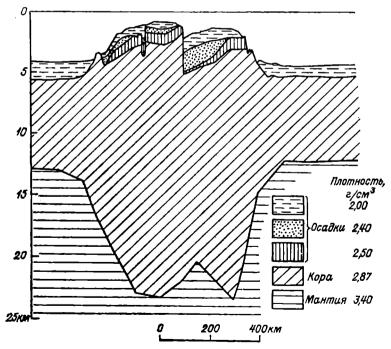


Рис. 41. Структурный разрез района поднятия Кергелен (по Р. Хоутцу и др. [1977 г.]).

тить, что в целом скорости во втором слое Тихого океана несколько ниже, чем в Индийском, и близки к значениям, регистрируемым в Атлантическом океане, хотя в последнем заметно выше мощность осадков. Однако в Северо-Восточной котловине Тихого океана, где проведено больше всего исследований, отмечается значительный разброс скоростей во втором слое — от 4,2 до 6,3 км/с, по среднее значение опять-таки составляет 5,0 км/с. Мощность второго слоя колеблется в пределах 0,7—2,1 км в зависимости от неровностей рельефа фундамента, причем эти колебания меньше, чем в других океанах. Мощность третьего слоя составляет в основном от 4,5 до 7 км, хотя в Северо-Западной котловине вблизи Курило-Камчатского желоба отмечаются мощности до 8—9 км. Относительно повышенными мощностями третьего слоя характеризуются также близкие к континенту Перуанская и Чилийская котловины.

Под океаническими поднятиями, как и в других океанах, мощность коры заметно увеличена, большей частью в результате утолщения второго слоя. В пределах сводовых валов, увенчанных вулканическими горами и островами, таких как Каролинский, Маршалла-Гилберта, Маркус-Неккер, Лайн, Туамоту, мощность коры составляет 8—10 км. Такие же значения характерны для Северо-Западного (Императорского) хребта, тогда как на Гавайском хребте мощность коры достигает более 15 км, а под наиболее крупными островами — до 20 км. В структуре второго слоя, скоростные характеристики которого несколько понижены по сравнению с присущими дну котловин, иногда видно расслоение с выделением верхнего, относительно тонкого, вулканогенного слоя. Например, на Гавайских островах выделяются слои со скоростями 3,0—4,8; 5,2 и 6,8 км/с. На атоллах Маршалловых островов

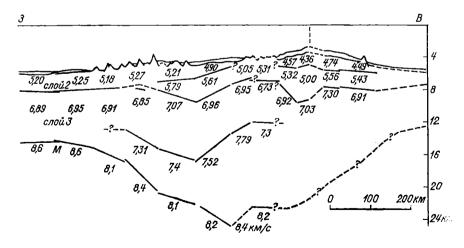


Рис. 42. Сейсмический разрез возвышенности Шатского (по Γ . Б. Удинцеву [1972 г.]).

под толщей известняков мощностью более 1 км залегает слой со скоростями 3.8-4.1 км/с, а ниже — 5.5-5.6 и 6.5-6.9 км/с. На хр. Маркус-Неккер скорости во втором слое составляют около 4.9 км/с, а на Северо-Западном хребте — от 3.5 до 3.9 км/с, тогда как в третьем слое — от 6.6 до 7.0 км/с.

Несколько отличаются от других поднятий широкие сводовые валы Эаурипик и Капингамаранги. Мощность коры достигает 15 км, фундамент характеризуется скоростями около 5,5 км/с. Аналогичная структура коры отмечается также для глыбового хр. Наска и сводово-глыбовых возвышенностей Манихики, Магеллан и Хесса. На возвышенности Шатского мощность коры еще больше — до 22 км (рис. 42). Ее консолидированную часть слагают слои со скоростями 4,4—5,8 и 6,7—7,0 км/с, которые подстилаются аномальным слоем, где скорости возрастают до 7,0—7,8 км/с. Ниже располагается нормальная мантия с граничными скоростями 8,1—8,4 км/с [40].

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Срединно-океанические хребты характеризуются специфическими чертами строения земной коры, отличающими их от ложа океана (рис. 43). Особенно выделяются рифтовые зоны, где под вторым слоем океанической коры располагается аномальная мантия с пониженными значениями скоростей, а в зонах трансформных разломов, наоборот, выявляются участки с повышенными скоростями на поверхности мантии. В то же время на флангах срединно-океанических хребтов кора постепенно приближается по своему строению к океанической. Слой аномальной мантии выклинивается и замещается обычным третьим слоем коры, под которым располагается нормальная мантия.

Верхний (второй) слой консолидированной коры образует фундамент срединно-океанических хребтов; его кровля видна как блоково-грядовый рельеф, практически не завуалированный осадками. Мощность слоя колеблется от 1 до 5 км, составляя в большинстве случаев 2-3 км, что соответствует примерно высоте хребтов над океаническими котловинами. Скорости продольных волн в этом слое имеют большой разброс значений — от 3,0 до 6,0 км/с, причем наибольшие отклонения от средних значений наблюдаются в рифтовых зонах. Преобладающие значения скоростей находятся в пределах 4,8—5,5 км/с, т. е. аналогичны наблюдаемым в океанических котловинах. Местами в толще пород фундамента прослеживается расслоение по скоростным характеристикам. Более детальные исследования методом многоканального профилирования показывают, что верхний слой мощностью около 0,4 км, сложенный лавовыми покровами, где скорости не превышают 3 км/с, подстилается толщей пород со скоростями более 5 км/с, представленных, скорее всего, дайковым комплексом [10].

Залегающий под вторым слоем коры в рифтовых зонах слой аномальной мантии характеризуется скоростями от 7,0 до 7,6 км/с. Мощность его сейсмическими методами МПВ определить обычно

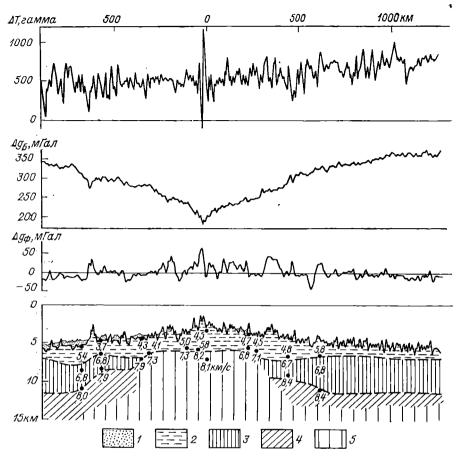


Рис. 43. Типичный сейсмический разрез, магнитные и гравитационные аномалии Атлантического срединно-океанического хребта (по П. Вогту и др. [1969 г.]). 1— осадки: слои: 2— второй, 3— третий; мантия: 4— нормальная, 5— разуплотненная.

не удается, за исключением отдельных участков поперечных желобов. Согласно расчетам по гравиметрическим данным мощность аномальной мантии должна составлять не менее 30 км [3]. Результаты же исследований сейсмических волн от землетрясений показывают, что мощность этого слоя в пределах рифтовой зоны шириной 300—500 км достигает порядка 250 км. Такой слой является препятствием для прохождения поперечных волн даже от глубокофокусных землетрясений. С другой стороны, наличие в рифтовой зоне очагов мелкофокусных землетрясений свидетельствует о том, что земная кора здесь достаточно жесткая. Очевидно, породы, слагающие кору, характеризуются так называемой дислокационной вязкостью, тогда как нижележащий слой аномальной мантии имеет диффузионную вязкость, свойственную расплавленному состоянию вещества [13].

Детальные исследования на полигонах, выполненные советскими и зарубежными экспедициями, позволяют охарактеризовать структуру коры более подробно. По результатам работ на НИС «Академик Курчатов» в Атлантическом океане, проведенных в районах разломов Курчатова и Атлантис, вдоль рифтовых долин и поперечных желобов повсеместно выделяются два слоя со скоростями 5,3—5,5 и 7,1—7,2 км/с. Мощность верхнего составляет 3—5 км. причем наименьшее значение получено в районе разлома Курчатова. В поперечном желобе разлома Атлантис под нижним слоем на глубине 15 км зарегистрирована граница со скоростью около 9 км/с. В рифтовой долине севернее разлома Кейн под верхним слоем со скоростью около 3 км/с на глубинах от 0.5 до 1.5 км залегают породы со скоростями 5,5-5,8 км/с. В районе разлома Вима под осадками выявлен слой со скоростью около 5,0 км/с и мощностью до 2,5 км, который подстилается слоем, где скорости составляют 6.2—6.5 км/с. В желобе Романш под мошной толщей осадков залегает слой со скоростью 3,4 км/с и мощностью 2 км. Ниже располагается слой мощностью 3—4 км, где скорость составляет 4.3 км/с.

Сложная картина блокового строения коры Атлантического хребта в зоне разлома Вернадского выявлена при многоканальном сейсмическом профилировании на НИС «Академик Вернадский»; в общем она согласуется с другими материалами. Детальные работы, проведенные английскими исследователями на 37° с. ш., выявили вдоль рифтовой долины верхний слой мощностью 2,5 км, где скорость составляет 3,2 км/с. Такая сравнительно малая скорость объясняется наличием в этом слое трещин и пустот, служащих проводящими каналами для магмы. Ниже располагается слой со скоростями 5,4—6,3 км/с, под которым отмечается поверхность мантии с граничной скоростью более 8,0 км/с [79].

В районах крупных вулканических поднятий кора заметно утолщается. Например, на Азорском плато по данным изучения волн Релея мощность коры составляет более 15 км. Верхняя мантия характеризуется здесь пониженными скоростями продольных волн. В Исландии мощность коры достигает более 40 км. Здесь под современными и четвертичными вулканическими и осадочными образованиями залегает слой базальтов мощностью 3—5 км, где скорости продольных волн составляют 4,1—6,0 км/с. Ниже располагается слой со скоростями 6,5—7,0 км/с, мощность которого достигает 30 км. Он подстилается относительно тонким промежуточным слоем со скоростью около 7,5 км/с, под которым регистрируется поверхность мантии [21].

По данным исследований в Индийском океане, выполненных на судах «Витязь» и «Академик Курчатов», в рифтовых долинах и поперечных желобах Западно-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов отчетливо выделяются два основных слоя со скоростями 4,5—5,5 и 7,0—7,5 км/с. Мощность верхнего слоя составляет около 2 км. В желобе Витязя под нижним слоем на глубинах 16—18 км выявлена поверхность мантии с граничной скоростью

до 9 км/с. В то же время на окаймляющих рифтовых гребнях скоростные характеристики основных слоев иные — 6,0 и 6,7 км/с. В рифтовой долине Центральноиндийского хребта по данным советских и американских исследований под верхним слоем мощностью 2—3 км (скорость 5,3 км/с) залегает слой со скоростью 6,7 км/с. В районе о. Амстердам под тонким покровом осадков выявлены слои со скоростями 4,5 км/с (мощность 1,5 км), 6,7 км/с (мощность 6,6 км) и подстилающий слой со скоростью около 7,6 км/с.

На Срединно-Аденском хребте в строении коры принимают участие два основных слоя со скоростями 3,9—5,3 и 6,1—6,9 км/с, которые подстилаются мантией с граничными скоростями от 7,6 до 8,4 км/с. В районе желоба Таджура под третьим слоем со скоростями 6,1—6,4 км/с залегает аномальная мантия, граничные скорости в которой составляют 7,0—7,1 км/с.

В Тихом океане по материалам МПВ выявлено строение коры Восточно-Тихоокеанского поднятия [41]. Здесь на гребне хребта выделяются три слоя со скоростями 4,8—5,1; 6,9—7,0 и 7,4—7,7 км/с. На флангах хребта земная кора по своему строению аналогична коре океанических котловин. Отмечается также, что мощность третьего слоя в направлении от котловин к оси хребта постепенно уменьшается. Под гребневой зоной поднятия типичные мантийные скорости продольных волн не регистрируются, что может указывать на наличие здесь аномальной мантии, как и на других срединно-океанических хребтах.

В Калифорнийском заливе, как и в Красном море, где гранитно-метаморфический слой континентальных окраин разорван, под покровом осадков залегает базальтовый слой мощностью около 6 км, ниже которого отмечается поверхность аномальной мантии

с граничной скоростью 7,8 км/с.

В районе хребтов Горда и Хуан-де-Фука также прослеживаются признаки коры, характерной для океанических рифтовых зон. Базальтовый слой здесь утоняется, поверхность мантии поднимается и одновременно уменьшаются скорости граничных волн до 7,2—7,5 км/с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для понимания геологических процессов, происходящих в земной коре и формирующих морфоструктуру дна океанов, необходимо знать состав слагающих ее пород, которые образуют слои с определенными скоростными характеристиками, выявляемыми при сейсмических исследованиях. Состав пород можно установить как непосредственным геологическим исследованием дна океанов путем драгирования, сбора проб коренных пород и глубоководного бурения, так и косвенным путем на основании экспериментальных работ и теоретических представлений о процессах формирования

земной коры. Для определения состава пород, слагающих континентальные окраины, кроме того, возможны экстраполяции данных о геологическом строении прилегающих участков суши.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

На континентальных окраинах, как и на прилегающей суще, гранитный слой является по существу фундаментом для платформенного осадочного чехла. Фундамент сложен смятыми в складки, сильно метаморфизованными докембрийскими, палеозойскими и мезозойскими породами, пронизанными магматическими интрузиями. Отмечающиеся в этих породах скорости продольных сейсмических волн характерны не только для гранитов, но также и для гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов и других метаморфических пород. Геологические наблюдения на докембрийских щитах и в ядрах складчатых горных сооружений, где этот фундамент выходит на земную поверхность, подтверждают такой состав пород, слагающих гранитный слой. Поэтому с геологической точки зрения правильнее называть этот слой гранитно-метаморфическим или гранитно-гнейсовым.

Наблюдаемые колебания скоростей продольных волн в гранитно-метаморфическом слое континентальных окраин обусловлены
региональными различиями в составе пород и в степени метаморфизма одних и тех же пород, от чего зависят их плотность и скоростные характеристики. Это хорошо видно в ряде районов континентальных окраин, особенно тех, которые располагаются по периферии складчатых горных сооружений. При удалении от главного
орогенического пояса к краю шельфа и далее к подножию континентального склона скоростные характеристики пород, слагающих
гранитно-метаморфический слой, заметно понижаются. Уменьшение степени метаморфизма пород фундамента зависит также от
их возраста. В общем виде, если исключить региональные различия, степень метаморфизма пород и соответственно их скоростные
характеристики понижаются от докембрийского фундамента к мезозойскому.

Базальтовый слой континентальных окраин практически нигде не обнажается на поверхности суши или на морском дне. Поэтому судить о его природе можно лишь на основании косвенных данных. Исходя из скоростных характеристик можно предполагать, что этот слой сложен породами, испытавшими высшую степень метаморфизма в так называемой гранулитовой фации, в отличие от амфиболитовой фации пород гранитно-метаморфического слоя. На основании этого базальтовый слой континентальной коры называют иногда гранулито-базитовым. Кроме того, породы нижней части коры, имеющие, несомненно, более древний возраст, должны быть гуще пронизаны магматическими интрузиями первичного базальтового состава. Это могло обусловить значительную роль базальтов в формировании нижнего слоя земной коры.

Геофизические исследования показывают, что практически повсеместно на континентальных окраинах породы базальтового слоя отличаются от вышележащих пород относительно более стабильными скоростными характеристиками. Можно предположить, что базальтовый слой, имевший первоначальный разнородный состав (как и гранитно-метаморфический слой), в процессе длительного геологического развития был сильно преобразован под действием базальтовых внедрений, в результате чего он приобрел относительную гомогенность.

переходные зоны

В переходных зонах наряду с древними структурами большую роль играют кайнозойские складчатые структуры и вулканические образования. Поэтому здесь широко развит так называемый вулканогенный (или вулканогенно-осадочный) слой, присутствующий на островных дугах и дне котловин краевых морей. Геологические исследования, изучение образцов коренных пород, поднятых при драгировании, лабораторные измерения скоростных характеристик, а также результаты бурения позволяют достаточно уверенно считать, что этот слой действительно сложен вулканогенными породами. На островных дугах среди них преобладают кислые разности — андезиты, дациты, риолиты и их вариации; средние и основные породы здесь распространены значительно меньше. На дне котловин краевых морей (например, в морях Карибском, Скоша, Беринговом, Японском, Южно-Китайском, Коралловом, Фиджи), напротив, установлено явное преобладание вулканогенных пород основного состава, преимущественно базальтов.

Нижележащий слой на островных дугах и подводных хребтах, порогах и возвышенностях на дне котловин отождествляется с гранитно-метаморфическим слоем континентальной коры. Особенно это относится к крупным островам, представляющим собой складчатые горные сооружения, таким как Куба, Гаити, Южная Георгия, Японские, Филиппинские, Зондские, Новая Гвинея, Новая Зеландия. Геологическое изучение пород, обнажающихся в ядрах антиклинориев этих островов, свидетельствует, что они представлены в основном палеозойскими сланцами и гнейсами в разной степени метаморфизма, пронизанными гранитными интрузиями. В тех районах, где гранитно-метаморфический слой не выходит на поверхность, сведения о его составе получены по данным изучения ксенолитов, вынесенных из глубоких горизонтов при вулканических извержениях; эти сведения также подтверждают сделанный выше вывод [37].

В то же время на вулканических островных дугах, таких как острова Малые Антильские, Южные Сандвичевы, Алеутские, Курильские, Марианские, Тонга, Кермадек, гранитно-метаморфический слой выделяется недостаточно четко, граница с вышележащим вулканогенным слоем почти не выражена, скоростные характеристики пород пониженные. Это свидетельствует, очевидно, об

относительно малой степени метаморфизма пород и о слабом развитии процессов гранитизации слоя.

На дне котловин краевых морей гранитно-метаморфический слой отсутствует, на что указывают кроме геофизических материалов и данные глубоководного бурения. Здесь либо под осадочным чехлом, либо под вулканогенным слоем залегает базальтовый слой с характерными скоростными параметрами. Базальтовый слой простирается также под островными дугами и подводными поднятиями, но нигде не выходит на поверхность дна. Предполагается, что базальтовый слой в переходных зонах, как и на континентальных окраинах, сложен метаморфическими породами в гранулитовой (или амфиболитовой) фации метаморфизма и магматическими интрузиями.

На основании изучения ксенолитов в эффузивах островных дуг Тихого океана считается, что в составе базальтового слоя присутствуют основные и ультраосновные магматические образования, амфиболиты, гранулиты, кристаллические сланцы. Вероятно, такой же состав имеют породы, слагающие базальтовый слой на дне котловин краевых морей. Судя по скоростным характеристикам, эти породы отличаются от вещества, слагающего третий слой океанической коры, несколько большей плотностью, что можно объяснить значительной степенью их метаморфизма, хотя в целом, как отмечалось выше, кора на дне многих котловин сходна с типично океанической.

Достаточно сложно решить вопрос о природе сейсмических слоев земной коры в Средиземном и Черном морях. Если для полу островов и островов, геологически хорошо изученных, континентальный тип строения гранитно-метаморфического и базальтового слоев не вызывает сомнений, то для подводных структур, особенно дна котловин, пока нет однозначного ответа. Хотя геофизические материалы свидетельствуют об отсутствии на дне котловин гранитного слоя, что вместе с малой мощностью коры рассматривается как доказательство наличия субокеанической коры, однако прямых геологических данных, подтверждающих этот вывод, пока нет. В ряде районов, преимущественно у подножий континентальных и островных склонов, драгированием и бурением получены образцы пород континентальной коры (граниты, гнейсы, сланцы, филлиты, мраморы и т. п.). Некоторые авторы на основании этого предполагают, что здесь практически повсеместно развита гетерогенная континентальная кора, погруженная на дне котловин на различные глубины и частично переработанная глубинными процессами [17].

Однако такие находки еще не являются убедительным доказательством этой гипотезы; они свидетельствуют лишь о существовании признаков гранитно-метаморфического слоя на внешних краях континентальных окраин, обрамляющих коренную сушу и острова. Неизвестны также процессы, приводящие к значительному утонению земной коры под дном котловин по сравнению с континентами. В то же время предположение о наличии здесь релик-

товой океанической (субокеанической) коры решает этот вопрос более естественно. При таком решении залегающий на базальтовом слое в ряде котловин Средиземного моря тонкий низкоскоростной слой может рассматриваться как аналог вулканогенно-осадочного слоя котловин краевых морей. Нижележащий базальтовый слой имеет, очевидно, тот же состав, что и в остальных переходных зонах.

ЛОЖЕ ОКЕАНОВ И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

На ложе океанов и на срединно-океанических хребтах верхний слой консолидированной коры, являющийся фундаментом для всех морфоструктур, сложен вулканогенными породами, преимущественно базальтами. Об этом свидетельствуют материалы драгирования и глубоководного бурения, а также данные геологического изучения океанических островов. Наиболее распространенными являются толеитовые базальты. На островах и вершинах крупных подводных гор преобладают щелочные базальты. Значительно реже на дне океанов встречаются долериты, диабазы, габбро; они приурочены обычно к силлам, дайкам и другим типам внедрений глубинных пород. Еще более редко встречаются ультраосновные породы; они обнаружены только в зонах поперечных трансформных разломов, рассекающих срединно-океанические хребты и простирающихся в пределы океанических котловин, а также в некоторых глубоководных желобах. Эти породы тоже являются представителями глубинного вещества, внедренного в верхний слой коры.

Существует, впрочем, еще и такое мнение, что второй слой океанической коры сложен не только вулканогенными породами, но и переслаивающимися с ними осадками. В качестве одного из доводов называются, например, данные по скв. 334 на Атлантическом хребте и скв. 407 и 408 на хр. Рейкьянес, где в верхнем слое базальтов обнаружены небольшие прослои мелоподобных осадков, а ниже вскрыты брекчии, сцементированные уплотненными морскими осадками миоценового возраста. На основании этого делают экстраполяции на весь второй слой или даже на всю консолидированную кору срединно-океанических хребтов, предполагая для нее вулканогенно-осадочное строение с нормальным залеганием слоистых отложений от древних к молодым. Однако приведенные данные о присутствии осадочных прослоев в верхних частях разреза коры срединно-океанических хребтов можно интерпретировать и по-другому. Они свидетельствуют, вероятно, о локальных повторных излияниях базальтовых лав, перекрывающих уже сформировавшиеся осадки, или о местных тектонических подвижках, захвативших вместе с вулканогенным фундаментом часть вышележащих осадков.

Относительно состава пород, слагающих третий слой океанической коры, вопрос решается не столь определенно, так как практически кроме некоторых участков зон трансформных разломов

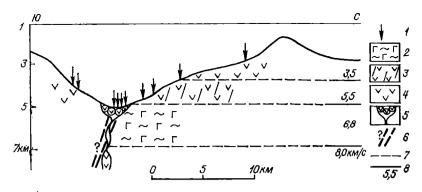


Рис. 44. Сопоставление сейсмического разреза с геологическими данными по впадине Хесса на Восточно-Тихоокеанском поднятии (по Ю. П. Непрочнову, Г. Л. Кашинцеву [1979 г.]).

1 — места взятия проб коренных пород;
 2 — габброидный комплекс;
 3 — базальт-долеритовый дайковый комплекс;
 4 — океанические базальты;
 5 — свежие шаровые базальтовые гарогические границы;
 8 — сейсмические границы;
 8 — сейсмические границы;

этот слой не обнажается на дне океана [12]. Он не достигнут также глубоководным бурением, за исключением, очевидно, скв. 334, пробуренной в рифтовой зоне юго-западнее Азорских островов. Здесь под слоем базальтов мощностью 62 м вскрыт нижележащий слой серпентинизированных перидотитов и габброидов, который пройден на глубину до 67 м. О составе пород третьего слоя, однако, можно судить по выходам интрузивных пород в зонах тектонических нарушений на срединно-океанических хребтах, в глубоководных желобах и, что более редко, на склонах поднятий в пределах океанических котловин (например, на Восточно-Индийском хребте). Сопоставление данных драгирования с сейсмическими материалами позволяет получить представление о составе слоев земной коры океанов (рис. 44).

Породы третьего слоя, как указывают эти данные, представ-(гарцбургиты, лерцолиты, гипербазитами дуниты), габброидами, диоритами и др. Вместе с интрузивными породами встречаются и метаморфические в зеленосланцевой, цеолитовой, амфиболитовой и гранулитовой фациях (гранулиты, амфиболиты, метабазальты и метагаббро, спилиты, зеленые сланцы, серпентиниты), что указывает на принадлежность их к глубинным частям океанической коры [72]. Несомненно, что породы третьего слоя, находясь по сравнению со вторым слоем на более значительной глубине и подвергаясь воздействию высоких температур и давлений, должны испытывать сильную метаморфизацию. С другой стороны, третий слой формируется согласно концепции тектоники литосферных плит в рифтовых зонах в результате подъема глубинного вещества верхней мантии и его дифференциации. При этом глубинные породы, представленные, по-видимому, перидотитами и другими гипербазитами, подвергаются гидратации при

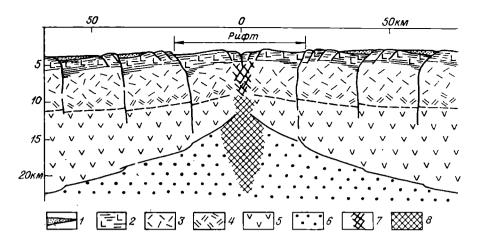


Рис. 45. Модель строения рифтовой зоны (по О. Г. Сорохтину [1975 г.]). 1— осадки; слои: 2— второй (базальтовый), 3— третий (серпентинито-габброидный), 4— третий— нижняя часть с развитием метаморфизма; 5— нижняя часть литосферы; 6— астеносфера; 7— зона открытых трещин; 8— зона разрывов, по которым поднимаются базальтовые магмы из астеносферы.

взаимодействии с океанской водой и преобразуются в серпентиниты [10]. Поэтому можно считать, что третий слой океанической коры состоит в основном из гипербазитов, габброидов и серпентинитов, в значительной степени подвергшихся метаморфизации.

О составе слоя разуплотненной мантии со скоростями продольных волн 7,2—7,7 км/с, который подстилает кору осевых частей срединно-океанических хребтов, можно судить по некоторым образцам ультраосновных пород из зон трансформных разломов, а также на основе теоретических представлений о процессах развития хребтов. Очевидно, в рифтовых зонах (рис. 45) идет процесс выплавления базальтовых магм из первичного мантийного вещества, за прототип которого принимаются лерцолиты — породы, близкие к каменным метеоритам. При этом базальтовые магмы поднимаются вверх и формируют второй слой океанической коры, а остаток после их выплавления образует породы типа перидотитов. Поэтому слой разуплотненной мантии следует считать перидотитовым, а располагающийся ниже астеносферный диапир очагово-расплавленной мантии — лерцолитовым. Серпентинизация перидотитов в верхней части разуплотненной мантии и внедрение глубинных интрузий приводят к формированию третьего слоя коры, который в дальнейшем по мере раздвижения литосферных плит и метаморфизации нижней части второго слоя обогащается метаморфическими породами.

В целом геологическое строение срединно-океанических хребтов сильно напоминает структуру офиолитовых комплексов геосинклинальных систем суши. На это обратили внимание сравнительно недавно и теперь считается, что офиолитовые комплексы (или пояса) представляют собой реликты океанической коры про-

шлого. Вполне вероятно, что современные континентальные структуры прошли в свое время стадию океанического развития. Затем они были вовлечены в геосинклинальный процесс, подверглись сжатию и складкообразованию и превратились в континентальные массивы.

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Аномальное магнитное поле океанов и морей обусловлено наличием в земной коре магнитоактивных пород, главным образом магматических, которые во время своего образования (кристаллизации) приобретают намагниченность согласно существующему в тот период магнитному полю Земли. Форма и простирание магнитных аномалий могут свидетельствовать о структурных особенностях пород, слагающих земную кору, о наличии интрузий, зон разломов и, наконец, о возрасте дна океана.

В результате выполненных в последние десятилетия гидромагнитных и аэромагнитных исследований установлено наличие двух основных типов аномальных магнитных полей — изометричного и линейного. Изометричный тип характеризуется совокупностью мозаично расположенных магнитных аномалий, не имеющих четко выраженного простирания. Интенсивность их, как правило, относительно небольшая, хотя встречаются отдельные весьма сильные аномалии. Аномалии этого типа приурочены к континентальным окраинам и прилегающим частям океанических котловин. Линейный тип отличается преобладанием линейно вытянутых, чередующихся положительных и отрицательных аномалий достаточно большой интенсивности. Аномалии этого типа наблюдаются на срединно-океанических хребтах и на большей части ложа океана, причем линейные аномалии расположены симметрично относительно оси хребтов. Хотя в каждом типе аномальных магнитных полей существуют региональные различия в степени линейности, амплитудах и длинах волн отдельных аномалий, наличие этих двух типов является принципиально важным. Оно отражает глубокие различия в характере магнитной неоднородности континентальной и океанической земной коры, имеющих разную структуру и разное происхождение [1, 28].

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Для обширных шельфов Северного Ледовитого океана характерно слабоаномальное изометричное магнитное поле, на фоне которого встречаются локальные аномалии амплитудой от 100 до 300—400 гамм, приуроченные к глубинным разломам и блокам эффузивно-интрузивных пород, залегающим под осадочным чехлом. На континентальном склоне, особенно в районе Чукотского краевого плато, выделяются цепочки интенсивных магнитных аномалий, связанных с краевыми разломами и с приуроченными к ним базитовыми интрузиями. Сходная структура магнитного поля прослеживается также вдоль подводного хр. Ломоносова, подтверждая предположение о его континентальном происхождении. Вдоль подножия континентального склона практически повсеместно протягивается зона безаномального магнитного поля, охватывающая области предконти-

нентальных прогибов.

В Норвежско-Гренландском бассейне на шельфе и континентальном склоне Гренландии четко устанавливается корреляция между коротковолновыми магнитными аномалиями и поднятиями подводного рельефа. Очевидно, фундамент этих поднятий сложен сильномагнитными породами типа гранитных интрузий или базальтовых даек, испытавших вертикальные подвижки в неогене. Шельф Норвегии и Норвежское краевое плато характеризуются изометричными слабоинтенсивными магнитными аномалиями. Лишь местами отмечаются зоны повышенных градиентов, связанные, очевидно, с разломами. Интересно отметить существенное отличие спокойного магнитного поля шельфа Норвегии от резко переменного поля шельфа Гренландии, что обусловлено глубоким погружением фундамента в первом районе и близостью его к поверхности дна во втором [21].

В Атлантическом океане на шельфе Лабрадора и на Большой Ньюфаундлендской банке выделяется цепь положительных аномалий, свидетельствующая о наличии разломов, по которым внедрились интрузивные тела. Согласно расчетам они залегают на глубинах больше 4 км от поверхности дна, что согласуется с большой мощностью осадочного чехла в этом районе. На банке Флемиш-Кап интенсивные магнитные аномалии обусловлены интрузивными телами, верх-

ние кромки которых располагаются почти на поверхности дна.

На шельфе п-ова Новая Шотландия и восточного побережья США прослеживаются вытянутые вдоль берега магнитные аномалии. Вблизи берега они короткопериодные и высокоамплитудные, а на внешнем шельфе становятся более длиннопериодными и менее интенсивными, что связано, очевидно, с погружением кровли фундамента. Вдоль края шельфа протягивается цепь хорошо выраженных магнитных максимумов шириной 30—80 км с амплитудами от 150 до 600 гамм. По-видимому, эта краевая аномалия связана с поднятием фундамента, пронизанным интрузиями основных пород, или с краевым эффектом в зоне контакта океанической и континентальной коры, на что может указывать совпадение максимумов магнитных и гравитационных аномалий [52].

На шельфе и континентальном склоне Южной Америки вдоль побережий Гвианы, Бразилии и Аргентины отмечается мозаичное слабоаномальное магнитное поле. Широтные разломы в районе банки Аброльюс прослеживаются в маг-

нитном поле заметными линейно вытянутыми аномалиями.

В Северном море магнитное поле спокойное, слабоаномальное. Такой же характер поля наблюдается вдоль побережий Великобритании и Франции. Несколько более сложное строение магнитного поля, обусловленное наличием краевых сбросов и опущенных на различную глубину блоков фундамента, отмечается вдоль побережий Пиренейского полуострова. Интересно подчеркнуть, что подводные горы Галисия, Виго и Порто на Иберийском краевом плато являются немагнитными. Это может указывать на то, что они сложены осадочными или метаморфическими породами.

Довольно сложное, резко переменное магнитное поле наблюдается на Фарерско-Исландском пороге и плато Роколл. Это связано, несомненно, с широким развитием здесь палеогеновых платобазальтов, имеющих высокую намаг-

ниченность.

Континентальная окраина Африки в Атлантическом океане сходна по структуре магнитного поля с континентальной окраиной Северной Америки. Например, в районе между островами Канарскими и Зеленого Мыса вдоль края шельфа прослеживается четко выраженная линейная аномалия амплитудой до 600 гамм. Очевидно, происхождение ее такое же, как и у побережья Америки. Аналогичная краевая аномалия зарегистрирована южнее в районе Монровии. У побережья Юго-Западной Африки также выделяется система положительных аномалий с амплитудами 200—500 гамм, протягивающихся параллельно континентальному склону.

Магнитное поле континентальной окраины Африки в Индийском океане изучено мало. В целом здесь также отмечаются мозаичное слабоаномальное магнитное поле на шельфе и краевая аномалия над внешней границей шельфа и верхней частью континентального склона. Местами прослеживаются более четко выраженные линейные аномалии, связанные с разломами или внедрениями интрузивных пород. То же самое можно сказать и об аномальном магнитном поле

континентальных окраин Аравийского полуострова, Ирана и Индии. Крупный разлом, протягивающийся вдоль шельфа от района Карачи до южной оконечности Индостана, прослеживается по линейным магнитным аномалиям и подтверждается сейсмическими данными. Значительные аномалии выявлены на континентальном склоне Шри-Ланки; они свидетельствуют о продолжении наземных структур под водой и указывают на тектоническое происхождение каньона

Тринкомали и других подобных форм [7].

На континентальной окраине у северо-западного побережья Австралии магнитное поле неоднородное: на внутреннем шельфе оно имеет сложный характер, здесь отмечаются интенсивные знакопеременные аномалии, тогда как на внешнем шельфе наблюдается более спокойное поле. Это связано с близким к поверхности залеганием магнитоактивных пород фундамента около берега и со значительным их погружением в сторону океана. Вдоль западного побережья Австралии на шельфе преобладает слабоаномальное магнитное поле. Однако около мыса Натуралиста протягивается полоса крупных аномалий (от 500 до 1500 гамм), приуроченных к разломам, рассекающим сушу и прилегающий шельф. Вдоль южного побережья Австралии по магнитным данным на шельфе под осадками выявлены глубокие узкие депрессии, являющиеся погребенными эрозионными долинами. В то же время на континентальном склоне магнитное поле здесь заметно более спокойное, чем подтверждается наличие мощного осадочного чехла, установленного сейсмическими исследованиями.

В. Тихом океане вдоль активной континентальной окраины Южной Америки по характеру магнитного поля выделяются три зоны: а) внутренний склон Перуанского и Чилийского желобов, где аномалии незначительные; б) внешний склон этих желобов, где на фоне почти безаномального поля встречаются локальные аномалии значительной интенсивности; в) внешний вал, для которого характерны аномалии интенсивностью до 400 гамм. Источниками аномалий являются блоки фундамента, практически выходящие на поверхность дна, а также неоднородности в базальтовом слое и верхней мантии. Сходный характер магнитного поля наблюдается далее к северу — вдоль побережья Центральной Америки [41].

Магнитное поле континентальной окраины Антарктиды почти не изучено, однако можно предполагать, что здесь оно также должно иметь мозаичную структуру, обусловленную влиянием блоков интрузивных пород и разломов в фундаменте.

переходные зоны

В соответствии со сложной структурой земной коры переходных зон здесь наблюдается сочетание мозаичного и линейного магнитных полей, причем их роль в разных районах неодинакова. В целом для приконтинентальных районов характерно мозаичное слабоаномальное поле, для островных дуг — линейное поле с ориентировкой аномалий вдоль структур, для дна котловин краевых морей — чередование мозаичного и линейного полей, причем наличие линейного поля свидетельствует наряду с сейсмическими данными об субокеанической (или близкой к океанической) структуре коры.

В Карибском море Юкатанская и Венесуэльская котловины отмечаются сравнительно спокойным слабоаномальным полем, тогда как в Колумбийской котловине наблюдаются знакопеременные аномалии амплитудой 150—200 гамм. Сложное магнитное поле с амплитудами аномалий до 500 гамм установлено над порогом Никарагуа. Относительно небольшие аномалии прослеживаются вдоль хребтов Беата, Авес и вулканической дуги Малых Антильских островов. Более заметные аномалии интенсивностью до 300 гамм выявлены вдоль Больших Антильских островов и северного побережья Венесуэлы. Наиболее крупная аномалия интенсивностью до 600 гамм прослеживается вдоль северного борта желоба Кайман, в то время как над желобом Пуэрто-Рико аномалии не превышают 50 гамм.

Вдоль Южно-Антильской островной дуги также прослеживаются относительно малоамплитудные магнитные аномалии, связанные с выходами вулканогенных пород. На дне моря Скоша в его восточной части магнитные аномалии имеют субмеридиональное простирание параллельно дуге Южных Сандвичевых

островов. В западной части моря прослеживается система четко выраженных линейных аномалий океанического типа. В проливе Дрейка аномалии ориентированы на северо-восток и симметричны относительно оси срединной зоны гряд и желобов. Эти аномалии указывают на процессы раздвижения дна океана, приведшие к образованию пролива Дрейка [46].

В Тихом океане в районе Алеутской островной дуги прослеживаются полосовые магнитные аномалии интенсивностью до 600 гамм, приуроченные к осевым частям антиклинальных складок и обусловленные глубинными блоками базальтового слоя. На дне котловины Берингова моря выявлены полосовые аномалии, протягивающиеся параллельно островной дуге. Верхние кромки источников аномалий по расчетам залегают на поверхности фундамента.

Вдоль Курильской островной дуги также протягивается зона линейных положительных и отрицательных магнитных аномалий, продолжающаяся далее в пределах Камчатки. Верхние кромки аномалиеобразующих тел залегают близко к поверхности и связаны с вулканогенными породами плиоцен-четвертичного возраста. Над осью Курило-Камчатского желоба наблюдаются слабые отрицательные аномалии; в Курильской котловине магнитное поле скорее изометричное, чем линейное. Остальная часть Охотского моря, располагающаяся в пределах континентальной окраины, характеризуется в целом слабоаномальным изометричным полем, которое осложивется локальными положительными аномалиями, связанными с поднятыми блоками фундамента.

Японское море также отличается неоднородным магнитным полем, где сочетаются участки изометричного, линейного и безаномального полей. В прибрежной зоне Приморья выделяются знакопеременные аномалии, приуроченные к внедрениям по системе широтных и меридиональных разломов интрузий основного состава. На возвышенности Ямато на фоне спокойного магнитного поля видны локальные аномалии, обусловленные поднятыми блоками фундамента, сложенного, вероятно, вулканогенными породами. В котловине моря прослеживаются линейные аномалии, параллельные Японской островной дуге, сходные с океаническими полосовыми аномалиями, но уверенно не идентифицируемые [33].

На шельфе Восточно-Китайского моря развиты линейные аномалии, связанные с докембрийскими антиклинальными структурами фундамента, а вблизи островов Рюкю—с антиклинорием альпийских структур островной дуги. Такая же картина наблюдается на шельфе Южно-Китайского моря и в котловине вблизи Филиппинских островов, где хорошо заметна резкая смена короткопериодных аномалий спокойным полем. Линейные аномалии котловины напоминают океанические и могут свидетельствовать о субокеаническом типе земной коры. В Филиппинском море отмечается типичное океаническое линейное магнитное поле, что согласуется с океаническим типом земной коры. В северной части котловины зафиксированы полосовые аномалии, достаточно уверенно коррелирующие с аналогичными аномалиями океана для периода времени от 11 до 24 млн. лет [1].

В районе Зондской островной дуги прослеживается цепь заметных магнитных аномалий, связанных с антиклинальными структурами островов. Внешний гребень дуги и его склон к глубоководному желобу характеризуются практически безаномальным полем. Над желобом аномалии слабые, но на внешнем его склоне они более значительные.

В Новогвинейском море в его южной части выделяются изометричные аномалии интенсивностью 200—400 гамм. В средней части моря протягиваются линейные субширотные аномалии с амплитудами до 2000 гамм, связанные с глубинным разломом, а в северной части менее значительные аномалии, приуроченные к островной дуге. К востоку от о. Новая Гвинея простирается другая зона интенсивных аномалий, также обусловленная глубинным разломом, где верхние кромки аномалиеобразующих тел находятся близко к поверхности дна. В районе Соломоновых островов, продолжая магнитную зону северной части Новогвинейского моря, протягиваются аномалии, параллельные островной дуге, связанные с андезито-базальтовыми и гипербазитовыми интрузивными телами.

На большей части Северо-Фиджийского плато развиты субширотные магнитные аномалии интенсивностью от 200 до 700 гамм, которые согласуются с расчлененным холмисто-грядовым рельефом. В восточной части плато происходит смена простирания аномалий на субмеридиональное, которое прослежива-

ется также вдоль хр. Колвилл-Лау, островной дуги Тонга-Кермадек и в ложбине между ними. Предполагается, что здесь находится местная зона раздвижения дна океана, маркируемая линейными магнитными аномалиями [18]. Над желобами Тонга и Кермадек магнитное поле относительно спокойное, аномалии незначительные.

Над хребтами Лорд-Хау и Норфолк (включая о. Новая Каледония) прослеживаются интенсивные положительные аномалии с амплитудами от 300 до 1000 гамм, которые вдоль подножия хребтов сменяются менее интенсивными отрицательными аномалиями. Верхние кромки магнитовозмущающих тел находятся вблизи поверхности дна. На Новозеландском плато отмечаются различно ориентированные линейные и изометричные аномалии интенсивностью 150—200 гамм. Аномальное поле не согласуется с рельефом дна и обусловлено, очевидно, глубинной структурой фундамента, перекрытого осадочным чехлом. Линейные аномалии связаны с интрузиями основных пород, приуроченных к зонам разломов.

Сложный характер аномального магнитного поля наблюдается в Средиземном море [17]. Выделяется ряд областей с различной структурой магнитных аномалий, соответствующих крупным блокам фундамента, которые различаются степенью развития интрузивных тел и магматических магнитоактивных породь в западной части моря вблизи побережий отмечается довольно дифференцированное магнитное поле с преобладанием субщиротных аномалий интенсивностью 150—300 гамм, а в Алжиро-Прованском бассейне — спокойное изометричное поле с отдельными аномалиями до 200 гамм. Практически безаномальное поле характерно для Африкано-Сицилийского порога. В Тирренском море наблюдается сложное сочетание безаномальных участков с районами развития значительных аномалий (до 1000 гамм), приуроченных к подводным и надводным вулканам.

Довольно заметные магнитные аномалии интенсивностью 100—200 гамм, ориентированные с юго-запада на северо-восток или в субширотном направлении, приурочены к центральной части Ионического моря. Обширная область спокойного магнитного поля с отдельными аномалиями не более 50—100 гамм располагается между Ионическим морем и о. Кипр; сюда входят Крито-Родосская островная дуга, Эллинский желоб, Центральный Средиземноморский вал, Левантийская котловина. Эти морфоструктуры практически не выделяются в магнитное поле, так как магнитовозмущающие породы фундамента залегают здесь на больших глубинах. В самой восточной части Средиземного моря наблюдается сильно возмущенное магнитное поле с короткопериодными аномалиями 200—500 гамм (местами до 1000 гамм), имеющими субмеридиональное простирание.

ЛОЖЕ ОКЕАНОВ И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Отметим основные черты линейного (полосового) магнитного поля на дне океанов: а) полосы положительных и отрицательных аномалий ориентированы по простиранию хребта, их непрерывность нарушается лишь поперечными трансформными разломами; б) вдоль оси хребта практически повсеместно прослеживается рифтовая аномалия, ее амплитуда в 1,5—2 раза больше, чем у соседних аномалий, и достигает 1000—1500 гамм; в) в обе стороны от осевой аномалии симметрично располагаются другие аномалии, причем амплитуда и форма симметричных аномалий сходны; г) аномалии определенного облика закономерно сменяют друг друга по мере удаления от оси хребта (рис. 46).

Эти черты позволяют осуществлять корреляцию отдельных аномалий даже при относительно редкой сети магнитных профилей. По данным анализа материалов магнитных съемок выделены характерные симметричные аномалии, которым присвоены номера

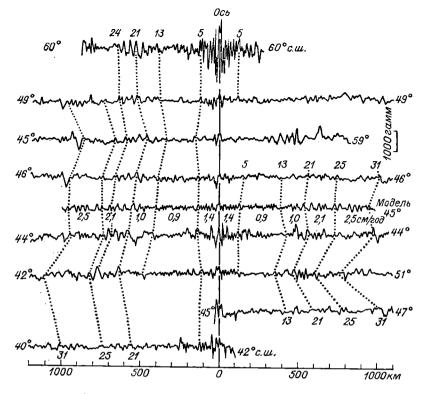


Рис. 46. Корреляция полосовых магнитных аномалий по профилям магнитной съемки в Северной Атлантике и сопоставление их с расчетной моделью (по У. Питману, М. Тальвани [1972 г.]).

от 1 до 34 (рис. 47, вкладка). Считается, что полосовая структура магнитных аномалий связана с периодическими инверсиями магнитного поля Земли; отмечая сначала рифтовую зону, аномалия затем разделяется и сопровождает раздвигающиеся литосферные плиты. На основании этого была разработана палеомагнитная шкала инверсий и для каждой аномалии определен ее возраст. Аномалии 1—34 укладываются в период времени около 80 млн. лет. Кроме того, в ряде периферийных районов океанов были выделены более древние — мезозойские — аномалии, обозначенные индексами от М1 до М25 [1, 10, 69].

Полосовое магнитное поле океанических котловин сменяется вблизи континентальных окраин спокойным полем, что наиболее хорошо видно в Атлантическом и Индийском океанах. Граница между полосовым и спокойным полями обычно проходит по внешнему краю наклонных равнин аккумулятивных шлейфов, совпадая в основном с предконтинентальными прогибами. Предполагается, что смена полей связана либо с маскирующим действием мощной толщи осадочного чехла, либо со сменой структурного плана зем-

вой коры от океанического к континентальному. В то же время внешние границы срединно-океанических хребтов практически не отражаются в характере полосового магнитного поля, что свиде-гельствует о генетическом родстве фундамента, слагающего хребгы и дно океанических котловин.

В Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана магнитное поле характеризуется четко выраженной линейной структурой и упорядоченным расположением аномалий относительно оси срединно-океанического хр. Гаккеля. Выделяются аномалии от осевой до 27, что соответствует возрасту около 67 млн. лет. Амплитуды аномалий здесь достаточно большие, но меньше, чем в других океанах. Система линейных аномалий примерно через каждые 30—50 км рассечена крупными и мелкими поперечными разломами, по которым аномалии смещаются в ту или иную сторону на 20—30 км. На фоне полосчатой структуры поля, кроме того, выделяются локальные аномалии, связанные с подводными горами и другими формами подводного рельефа [23].

В Амеразийском бассейне Северного Ледовитого океана структура магнитного поля не такая упорядоченная. Над хр. Менделеева поле характеризуется вытянутостью аномальных зон по простиранию структур, нарушенной поперечными разломами, а также однородностью спектра аномалий и их зональностью. Правда, осевая аномалия отсутствует и симметрия проявляется слабо. Возможно, что хр. Менделеева представляет собой древнюю средино-океаническую морфоструктуру, соединявшуюся когда-то через Баффинов залив со Срединно-Лабрадорским хребтом. Для остальной части дна Амеразийского бассейна изученность магнитного поля пока недостаточна, чтобы выделять какие-либо определенные линейные аномалии.

В Норвежско-Гренландском бассейне прослеживаются полосовые магнитные аномалии, охватывающие почти все дно котловин. Однако в северной части Гренландского моря они развиты только к западу от хр. Книповича, а на востоке срезаются континентальным склоном. В Норвежской котловине выделяется своя система аномалий (от 6 до 23) относительно оси погребенного хр. Эгир. Наиболее полно развита система аномалий относительно оси хр. Мона, где они кулисообразно смещаются по нескольким поперечным разломам, наиболее крупным из которых является разлом Ян-Майен. К югу от него, вдоль хр. Колбейнсей, протягивается система полосовых аномалий от 1 до 5. Исландское же плато вместе с Ян-Майенским хребтом характеризуются мозаичным знакопеременным полем с амплитудами 200—400 гамм, что указывает, вероятно, на субконтинентальный тип коры [21].

На хр. Рейкьянес и в прилегающих котловинах отмечается хорошо развитое полосовое магнитное поле, являющееся классическим образцом, на основе которого были разработаны некоторые вопросы геомагнитной хронологии. Четко выделяются все аномалии вплоть до 23. Ширина положительных и отрицательных аномалий по обеим сторонам от оси хребта пропорциональна длительности

эпох палеомагнитной полярности. Широкие полосы, например, соответствуют эпохам прямой (Брюнес, Гаусс) и обратной (Матуяма, Гильберт) полярности, а узкие полосы сопоставляются с палеомагнитными эпизодами этих эпох (Харамильо, Олдувай, Каена, Маммот и др.).

В Лабрадорской котловине обнаружено полосовое магнитное поле с аномалиями от 19 до 24, приуроченными к погребенному Срединно-Лабрадорскому хребту. На юго-западе аномалии резко поворачивают к югу и соединяются с аномалиями Атлантического хребта.

Для всего Атлантического хребта и прилегающих котловин характерно хорошо выраженное полосовое магнитное поле с аномалиями до 34. Исключение составляет лишь приэкваториальный район океана, где вблизи магнитного экватора аномалии выражены слабо и поэтому нет возможности их выделить и проследить на большое расстояние. Сопоставление геомагнитных профилей с рельефом дна океана показывает, что границы рифтовой зоны примерно совпадают с положением аномалии 5, а внешние границы Атлантического хребта — с аномалиями 25—26. Кроме того, в приконтинентальных частях Северо-Американской, Канарской и Капской котловин обнаружены мезозойские аномалии, ориентированные по простиранию срединно-океанического хребта, причем наиболее древние из них (до М22), образующие последовательность Китли, располагаются в юго-западной части Северо- Американской котловины [69].

В зонах поперечных разломов наблюдается, как правило, смещение аномалий в ту или иную сторону соответственно сдвигу рифтовых структур. Сами разломы фиксируются в магнитном поле интенсивными аномалиями, связанными, очевидно, с интрузиями глубинных пород. Сложным магнитным полем отличается район Азорских островов, что вызвано сочетанием здесь различно ориентированных морфоструктур. Так, вдоль рифтовой зоны и хр. Месяцева прослеживаются полосовые аномалии северо-восточного простирания, а на хр. Палмера, Азорском плато и Азоро-Гибралтарском пороге аномалии имеют субширотное простирание.

Детальные исследования на полигонах позволяют более подробно изучать морфологию и структуру магнитных аномалий и выявлять их связь с подводным рельефом. Например, на полигонах в районах 45 и 40—41° с. ш. рифтовая зона представлена сводовым поднятием с глубокой рифтовой долиной и относительно мелко расчлененными рифтовыми грядами, протянувшимися на значительные расстояния. Магнитные аномалии здесь имеют хорошо выраженную линейность и большие градиенты — до 200 гамм/км. На полигонах, расположенных южнее (30, 27, 22—23° с. ш. и 6—8° ю. ш.), рельефу рифтовой зоны свойственно крупноблоковое расчленение, вытянутость гряд выражена слабее. Магнитные аномалии здесь менее линейные и контрастные, с градиентами около 100 гамм/км. Магнитное поле в деталях напоминает мо-

заичное, но отдельные аномалии располагаются цепями друг за другом, образуя в целом протяженные полосы [27].

На флангах Атлантического хребта и в котловинах полигонные съемки подтверждают полосовой характер магнитного поля; такая картина наблюдается, например, на полигонах, располагающихся в районе 6—8° ю. ш. на расстояниях 200, 800 и 1300 км от оси хребта. Аналогичная картина выявлена на полигоне в котловине Зеленого Мыса по данным исследований НИС «Дмитрий Менделеев». Здесь прослеживаются полосовые аномалии субмеридионального простирания, состоящие в свою очередь из систем отдельных аномалий размерами порядка 10 км, которые хорошо коррелируют с локальными формами подводного рельефа.

Методом пересчета магнитного поля в нижнее полупространство установлено, что наблюдаемые в рифтовой зоне Атлантического океана полосовые аномалии представляют собой суммарный эффект локальных (коротковолновых) весьма интенсивных аномалий, связанных с неоднородностями земной коры, горизонтальные размеры которых 0,5—3,0 км. Верхние кромки магнитовозмущающих тел залегают у самой поверхности дна, совпадая с кровлей фундамента. При удалении от рифтовой зоны к океаническим котловинам верхние кромки погружаются, перекрываясь слабомагнитным слоем измененных базальтов и немагнитным слоем осадков [28].

В Индийском океане полосовые магнитные аномалии образуют две основные системы: а) связанную со срединно-океаническими хребтами и простирающуюся вдоль их структур, б) расположенную в океанических котловинах в западной и восточной частях океана, где аномалии ориентированы в другом направлении. Повидимому, последние образовались на ранних этапах развития океана и приурочены к древним осям раздвижения литосферных плит, не совпадающим с современными [1].

В рифтовой зоне Красного моря выявлены аномалии с 1 по 3. которые указывают на начальный этап раздвижения литосферных плит в этом районе. В Аденском заливе отчетливо прослеживаются аномалии вплоть до 5, которые ориентированы с запада на восток и ступенчато смещаются по серии поперечных разломов. Вдоль всего Аравийско-Индийского хребта, вплоть до Центрального массива, также протягиваются полосовые аномалии от 1 до 5, ориентированные с северо-запада на юго-восток и смещенные по мпогочисленным разломам в правостороннем направлении. По-видимому, хребет и рассекающие его разломы были заложены относительно недавно - не ранее, чем в период формирования аномалии 5. Это подтверждается тем, что в Сомалийской и Аравийской котловинах по обеим сторонам хребта выявлены полосовые аномалии с 23 по 28, ориентированные в субширотном направлении, которые могли сформироваться при другом положении оси раздвижения. Еще одна серия полосовых аномалий с 23 по 33 прослеживается в Мадагаскарской котловине: по ориентировке

44

они отличаются от аномалий Аравийско-Индийского хребта и Сомалийской котловины, занимая какое-то среднее положение.

Западно-Индийский хребет изучен недостаточно. Большое количество поперечных разломов осложняет его структуру и аномальное магнитное поле, поэтому интерпретация аномалий затруднительна. Здесь может быть намечена северо-восточная ориентировка полосовых аномалий в пределах рифтовой зоны.

На Центральноиндийском хребте прослеживается система полосовых аномалий от 1 до 20, ориентированных вдоль его структур и смещенных в ту или иную сторону поперечными разломами. Эта система простирается в обе стороны в пределы котловин Крозе и Центральной, где выделяются аномалии с 23 по 32, причем в Центральной котловине они приобретают субширотное направление. Восточно-Индийский хребет служит здесь границей распространения этих аномалий, а с другой стороны от него — в Кокосовой и Западно-Австралийской котловинах — прослеживается другая система субширотных аномалий, нумерация которых обратная (с севера на юг). Наиболее древние — мезозойские — аномалии, ориентированные в северо-восточном направлении, обнаружены в восточной части океана — в котловинах Натуралиста (от М1 до М11) и Северо-Австралийской (от М22 до М25).

Хорошо развитая система полосовых аномалий, вплоть до 27, протягивается вдоль Австрало-Антарктического поднятия и прилегающих котловин. Крупные поперечные разломы между континентальными окраинами Австралии и Антарктиды смещают аномалии в ту или иную сторону на 200—400 км. Отчетливо идентифицируемые аномалии 17, 18 у подножий поднятия Кергелен, Западно-Австралийского хребта и континентального склона югозападной части Австралии свидетельствуют о былом соединении

этих морфоструктур.

Наиболее сложная структура линейного магнитного поля наблюдается в Тихом океане. Южная и восточная части океана заняты огромной системой полосовых аномалий от 1 до 32 (в южной части — до 33), связанных со срединно-океаническими хребтами и рассеченных крупными поперечными разломами. При этом к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия, по мере его приближения к континентальной окраине Южной и Центральной Америки, нумерация крайних аномалий соответственно уменьшается. Аномалии больших номеров как бы срезаются глубоководными желобами, «ныряют» в них. На западе полосовые аномалии распространяются в пределы океанических котловин, достигая Новозеландского плато, островов Туамоту, Лайн и Гавайских. На севере, в районе зал. Аляска, западная часть системы аномалий (25-32) круго поворачивает к западу, образуя «магнитную излучину», и простирается далее параллельно Алеутской островной дуге примерно до Императорского хребта. Аномалии моложе 25 как бы «поглощены» этим желобом [1].

Вдоль Чилийского поднятия и Галапагосского рифта прослеживаются свои системы полосовых аномалий (соответственно ано-

малии 1—9 и 1—3), которые также рассечены поперечными разломами, смещающими их в ту или иную сторону. В Перуанской котловине вдоль Южно-Галапагосского поднятия намечается слабо выраженная система аномалий от 5 до 18, ориентированная в субмеридиональном направлении, под некоторым углом к системе аномалий Восточно-Тихоокеанского поднятия. С другой стороны Восточно-Тихоокеанского поднятия — в южной части Северо-Восточной котловины и северной части Южной котловины — полосовые аномалии от 6 до 32 также имеют субмеридиональное простирание, несколько не совпадающее с простиранием самого поднятия. Все это указывает на изменения в положении оси раздвижения литосферных плит, происшедшие до начала формирования аномалии 5 [18].

В центральной и северо-западной частях Тихого океана проележиваются системы более древних магнитных аномалий, от М1 до М25, отражающих мезозойский этап развития бассейна. Они образуют три наиболее четко выделяющиеся зоны, условно называемые зонами Феникс, Гавайской и Японской. Система субширотных аномалий Феникс располагается в Центральной котловине севернее островов Феникс. Аномалии имеют интенсивность до 1000 гамм и поэтому достаточно хорошо идентифицируются. Гавайская система протягивается в северо-западном направлении вдоль Гавайских островов; в южной части Северо-Западной котловины она изгибается к югу и выклинивается. Аномалии здесь менее интенсивные, что затрудняет их идентификацию. Японская система занимает западную и северную части Северо-Западной котловины. Аномалии здесь ориентированы в северо-восточном направлении. От Гавайской системы они отделены возвышенноетью Шатского, а вблизи Японии «поглощаются» Японским глубоководным желобом. Амплитуды аномалий достигают 700 гамм [10].

Наличием различных систем магнитных аномалий обусловливается существование сложных узлов их сочленений, которые в свою очередь связаны с так называемыми тройными точками соединений границ литосферных плит. В магнитном поле срединно-океанических хребтов и соответственно на современных границах плит такие тройные точки видны в районе островов Азорских и Буве в Атлантическом океане; в районе Центрального массива в Индийском океане; в районе сочленения Восточно-Тихоокеанского поднятия с Чилийским поднятием и Галапагосским рифтом в Тихом океане. Более древние тройные точки намечаются в районе «магнитной излучины» в зал. Аляска и в районе сочленения Япон-

«кой и Гавайской систем мезозойских аномалий.

ПРИРОДА МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ОКЕАНОВ

Наиболее распространенной и аргументированной точкой зрения на природу полосовых магнитных аномалий в океанах является гипотеза Вайна—Метьюза [75]. Согласно этой гипотезе чере-

дование полос положительных и отрицательных аномалий соответствует смене полярности в магнитоактивном слое земной коры, который образуется в результате поступления расплавленного глубинного вещества в осевую зону срединно-океанических хребтов, его остывания, кристаллизации и приобретения намагниченности, отвечающей существовавшему в то время магнитному полю. Раздвижение дна океана и поступление новых порций глубинного вещества в условиях смены полярности магнитного поля приводит к образованию в земной коре чередующихся противоположно намагниченных блоков, ответственных за магнитные аномалии.

Существуют и другие гипотезы о происхождении линейных аномалий, которые связывают их формирование либо с излияниями лав по системе параллельных трещин в океанической земной коре, либо с последовательным сокращением площади вулканической активности на срединно-океанических хребтах от их периферии к осевой зоне. Однако эти гипотезы не объясняют всех особенностей и закономерностей структуры магнитного поля дна океана. Гипотеза Вайна—Метьюза, напротив, имеет планетарное значение и связывает воедино два глобальных процесса — раздвижение литосферных плит и инверсии магнитного поля Земли. Она вполне удовлетворительно объясняет однородность, протяженность, закономерное чередование и симметрию полосовых магнитных аномалий, на основании чего можно расшифровать историю развития дна океанов, зафиксированную в этой своеобразной «магнитной летописи».

Существование инверсий геомагнитного поля считается доказанным по крайней мере для последних 4 млн. лет на основаним изучения намагниченности разновозрастных лавовых потоков на суше [49]. Путем экстраполяции шкалы инверсий на все обнаруженные в океанах полосовые магнитные аномалии была разработана геомагнитная шкала времени, охватывающая 160 млн. лет, где каждая аномалия имеет свой возраст. Справедливость этой шкалы вполне удовлетворительно подтверждена материалами глубоководного бурения: возраст пород на поверхности океанического фундамента оказывается совпадающим или весьма близким к возрасту соответствующей магнитной аномалии. Имеющиеся отклонения касаются в основном случаев, когда породы имеют значительно более молодой возраст, чем аномалии, что объясняется, очевидно, позднейшими (финальными) излияниями лав уже после завершения формирования блоков коры и перемещения их на какое-то расстояние от рифтовой зоны.

На основании детальных исследований (с помощью гидромагнитной съемки с судов и придонной съемки буксируемыми подводными аппаратами) в отдельных районах срединно-океанических хребтов (Колбейнсей, Рейкьянес, Горда), а также специальных расчетов установлено, что мощность магнитоактивного слоя, ответственного за аномалии, составляет около 500 м. Он образует верхнюю часть второго слоя океанической коры, где скорости сейсмических волн несколько понижены (слой 2A). Предполагается,

что его слагают в основном высокомагнитные подушечные лавы, тогда как нижележащий слой (2Б) представлен дайковым комплексом, намагниченность которого существенно меньше.

Формирование магнитоактивного слоя и новой коры в рифтовой зоне происходит, как показывают специальные исследования и расчеты, в очень узкой полосе, ширина которой составляет 1— 3 мили (2-5 км), т. е. в пределах рифтовых долин [10, 51]. Это подтверждается непосредственными наблюдениями из подводных аппаратов на Атлантическом хребте, Восточно-Тихоокеанском поднятии, в Красном море, где на дне рифтовых долин были обнаружены свежие вулканические образования в виде давовых полушек. труб, пустотелых форм, микрократеров. По периферии же долин и на боковых склонах все эти формы претерпевают экзогенные видоизменения, покрываясь марганцевыми или известняковыми корками и тонким слоем осадков. Измерения остаточной намагниченности базальтов свидетельствуют о резком ее уменьшении по мере удаления от рифтовой долины. Очевидно, базальтовые лавы, изливаясь в узкой полосе вдоль оси хребтов, приобретают здесь высокую намагниченность, которая затем снижается в результате низкотемпературного окисления титаномагнетитов. Это объясняет высокую интенсивность осевой рифтовой магнитной аномалии и заметно меньшую интенсивность боковых аномалий.

АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Аномальное гравитационное поле содержит информацию о плотностных неоднородностях в земной коре и верхней мантии. Обычно при геологической интерпретации результатов гравиметрических съемок рассматриваются аномалии в редукциях Фая, Буге и изостатической. Каждая из них имеет свой физический смысл, свои достоинства и недостатки. Наибольшее применение в настоящее время имеют аномалии Фая и Буге. Аномалии Фая получают непосредственно при гравиметрической съемке на борту судна, находящегося на уровне океана. Аномалии Буге вычисляют с учетом поправок за глубину океана и рельеф дна. В результате выполненных в настоящее время исследований составлены карты аномалий Фая и Буге (рис. 48, вкладка) для Атлантического, Индийского и Тихого океанов и ряда морей; проведена комплексная интерпретация гравиметрических и других геофизических материалов, на основании чего построены плотностные модели земной коры и литосферы для различных морфоструктур дна океана [3, 10. 131.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ И ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ

Для пассивных континентальных окраин характерно наличие больших градиентов гравитационных аномалий при переходе от шельфа к подножию континентального склона и к наклонным равнинам аккумулятивных шлейфов. Аномалии Фая образуют сопряженные полосы положительных (20—40 мГал) и отрицательных $[-(20 \div 60) \text{ мГал}]$ значений, обусловленные взаимным влиянием крае-

вого эффекта и мощной осадочной толщи на шельфе, континентальном склоне и в предконтинентальном прогибе. Краевой эффект вызван изменением глубины океана и глубины поверхности гравитационной компенсации (подошвы земной коры). Зоны слабых отрицательных аномалий Фая протягиваются также вдоль прогибов, отделяющих краевые плато или глыбовые переходные зоны от континентальных плит; эти прогибы частично или полностью захоронены под осадочным чехлом. Они прослеживаются, например, вдоль внутренней части Норвежского плато, желобов Фарерско-Шетландского и Ирландского.

Аномалии Буге на шельфе пассивных окраин характеризуются нулевыми и слабоположительными значениями (до 20 мГал); в зоне континентального склона значения быстро возрастают и достигают на континентальном подножии 300 мГал и более, что связано с сокращением мощности земной коры. В районах краевых плато, таких как Норвежское, Исландское, Роколл, Блейк, СанПаулу, Фолкленд, Эксмут, Натуралиста, наблюдается расширение аномалий Буге с положительными значениями от 80 до 160 мГал, что обусловлено влиянием субконтинентальных блоков коры, образующих фундамент этих структур.

Активные континентальные окраины характеризуются еще более резкими градиентами гравитационных аномалий, что обусловлено сочетанием прибрежных горных районов суши и глубоководных желобов вдоль подножия континентального склона. Аномалии Фая меняются от интенсивных положительных над Андами и Кордильерами до интенсивных отрицательных [—(100÷ ÷200) мГал] над глубоководными желобами — Чилийским, Перуанским и Центральноамериканским. Аномалии Буге также резко увеличиваются от интенсивных отрицательных над прибрежными горными цепями до +300 мГал над прилегающим дном океана. Особую область представляет континентальная окраина между разломами Кларион и Мендосино, где рифтовая зона срединно-океанического хребта выходит на сушу через Калифорнийский залив. Здесь располагается обширная область отрицательных аномалий Фая (до —40 мГал), а аномалии Буге меняются от —120 мГал в прибрежной зоне до + (200÷250) мГал над дном океана [3].

Сложное гравитационное поле наблюдается в переходных зопах, что обусловлено сочетанием структур с различным типом строения коры, а также значительным расчленением подводного рельефа. Для котловин краевых морей характерны слабые положительные или отрицательные аномалии Фая и значительные положительные аномалии Буге. Островные дуги, хребты, пороги и возвышенности выражены в гравитационном поле умеренными или интенсивными положительными аномалиями Фая и Буге; здесь наблюдаются довольно резкие локальные колебания поля, связанные с блоковой структурой этих поднятий. Например, аномалии Фая над островами заметно повышаются, а в проливах между ними понижаются. Глубоководные желоба характеризуются значительными положительными аномалиями Буге и крупными отрицательными аномалиями Фая. Эти закономерности отчетливо видны на примере наиболее хорошо изученных переходных зон Мирового океана.

В Карибском море аномалии Фая в Венесуэльской котловине составляют около —20 мГал, в Колумбийской — от —4 до +26, в Юкатанской — около (—6). В восточной части моря Скоша аномалии Фая изменяются от 20 до 40 мГал; только в проливе Дрейка наблюдается заметное увеличение до 180 мГал. Аномалии Буге в котловинах Карибского моря составляют от 160 до 280 мГал, в восточной части моря Скоша — от 250 до 300; в проливе Дрейка — до 360. Над островными дугами и подводными поднятиями аномалии Фая колеблются в основном от 50 до 150 мГал, но над вулканическими Малыми Антильскими и Южными Сандвичевыми островами достигают более 200 мГал. Аномалии Буге здесь меняются от 50 до 200 мГал.

К глубоководному желобу Пуэрто-Рико приурочены крупная положительная аномалия Буге (до 330 мГал) и очень крупная, максимальная для поверхности Земли, отрицательная аномалия Фая (—380 мГал). Ось аномалии Фая не совпадает с осью желоба, а смещена к склону островной дуги, что объясняется наклонным положением глубинного разлома, по которому заложен желоб. Огибая дугу Малых Антильских островов, зона отрицательных аномалий Фая переходит на юге на Барбадосский хребет, подчеркивая генетическую связь между

ними. Это свидетельствует о нарушении изостатического равновесия, вызванном

процессами поддвига океанической плиты под островную дугу [72].

В Беринговом море отчетливо видна корреляция аномалий Фая с подводным рельефом. Алеутская и Командорская котловины характеризуются слабоположительными аномалиями Фая, подводные хребты Ширшова и Бауэрс — умеренно положительными, Командорские острова и Алеутская дуга — интенсивными положительными, а Алеутский желоб — интенсивными отрицательными (<—100 мГал). Аномалии Буге при переходе от континентальной окраины к котловине моря заметно увеличиваются в соответствии с сокращением мощности земной коры. Однако на фоне интенсивных положительных аномалий дна котловины подводные хребты Ширшова и Бауэрс характеризуются пониженными значениями аномалий Буге, что указывает на относительное увеличение мощности коры под ними. Резкие градиенты аномалий наблюдаются в зоне островной дуги и прилегающего глубоководного желоба, причем желоб отмечается умеренными положительными аномалиями, значительно меньшими, чем на ложе океана.

Охотское море в целом характеризуется слабыми положительными аномалиями Фая, и лишь по периферии встречаются зоны небольших отрицательных аномалий, свидетельствующих о краевых прогибах. Вдоль Курильской островной дуги прослеживаются интенсивные положительные аномалии Фая, наиболее крупные из которых отмечаются в южной части Малой Курильской гряды. Над Курило-Камчатским желобом протягивается полоса интенсивных отрицательных аномалий (<—120 мГал), которые над внешним валом сменяются слабыми положительными. Аномалии Буге здесь положительные, причем отмечается их увеличение от островной дуги к глубоководному желобу.

В котловине Японского моря отмечаются слабые положительные или отрицательные аномалии Фая и значительные положительные аномалии Буге (от 180 до 260 мГал). Возвышенность Ямато выделяется положительными аномалиями Фая (>20 мГал), тогда как аномалии Буге понижаются до 90 мГал. Над Японскими островами аномалии Фая составляют до 140 мГал; они резкоменьшаются к глубоководному желобу, где переходят в интенсивные отрицательные (до —310 мГал). Аномалии Буге при этом изменяются от —28 до +400 мГал и более.

Переходные зоны в области от Восточно-Китайского моря до Марианских островов, за исключением глубоководных желобов, отличаются повышенными значениями аномалий Фая. На шельфе Восточно-Китайского моря они составляют 20—30 мГал, в котловине Окинава возрастают до 80—100, над островной дугой Рюкю уменьшаются до 20—40, а в Филиппинской и Западно-Марианской котловинах равны 40—80 мГал. В желобе Нансей аномалии Фая составляют около —100 мГал, в Марианском желобе — до (—200), причем ось минимума смещена в сторону островных дуг. Аномалии Буге на шельфе Восточно-Китайского моря слабоположительные, в котловине Окинава достигают 160 мГал, над островами Рюкю равны 60—80, в Западно-Марианской котловине 320—360, над Марианскими островами — около 220 мГал [3].

В районе Индонезийского архипелага наблюдается сильная изменчивость аномального гравитационного поля. Над островами аномалии Фая достигают 150 мГал, в котловинах снижаются до 0—40, а над желобами — до (—240). Аномалии Буге над островами слабоположительные или слабоотрицательные, тогда как в некоторых глубоких котловинах (Сулу, Сулавеси, Банда) увеличиваются до 300—400 мГал. Над Зондской островной дугой аномалии Фая составляют от 40 до 160 мГал, а в глубоководном желобе резко падают — до [—(50÷160)] мГал.

Переходные зоны к востоку от Новой Гвинеи и Австралии характеризуются хорошо выраженными линейными полосами повышенных и пониженных аномалий Фая, что отражает простирание форм подводного рельефа. Отмечаются несколько повышенные значения аномалий в северной части района по сравнению с южной. Например, аномалии Фая в Новогвинейском море и северной части Кораллового моря положительные (50—70 мГал), а в морях Фиджи и Тасмановом преимущественно слабоотрицательные. Над подводными хребтами Лорд-Хау, Норфолк, Колвилл-Лау, а также над островной дугой Тонга-Кермадек прослеживаются вытянутые зоны интенсивных положительных аномалий

Фая (100—170 мГал). Глубоководные желоба Тонга и Кермадек отличаются крупной отрицательной аномалией Фая (до —210 мГал). Аномалии Буге почти повсеместно положительные и составляют: в котловинах — от 240 до 320 мГал, над подводными хребтами — от 40 до 60, над островными дугами с вулканическими постройками — от 160 до 240, а вдоль желобов Тонга и Кермадек — более 400. Однако над Новой Зеландией аномалии Буге заметно понижаются, даже до слабых отрицательных значений [3].

В Средиземном море наблюдается сложное гравитационное поле. Дно котловин Алжиро-Прованского бассейна, Тирренского и Ионического морей характеризуется слабоположительными аномалиями Фая и интенсивными положительными аномалиями Буге (более 200 мГал). В восточной части Средиземного моря почти повсеместно наблюдаются отрицательные аномалии Фая [—(40÷ ÷80) мГал], и только в районе конуса выноса р. Нил аномалии положительные. Вдоль Эллинского желоба протягивается зона интенсивных отрицательных аномалий Фая [—(120—200) мГал], которая продолжается на север в пределы Адриатического моря. Аномалии Буге в восточной части Средиземного моря составляют в основном от 80 до 200 мГал, понижаясь в отдельных местах на севере до нуля. Эгейское море характеризуется резко расчлененным гравитационным полем, где аномалии Фая колеблются от 40 до 100 мГал, а аномалии Буге — от 40 до 160 мГал [17].

ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОТЛОВИНЫ

Глубоководные океанические котловины характеризуются, как правило, относительно спокойным гравитационным полем с небольшими положительными или отрицательными аномалиями Фая и крупными аномалиями Буге, достигающими более 400 мГал. Эта монотонная картина нарушается региональными аномалиями, связанными с различными положительными морфоструктурами: глыбовыми и вулканическими хребтами, возвышенностями, плато. Существуют также различия в общем гравитационном поле отдельных котловин, что отражает плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии [3, 13].

В Атлантическом океане котловины западной его части отмечаются более пониженными значениями аномалий силы тяжести по сравнению с восточной частью. Так, в Северо-Американской и Гвианской котловинах наблюдаются слабые отрицательные аномалии Фая [— (40÷50) мГал], тогда как к востоку от Атлантического хребта аномалии слабоположительные. Аномалии Буге в Северо-Американской котловине составляют 320—360 мГал, в Гвианской 280—320, в Бразильской и Аргентинской 360—380. В то же время аномалии Буге в Канарской котловине достигают 420 мГал, в Иберийской 340—370, в котловинах Зеленого Мыса, Сьерра-Леоне, Гвинейской и Ангольской—соответственно 386, 338, 348 и 358 мГал.

В Индийском океане наиболее сильные отрицательные аномалии Фая отмечаются в Центральной котловине $[-(60 \div 80) \text{ мГал}]$. Слабые отрицательные аномалии Фая наблюдаются в котловинах Аравийской, Западно-Австралийской, Натуралиста, тогда как в котловинах Мадагаскарской, Мозамбикской, Крозе аномалии Фая слабоположительные (до 40 мГал). Аномалии Буге в котловине Агульяс и в южной части Мозамбикской котловины составляют 320-400 мГал, тогда как в северной части уменьшаются до

160 мГал. В Сомалийской котловине на западе аномалии Буге достигают 320 мГал, а на востоке составляют не более 280. В Мадагаскарской котловине аномалии Буге возрастают до 360—430 мГал, в Западно-Австралийской котловине они заметно меньше (280—320 мГал), но в котловине Крозе снова увеличиваются до 360 мГал.

В Тихом океане Северо-Западная, Северо-Восточная, Восточно-Мариапская и Центральная котловины характеризуются слабоотрицательными аномалиями Фая, а Каролинская, Мелапезийская, Перуапская и Чилийская — слабоположительными. Близкие к нулевым значения аномалий Фая наблюдаются в котловинах Южной и Беллинсгаузена. По среднему уровню аномалий Буге котловины Тихого океана также несколько различаются между собой. Северо-Восточная котловина выделяется пониженными положительными значениями аномалий — от 250 до 350 мГал, но в западной ее части они увеличиваются до 400 мГал. Относительно низкие значения аномалий Буге (280—300 мГал) отмечаются в котловинах Гватемальской, Перуанской и Чилийской. В котловинах Центральной, Южной и Беллинсгаузена аномалии составляют от 320 до 400 мГал, в Северо-Западной — свыше 400, в Меланезийской и Каролинской — до 360.

Наблюдаемые различия в гравитационном поле отдельных котловин лишь частично могут быть объяснены неодинаковой мощностью осадочной толщи. Основными причинами различий, как показывают расчеты и сопоставление с другими геофизическими данными, являются изменения средней мощности литосферы и плотности пород, слагающих нижнюю часть коры (третий слой) и верхнюю мантию. Так, предполагается, что мощность литосферы для одновозрастных участков дна (равноудаленных от оси срединно-океанического хребта) в восточной части Атлантического океана на 10—20 км больше, чем в западной его части, а средняя плотность литосферы выше на 0,001 г/см³. Для котловин Тихого океана различия гравитационных аномалий обусловлены, очевидно, изменением мощности литосферы по мере увеличения возраста отдельных частей литосферных плит. То же самое можно сказать и о котловинах Индийского океана [3].

Подводные возвышенности, хребты, плато, а также вулканические массивы и острова выделяются положительными аномалиями Фая и Буге, причем при увеличении высоты поднятия аномалии Фая возрастают, а аномалии Буге снижаются. Древние поднятия, перекрытые мощным осадочным чехлом, как правило, характеризуются пониженными аномалиями, а вулканические морфоструктуры, напротив, отмечаются повышенными значениями. В Атлантическом океане Бермудское плато, Угловое поднятие, возвышенности Сеара и Сьерра-Леоне характеризуются слабоположительными значениями аномалий Фая, а поднятие Хорсшу, возвышенность Риу-Гранди и Китовый хребет отмечаются более значительными аномалиями — от 40 до 60 мГал. Еще выше значения аномалий Фая над вулканическими островами Канарскими и Зе-

леного Мыса (до 150—200 мГал). Аномалии Буге на первой группе поднятий составляют от 260 до 300 мГал, на второй — от 160 до 240, на третьей — до 250 мГал [17].

В Индийском океане большинство возвышенностей и хребтов характеризуются слабоположительными аномалиями Фая. Над возвышенностью Агульяс и хребтами Мозамбикским, Мадагаскарским. Маскаренским и Мальдивским они составляют 20—40 мГал. увеличиваются нал мелководными банками (Сейшельской, Мальдивскими) до 50 мГал, но в седловинах снижаются до нулевых и даже отрицательных значений. Над Восточно-Индийским и Западно-Австралийским хребтами аномалии Фая несколько выше — от 40 до 60 мГал. а на поднятии Кергелен заметно увеличиваются, достигая 120—150 мГал, что связано как с уменьшением глубины, так и с возрастанием мощности коры. Аномалии Буге над поднятиями составляют от 240 до 160 мГал. а над самыми возвышенными частями поднятия Кергелен. Маскаренского и Мальдивского хребтов аномалии снижаются до 80 мГал. Комплексная интерпретация гравиметрических и сейсмических данных свидетельствует о возможном наличии под хребтами Восточно-Индийским и Западно-Австралийским аномальной верхней мантии с пониженной на 0.2 г/см^3 плотностью до глубин 25-30 км [3].

В Тихом океане глыбовые поднятия с достаточно хорошо развитым осадочным чехлом, такие как возвышенности Шатского, Хесса, Манихики, валы Эаурипик и Каролинский, характеризуются слабоположительными аномалиями Фая (до 40 мГал). Заметно выделяются вулканические хребты и цепи вулканических гор и островов, где на общем фоне слабоположительного аномального поля наблюдаются отдельные ареалы или зоны аномалий Фая до 100 мГал и более (например, на хребтах Маркус-Неккер, Лайн, валах Каролинском, Маршалловом, Туамоту). Над подводными горами Императорского хребта аномалии Фая возрастают до 140 мГал, а над Гавайскими островами превышают 200 мГал. Аномалии Буге над глыбовыми поднятиями составляют 160— 200 мГал, а нал вулканическими хребтами и валами с вулканическими постройками — от 200 до 260 мГал. Это снижение поля по сравнению с аномалиями дна океанических котловин связано с увеличением мощности коры под возвышенностями и хребтами.

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Над срединно-океаническими хребтами наблюдается в целом однотипное аномальное гравитационное поле, нарушаемое лишь аномалиями зон поперечных разломов и крупных поднятий дна, располагающихся в основном в точках тройного сочленения (например, Азорское плато в Атлантическом океане или Центральный массив в Индийском океане). Аномалии Фая над хребтами слабоположительные или умеренные — от 80 до 200 мГал. Аномалии Буге по сравнению с прилегающими котловинами уменьшаются до

12 Зак. 1344

160—240 мГал, причем над осевой частью хребтов на всех профилях четко виден региональный минимум, где аномалии снижаются до 120—140 мГал. Они связаны с наличием под рифтовой зоной аномальной верхней мантии, в которой плотность пород согласно расчетам составляет не более 3,1 г/см³. Глубже 25—30 км под дном океана разность плотности пород между аномальной и нормальной мантией начинает уменьшаться и на глубинах 150—200 км исчезает, т. е. вещество верхней мантии здесь становится более или менее однородным по своему состоянию [3, 10].

На фоне общего аномального поля срединно-океанических хребтов выделяются участки, имеющие повышенные или пониженные значения аномалий. Почти весь срединно-океанический хребет Атлантического океана и Норвежско-Гренландского бассейна характеризуется несколько повышенными аномалиями Фая — до 60—80 мГал, тогда как над Африканско-Антарктическим хребтом они составляют не более 40 мГал. Аномалии Буге над хребтами Колбейнсей и Рейкьянес составляют около 120 мГал, над Северо-Атлантическим — от 200 до 220, над Южно-Атлантическим — от 160 до 200, над Африканско-Антарктическим — около 140.

Как показывают детальные съемки на полигонах, простирание изоаномал линейное, вытянутое вдоль структур хребтов, но в зонах трансформных разломов направление изоаномал становится поперечным к хребту. При этом четко видна корреляция изоаномал, особенно для аномалий Фая, с формами подводного рельефа. Над рифтовыми долинами и поперечными желобами аномалии Фая снижаются до отрицательных, а аномалии Буге повышаются, тогда как над грядами и поднятыми блоками аномалии Фая увеличиваются, а аномалии Буге снижаются. Сопоставление результатов определения плотности поднятых драгой пород с данными гравиметрических съемок привело к выводу, что локальные аномалии Буге в значительной степени обусловлены влиянием блоков коры с различной плотностью слагающих их пород. Это подтверждается также количественными расчетами, выполненными по наиболее протяженным профилям, пересекающим наблюдаемые аномалии.

Характерным для гравитационного поля срединно-океанического хребта в Атлантическом океане являются наличие субширотных аномальных зон, связанных с особенностями морфоструктуры его дна. В районе между Британскими островами и Гренландией аномалии Буге составляют: над порогами Фарерско-Исландским и Гренландско-Исландским — от 40 до 80 мГал, над Исландией — до —30 мГал. В районе Азорских островов аномалии Буге не превышают 110 мГал. Зона пониженных аномалий протягивается в обе стороны от хребта и прослеживается до Большой Ньюфаундлендской банки на западе и до Гибралтарского пролива на востоке. Другие поперечные зоны пониженных значений аномалий Буге намечаются в Экваториальной Атлантике между возвышенностями Сеара и Сьерра-Леоне и в Южной Атлантике между возвышенностью Риу-Гранди и Китовым хребтом.

Срединно-океанические хребты Индийского океана характеризуются в целом слабоположительными аномалиями Фая и относительно пониженными аномалиями Буге — от 160 до 200 мГал. При этом Аравийско-Индийский хребет отличается несколько пониженными значениями аномалий Фая. По данным детальных исследований здесь наблюдаются положительные и отрицательные аномалии с амплитудой 10—20 мГал; их поперечные размеры (20—40 км) соответствуют размерам блоков, слагающих грядовый рельеф. В рифтовой зоне над западными грядами аномалии положительные (до 40 мГал), над восточными — слабоотрицательные, а над рифтовой долиной отмечается минимум до -60 мГал. Локальные аномалии силы тяжести, несомненно, свидетельствуют о горизонтальной плотностной неоднородности земной коры и указывают на ее блоковую структуру. Оценки параметров тел, создающих аномалии над Аравийско-Индийским хребтом, показывают, что верхние их кромки залегают на поверхности дна, а нижние — на глубинах 10—15 км, т. е. на границе с аномальной мантией. Аналогичные выводы могут быть сделаны и относительно структуры коры и аномального гравитационного поля Запално-Индийского и Центральноиндийского хребтов и Австрало-Антарктического поднятия, которые изучены пока хуже.

В Тихом океане аномалии Фая над Южно-Тихоокеанским и Восточно-Тихоокеанским поднятиями составляют от 20 до 40 мГал, а аномалии Буге — от 120 до 200 мГал. Над хребтами Горда и Хуан-де-Фука аномалии Фая пониженные, имеют в основном отрицательные значения до —50 мГал, хотя отдельные аномалии увеличиваются до +40 мГал. Для согласования результатов гравиметрических и сейсмических наблюдений здесь предполагается постепенное уменьшение плотности от 3,3 г/см³ под дном Северо-Восточной котловины до 3,2 г/см³ под хребтами, причем ширина зоны разуплотненной мантии составляет около 500 км. Интерпретация материалов исследований в районе поднятия Альбатрос (северная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия) также привела к выводу о существовании под ним аномальной мантии с разуплотнением до 0,1 г/см³ [3].

Анализ гравиметрических данных свидетельствует, что в целом срединно-океанические хребты как планетарные морфоструктуры являются изостатически уравновешенными. Подъем и кристаллизация расплавленного глубинного вещества в рифтовой зоне приводят к возрастанию плотности, поэтому породы литосферы, формирующейся здесь, всегда тяжелее вещества астеносферы примерно на 0,05—0,1 г/см³. Эта инверсия плотности приводит к тому, что с увеличением мощности литосферы при раздвижении литосферных плит и удалении их от рифтовой зоны уровень поверхности плит понижается. Следовательно, глубина дна океана в обе стороны от оси раздвижения также увеличивается.

В то же время мощность океанической коры, формирующейся в процессе дифференциации глубинного вещества, серпентинизации мантийных гипербазитов и сепарации базальтовых жидкостей,

почти не зависит от раздвижения плит, поэтому она остается практически неизменной, если не происходит аномального интенсивного подъема и излияния базальтовых лав и внедрения интрузивных тел. Повышенные аномалии Фая в таких районах, как острова Исландия, Азорские и Галапагос, свидетельствуют, очевидно, о существовании здесь мощных восходящих мантийных потоков, причем интенсивность потоков достаточно хорошо коррелирует с размерами и амплитудами положительных гравитационных аномалий.

СВЯЗЬ МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА ОКЕАНА СО СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И С АНОМАЛЬНЫМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

Приведенные материалы геоморфологических и геолого-геофизических исследований свидетельствуют о тесной связи морфоструктуры океанов со строением земной коры и литосферы в целлом. Каждой планетарной форме подводного рельефа соответствует определенный тип земной коры с характерным спектром аномальных геофизических полей. С другой стороны, разнообразие локальных форм рельефа согласуется с неоднородностью земной коры и с относительно высокой аномальностью геофизических полей, что свидетельствует о тектонических нарушениях и гетерогенности отдельных блоков коры.

В первую очередь отмечаются коренные различия между континентальной и океанической корой, которые обусловливают существование континентов и океанов как планетарных форм поверхности Земли. Рассматривая строение земной коры отдельных крупных морфоструктур дна океанов и морей, можно заметить, что они образуют два основных эволюционных ряда — континентальный и океанический.

В континентальном ряду, если иметь в виду континентальные окраины, последовательно располагаются выступы докембрийских щитов, погруженные структуры эпиконтинентальных докембрийских, палеозойских и мезозойских платформ, кайнозойские складчатые структуры. В океаническом ряду выделяются позднекайнозойские структуры флангов среднино-океанических хребтов и мезозойские структуры океанических котловин. Оба ряда морфоструктур либо граничат между собой по предконтинентальным прогибам, либо сложно сочленяются в переходных зонах.

Глубокое погружение складчато-метаморфического фундамента на подводных окраинах эпиконтинентальных платформ, вызванное процессами раздвижения литосферных плит, обусловило наличие мощного осадочного чехла и относительно простое строение поверхности шельфов, в рельефе которых практически не ощущается влияния погруженных тектонических структур. Более заметно «просвечивают» структуры фундамента на окраинах докембрий-

ских щитов и омоложенных горных массивов, где осадочный чехол маломошный.

Такие структуры видны в блоковом расчленении шельфа и особенно континентального склона этих районов. У подножия континентальных склонов повсеместно происходит либо обрезание структур складчато-метаморфического фундамента по системам краевых разломов, либо выклинивание их в предконтинентальных прогибах. Это достаточно хорошо видно на геофизических разрезах по исчезновению гранитного слоя и общему сокращению мощности земной коры, по резким градиентам гравитационных аномалий и наличию краевых магнитных аномалий.

Границы спокойного магнитного поля, как правило, совпадают с внешними склопами предконтинентальных прогибов. Поэтому можно предполагать, что прогибы образовались частично на месте периферийных зон ложа океана, частично на месте прежних континентальных окраин в результате обрушения, глубокого погружения и возможной переработки их фундамента. Под краевым плато, как показывают геофизические данные, залегают отчлененые от шельфа блоки континентальной коры, частично переработанные и перекрытые осадочным чехлом. Однако практически нигде в океанах структуры континентальной коры не протягиваются в пределы океанического ложа, они замещаются в предконтинентальных прогибах структурами океанической коры.

Вдоль активных континентальных окраин структура кайнозойских складчатых сооружений, почти не завуалированная осадочным чехлом, достаточно хорошо отражается в рельефе континентального склона, являющегося практически подводным продолжением наземных склонов прибрежных горных цепей. Разрывные нарушения, поднятые и опущенные в результате дифференцированных тектонических движений блоки, сбросовые уступы обусловили ступенчато-глыбовое строение континентального склона, который внизу без всякого перерыва переходит во внутренний борт глубоководного желоба.

Структура земной коры, интенсивные отрицательные аномалии. Фая и положительные аномалии Буге, слабо выраженные магнитные аномалии, приуроченные к желобу, и срезание желобом полосовых магнитных аномалий прилегающих частей океанических котловин — все это свидетельствует о погружении земной коры в условиях сжатия, что связано, очевидно, с поддвигом океанической плиты под континентальную окраину.

В переходных зонах наблюдается сложное сочетание континентальных, субконтинентальных, субокеанических и океанических структур, что отражается в магнитном и гравитационном полях и в современном рельефе с резкими колебаниями глубин. Вдоль побережий континентов здесь протягиваются краевые прогибы, выполненные мощной толщей осадков, так что шельфы представляют собой в основном выровненные поверхности. На склонах к котловинам краевых морей континентальные структуры выклиниваются или обрезаются системами сбросов, хотя в пределах котловин на-

блюдаются местами фрагменты континентальной (или субконтинентальной) коры, образующей фундамент сводово-глыбовых поднятий, перекрытый, как правило, осадочным чехлом различной мощности:

Дно котловин подстилается в большинстве случаев субокеанической корой, но местами встречаются котловины либо с субконтинентальной, либо с океанической корой, что четко проявляется в мощности коры, составе слагающих ее слоев и в аномальных геофизических полях. Очевидно, котловины с субокеанической и океанической корой могут представлять собой реликты древнего океанического ложа, отшнурованные от современного океана островными дугами либо континентальными поясами кайнозойской складчатости, или новообразованные морфоструктуры, возникшие при местном раздвижении морского дна [10].

Островные дуги образованы подводно-надводными хребтами с субконтинентальным типом строения земной коры. Здесь отмечаются значительные положительные аномалии Фая и Буге, заметные магнитные аномалии, хорошо развитый вулканогенный слой. Различаются два вида этих морфоструктур: складчато-вулканогенные, представленные крупными островами, и вулканические, состоящие из цепей надводных и подводных вулканов, насаженных на общий валообразный хребет. Складчато-вулканогенные структуры образованы поясами кайнозойской складчатости, схожими с прибрежными горными цепями активных континентальных окраин. Кора здесь близка по строению к континентальной. Вулканические структуры представляют собой, очевидно, более раннюю стадию развития островных дуг, где активно проявляется вулканическая деятельность, тогда как процессы складкообразования еще не начались. Благодаря молодости этих структур и продолжающемуся тектоническому развитию они очень хорошо выражены в современном рельефе.

Блоковое строение островных дуг отчетливо видно в расчлененности рельефа, резких колебаниях гравитационных и магнитных аномалий, неравномерной мощности осадочного покрова. Сопряженные с островными дугами глубоководные желоба выделяются характерными гравитационными аномалиями; в ряде случаев они срезают полосовые магнитные аномалии океанического дна; желоба являются четко выраженной границей между структурами океанической коры и островных дуг. В желобах происходит погружение и поддвиг океанической плиты под островные дуги, чем и обусловливается смещение осей минимумов гравитационных аномалий в сторону дуг и изостатическая неуравновешенность этих районов.

Земная кора океанических котловин и срединно-океанических хребтов более однородна по своему строению, чем кора континентальных окраин и переходных зон. Это отражается здесь и в морфоструктуре дна океанов, которая, несмотря на большое разнообразие средних и малых форм подводного рельефа, в своих общих чертах довольно монотонна и симметрична относительно оси сре-

динно-океанических хребтов. Такая же симметрия видна в структуре океанической коры и осадочного чехла.

Вдоль оси хребтов протягивается зона минимальной мощности литосферы, под которой располагается мантийный диапир разуплотненного вещества, где происходит выплавление базальтов, формирующих второй слой океанической коры, и образование основных, ультраосновных и метаморфических пород третьего слоя. При этом в результате излияний базальтовых лав, внедрения даек и протрузий, а также вследствие вертикальных и горизонтальных тектонических движений формируется блоково-грядовый рельеф поверхности фундамента, создающий основной фон рельефа дна океана. В обе стороны от оси раздвижения общая мощность литосферы постепенно возрастает, а мощность коры достигает определенного предела (в среднем 7 км) и остается далее практически неизменной. С удалением от оси увеличиваются мощность и возраст осадочного чехла и возраст пород фундамента.

Симметричность структуры океанического дна прослеживается также в распределении гравитационных и особенно полосовых магнитных аномалий. Вдоль оси срединно-океанических хребтов протягиваются четко выраженные рифтовые аномалии, связанные с формированием новой океанической коры и с процессами подъема глубинного вещества. По обе стороны от оси симметрично располагаются остальные аномалии, причем каждая из них достаточно хорошо коррелирует с локальными структурными формами рельефа. Отчетливо видны в простирании аномалий и многочисленные трансформные разломы, рассекающие срединно-океанические хребты и протягивающиеся в ряде случаев в пределы океанических котловин.

Литосферные плиты по мере удаления от оси раздвижения и своего утолщения постепенно погружаются, так как их плотность несколько выше плотности подстилающей астеносферы. Это приводит к формированию океанических котловин по обеим сторонам от срединно-океанических хребтов. Так как практически все планетарные морфоструктуры ложа океанов изостатически уравновешены, следует полагать, что этот основной процесс образования океанических котловин динамически стабилен.

На фоне относительно однообразного общего строения коры ложа океанов выделяются своими особенностями сводово-глыбовые и вулканические поднятия (возвышенности, массивы, хребты). Мощность коры под ними заметно повышена, главным образом в результате утолщения второго слоя, сложенного вулканогенными породами. Линейность аномального магнитного поля океанов здесь прерывается, так как появляются самостоятельные аномалии, связанные с тектоническими нарушениями и вулканическими образованиями, приуроченными к этим структурам. В гравитационном поле поднятия, особенно вулканические, также выделяются значительными аномалиями.

Очевидно, в формировании как сводово-глыбовых, так и вулканических поднятий существенную роль играли массовые излияния

базальтовых лав, создавших утолщения второго слоя, и вертикальные тектонические движения с образованием краевых сбросов,
приведшие к их неравномерному воздыманию. При этом в одной
группе поднятий определяющим был тектонический фактор, в другой — вулканический фактор. То обстоятельство, что поднятия в
зоне срединно-океанических хребтов (например, Азорское плато
в Атлантическом океане или Центральный массив в Индийском)
практически лишены осадочного чехла, а поднятия в океанических
котловинах перекрыты мощным чехлом ненарушенных осадков
различного возраста, может свидетельствовать об их зарождении
в рифтовой зоне и о последующей тектонической стабилизации в
процессе раздвижения литосферных плит.

ЭНДОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА ОКЕАНОВ

Эндогенные факторы являются определяющими в формировании морфоструктуры дна океана. Их внешние проявления выражаются в горизонтальных и вертикальных тектонических движениях, пликативных и разрывных дислокациях, в сейсмичности и вулканической деятельности. Горизонтальные и вертикальные тектонические движения определяют морфоструктурный план дна океанов, взаимное расположение форм подводного рельефа, их высоту и расчлененность. Сейсмичность, вулканизм и разломы приурочены к ослабленным зонам в земной коре, где тектонические движения сопровождаются разрывными дислокациями, разрядкой напряжений и излияниями магматического вещества. Кроме того, вулканические процессы играют очень важную роль в формировании океанической коры. Все эндогенные факторы взаимосвязаны и взаимообусловлены.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА

Как известно, землетрясения на Земле распространены неравномерно; они сосредоточены в основном вдоль узких сейсмоактивных зон, между которыми располагаются обширные сейсмостабильные области, где землетрясения редки. В последние годы увеличение числа сейсмических станций, усовершенствование приемной аппаратуры и методики работ, повышение точности определения координат эпицентров позволили составить новые карты сейсмичности, изучить характеристики очагов землетрясений, установить закономерности их распределения по морфотектоническим зонам, выявить связь сейсмичности с процессами раздвижения литосферных плит в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и с процессами их поглощения вдоль активных континентальных окраин и островных дуг [27, 35, 62].

Подавляющее большинство землетрясений зарегистрировано вдоль сейсмоактивных зон, являющихся границами между лито-сферными плитами (рис. 49, вкладка). Одна зона протягивается вдоль гребней срединно-океанических хребтов и их ответвлений, включая и континентальные рифты. Другая зона простирается, разветвляясь на ряд полос, вдоль альпийских структур Средизем-

номорья, Южной Европы, Передней, Центральной и Юго-Восточной Азии. Третья зона образует пояс вдоль активных континентальных окраин и островных дуг Тихого океана. Землетрясения с магнитудой $M \geqslant 5$ (по шкале Рихтера) распределены внутри этих зон примерно поровну. Однако в разных океанах доля каждой из зон различна.

В Северном Ледовитом океане почти все землетрясения сосредоточены вдоль хр. Гаккеля и лишь незначительная их часть встречается на континентальных окраинах и дне котловин. В Атлантическом океане в рифтовой зоне Атлантического хребта зарегистрировано 63% всех землетрясений, в районах Антильской и Южно-Антильской островных дуг 24%, остальные разбросаны по отдельным районам континентальных окраин и котловин. В Индийском океане вдоль срединно-океанических хребтов сосредоточено до 67% землетрясений, в районе Зондской островной дуги 21%, на дне котловин 8%.

В Тихом океане, наоборот, вдоль активных континентальных окраин и островных дуг обнаружено 62 % всех землетрясений, тогда как в рифтовой зоне срединно-океанических хребтов, включая Чилийское поднятие и Галапагосский рифт, их число не превышает 35 %, а на дне котловин составляет только 3 %. Если же рассматривать все землетрясения дна океанов, включая слабые (с магнитудой менее 5), то их число на срединно-океанических хребтах заметно увеличивается по сравнению с менее значительным ростом вдоль активных континентальных окраин и островных дуг. тогда как для наиболее сильных землетрясений картина прямо противоположная. Это свидетельствует о большом различии в энергетике рифтовых зон и активных коптинентальных окраин п островных дуг. В рифтовых зонах согласно расчетам сейсмическая энергия составляет только около 5 % всей энергии, выделяемой при землетрясениях на Земле, тогда как, например, по периферии Тихого океана она достигает 80 % [35].

Почти все эпицентры землетрясений, зарегистрированных в пределах срединно-океанических хребтов, располагаются вдоль рифтовых долин, а также вдоль поперечных желобов, находящихся между смещенными отрезками рифтовых долин. Это подтверждается непосредственными сейсмологическими наблюдениями на полигонах при помощи донных сейсмографов, выполненными в Атлантическом и Индийском океанах на НИС «Академик Курчатов». Сравнительный анализ записей микросейсмических толчков показал, что сейсмичность рифтовых долин и поперечных желобов в десятки и даже сотни раз выше сейсмичности соседних рифтовых гряд.

В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов распространены только поверхностные землетрясения. Глубины гипоцентров большинства из них не превышают 30—35 км и только в отдельных случаях — в основном в районах тройных сочленений и вулканических массивов (Исландия, Азорские острова, район о. Буве, Центральный массив в Индийском океане, район о. Пасхи) — достигают 50—60 км. Преобладают слабые землетрясения с магнитудами

до 6,9. В Северном Ледовитом океане более сильных землетрясений практически не встречается.

В рифтовых зонах других океанов наряду со слабыми отмечаются относительно редкие сильные землетрясения с магнитудами 7,0—7,7, которые приурочены в основном к крупным поперечным разломам; например, такие землетрясения бывают в тропической и экваториальной частях Атлантического океана, на Западно-Индийском хребте, в северо-западной части Аравийско-Индийского хребта, в Австрало-Антарктической зоне нарушений, в районе разлома Элтанин, вблизи о. Пасхи, а также в Калифорнийском заливе. Более сильные землетрясения— с магнитудами до 8,5— в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов встречаются лишь как единичные случаи.

Для рифтовых зон характерны и так называемые серии землетрясений, представляющие собой последовательность почти непрерывно повторяющихся толчков без главного сильного толчка. Считается, что они отражают процессы внедрения магматических пород или вулканические извержения. По имеющимся наблюдениям такие серии землетрясений бывают только в рифтовых долинах, особенно в районах крупных вулканических сооружений, и практически не регистрируются в поперечных желобах [62].

Исследования механизмов в очагах землетрясений рифтовых зон, выполненные различными авторами [35 и др.], свидетельствуют о существовании здесь процессов растяжения земной коры. Установлено, что напряжения, возникающие в очагах, располагаются в основном в горизонтальной плоскости, причем растягивающие усилия направлены перпендикулярно к оси хребтов, а сжимающие — вдоль оси. В большинстве очагов наблюдаются сдвиговые подвижки по крутопадающим плоскостям разрыва, приуроченные к поперечным трансформным разломам. Реже обнаруживаются сбросовые подвижки, которые характерны для рифтовых долин. Преобладание очагов со сдвиговыми подвижками можно объяснить тем, что исследовались только сильные землетрясения, которые значительно чаще происходят в поперечных желобах.

Для активных континентальных окраин и островных дуг характерны значительно более высокая сейсмичность и наличие глубокофокусных землетрясений, очаги которых располагаются по наклонным фокальным плоскостям (зонам Заварицкого — Беньофа), уходящим от глубоководных желобов под континенты или островные дуги (рис. 50). Здесь, очевидно, происходит поддвиг океанических плит, вследствие чего возникают огромные напряжения, разрядка которых проявляется в многочисленных сейсмических толчках.

В Атлантическом океане зоны сейсмичности вдоль Антильской и Южно-Антильской островных дуг являются ответвлениями основного Тихоокеанского кольца. Здесь преобладают часто повторяющиеся, относительно слабые землетрясения с магнитудами до 6,9. Значительно реже регистрируются сильные землетрясения с магнитудами до 8,5. Глубины гипоцентров в желобах не превышают

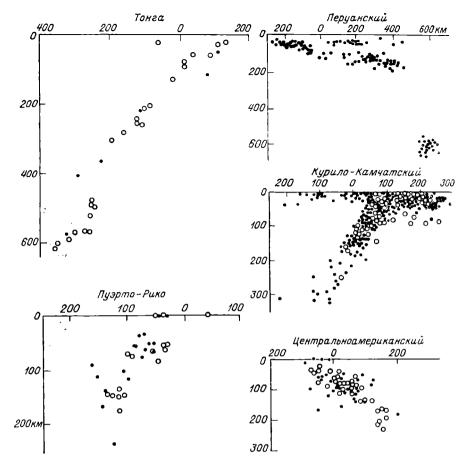


Рис. 50. Распределение гипоцентров землетрясений в зонах Заварицкого—Беньофа в районах глубоководных желобов (по Л. М. Балакиной [1979 г.]).

60—70 км, а с внутренней стороны островных дуг они достигают 150—200 км.

В восточной части Тихого океана сейсмический пояс протягивается вдоль активных континентальных окраин Южной и Северной Америки, захватывая глубоководные желоба и горные цепи Анд и Кордильер. Здесь отмечается большое количество землетрясений с магнитудами 7,0—8,5, причем бывают и катастрофические. Большинство мелкофокусных землетрясений располагается вдоль Чилийского и Перуанского глубоководных желобов и прибрежных районов суши. Фокальная плоскость здесь довольно неопределенна и наклонена под небольшим углом (20—25°), она достигает глубин 200—250 км. В интервале глубин 250—500 км гипоцентры почти не встречаются, но на глубинах 500—700 км располагается еще одна зона очагов землетрясений. Она находится на более круто

;,

падающей фокальной плоскости и свидетельствует, вероятно, об изломе поддвигаемой океанической плиты при ее движении под континент [10].

Вдоль северо-западной и западной окраин Тихого океана сейсмический пояс протягивается по островным дугам от Алеутских островов до Новой Зеландии, разветвляясь в средней части на несколько зон соответственно простиранию островных дуг. Сейсмическая активность здесь высока, особенно на островных дугах, непосредственно граничащих с ложем океана. Наряду со слабыми часто регистрируются сильные землетрясения с магнитудами 7,0—8,5. Гипоцентры их располагаются по фокальным плоскостям, наклон которых под островные дуги достигает 50—70° и более. Предельные глубины гипоцентров составляют в различных районах от 200—250 до 600—700 км. Фокальные плоскости имеют обычно на определенных глубинах излом к более крутому падению. В большинстве районов хорошо выраженные фокальные зоны достигают глубин 200—300 км, а гипоцентры с глубинами более 500 км располагаются обособленно от этих зон.

Сейсмический пояс вдоль Зондской островной дуги является соединительным звеном между Альпийско-Гималайской и Тихоокеанской сейсмическими зонами. Здесь также регистрируется большое число сильных землетрясений, среди которых случаются катастрофические. Гипоцентры поверхностных землетрясений рассредоточены в широкой полосе под Зондским глубоководным желобом и островной дугой. Гипоцентры промежуточных и глубоких землетрясений образуют фокальную зону, наклон которой до глубин около 300 км составляет 35°, а ниже — до 60°, т. е. здесь тоже наблюдается излом поддвигаемой океанической плиты [10].

Исследования механизмов в очагах землетрясений островных дуг и активных континентальных окраин [35] свидетельствуют о существовании в земной коре однородного поля напряжений, где сжимающие усилия направлены, как правило, поперек простирания основных тектонических структур. Необходимо также подчеркнуть, что напряжения сжатия в верхних 100 км литосферы характерны для зон, находящихся под склоном островной дуги (или континентальной окраины) к глубоководному желобу, тогда как в зоне внешнего склона желоба наблюдаются напряжения растяжения, связанные, по-видимому, с изгибом океанической плиты.

Ориентация разрывов и подвижек в сейсмических очагах островных дуг довольно разнообразна. Здесь встречаются разрывы, как направленные вдоль структур, так и секущие их под разными углами. Среди них могут быть взбросовые, надвиговые, сбросовые и сдвиговые дислокации или их комбинации. Ряд землетрясений, как показали специальные исследования, был вызван взбросовыми подвижками по крутым плоскостям разрывов, наклоненным в сторону океана, т. е. по обратным относительно к падению фокальной зоны. Это свидетельствует, вероятно, о процессах тектонического поднятия островных дуг, происходящих одновременно с поддвигом под них океанических плит.

Сложная сейсмотектоническая обстановка наблюдается в Средиземном море. В западной части моря сейсмические пояса протягиваются вдоль альпийских складчатых структур Северной Африки, Пиренейского полуострова, Южной Европы, Апеннинского полуострова и Сицилии, окружая кольцом сейсмостабильную область Алжиро-Прованской и Тирренской котловин. Для этих сейсмических поясов характерио преобладание слабых поверхностных землетрясений с достаточно высокой повторяемостью. Только в Южной Италии (Калабрии) и на Сицилии отмечаются сильные землетрясения с магнитудами до 7,7. Они свидетельствуют об активных тектонических подвижках вдоль Калабрийско-Сицилийской дуги, где возможен процесс поддвига Африканской плиты под Апеннинский блок. Единичные сильные землетрясения с большой глубиной гипоцентров зарегистрированы также в районе Гибралтарского пролива.

В восточной части Средиземного моря сейсмоактивный пояс протягивается по его северной периферии, вдоль Адриатического побережья, Пелопонесско-Крито-Родосской дуги и далее в пределы Малой Азии. Здесь отмечается большое количество сильных землетрясений с магнитудами 7,0—8,5. Большинство их мелкофокусные, но в районе Крито-Родосской островной дуги наблюдается и значительное число глубокофокусных, гипоцентры которых лежат с внутренней стороны дуги. Это указывает на существование наклонной фокальной зоны, по которой происходит поддвиг Африканской плиты под структуры Юго-Восточной Европы.

Остальные области дна океанов и морей являются в целом сейсмостабильными, по в отдельных районах наблюдаются проявления сейсмической активности, свидетельствующие о тектонических подвижках. В первую очередь следует отметить узкие зоны сейсмичности, приуроченные к границам плит, где происходит, очевидно, их скольжение относительно друг друга, в отличие от рифтовых зон, где плиты наращиваются, и островных дуг, где плиты поглощаются.

Один из таких поясов сейсмичности протягивается вдоль Азоро-Гибралтарского порога. Здесь наряду со слабыми отмечаются и сильные поверхностные землетрясения. Другой пояс прослеживается вдоль системы разломов между районом о. Буве и Южно-Сандвичевой островной дугой, где преобладают слабые, но часто повторяющиеся землетрясения. Относительно слабо выраженный пояс протягивается вдоль хр. Меррея от разлома Оуэн до альпийских структур Пакистана. Значительно лучше прослеживается сейсмический пояс вдоль хр. Маккуори, соединяющийся на севере с сейсмической зоной Новой Зеландии. Здесь регистрируется большое число сильных поверхностных землетрясений с магнитудами до 8,5.

Относительно редкие и слабые толчки отмечаются в районах ряда океанических поднятий, особенно вулканических массивов и хребтов (например, в районе островов Канарских, Зеленого Мыса, Гавайских, Маршалловых). Единичные слабые землетрясения про-

исходят в зоне погребенного Срединно-Лабрадорского хребта, свидетельствуя об отголосках прежних рифтогенных процессов, и вдоль некоторых участков континентальных окраин (например, у побережья Норвегии, в районе Большой Ньюфаундлендской банки, в Мозамбикском проливе), что говорит о продолжающихся процессах их погружения.

ВУЛКАНИЗМ

Вулканические процессы играют очень важную роль в формировании океанической земной коры и рельефа дна океанов. Как уже указывалось выше, второй слой земной коры состоит из вулканогенных пород, преимущественно базальтов. Он образует фундамент океанических морфоструктур и выходит на поверхность дна океанов в виде блоково-грядовых форм рельефа срединно-океанических хребтов, а также многочисленных подводных гор и вулканических островов.

Все многообразие форм подводного рельефа, в создании которых существенную роль играют вулканические процессы, можно разделить на несколько групп (рис. 51, вкладка): 1) вулканические подводные горы и острова; 2) вулканические островные дуги; 3) срединно-океанические хребты; 4) океанические сводово-глыбовые поднятия, хребты и валы. Такая последовательность отражает степень участия вулканического, тектонического и экзогенного факторов в формировании этих морфоструктур.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ И ОСТРОВА

На дне океанов имеется большое количество подводных гор и островов, которые являются вершинами крупных гор. К подводным горам относятся изолированные поднятия округлой или овальной в плане формы, с крутыми склонами, остроконечными или срезанными вершинами. Подавляющее большинство таких гор имеют вулканическое происхождение. Исключение составляют немногие горы, расположенные в основном в пределах континентальных окраин и представляющие собой тектонические останцы. На вулканическую природу подводных гор указывают материалы геологогеофизических исследований как самих гор, так и океанических островов, являющихся, за редким исключением (например, Сейшельские острова, сложенные гранитами), либо действующими, либо потухшими вулканами.

Высота гор над дном океана различна — от 0,5 до 5 км, а высота крупных вулканических островов — даже более 6 км. В отношении небольших подводных гор (0,5—1 км) необходимо учитывать, что такую же высоту обычно имеют блоки и гряды рельефа океанического фундамента, которые, хотя и сложены вулканогенным материалом, но образованы в результате тектонических движений по разрывным дислокациям, приведших к расчлененности поверхности фундамента и соответственно дна океана.

Вулканические горы на дне океанов, как и на суше, имеют в основном конусообразную форму и представляют собой либо единичный вулкан, либо группу слившихся основаниями вулканов. Последнее относится к многим крупным подводным горам и почти ко всем вулканическим островам. Крутизна склонов в среднем составляет около 20°, но в верхней части гор достигает более 30° и заметно уменьшается книзу. Чаще всего встречаются горы с остроконечными вершинами, тогда как плосковерхие горы (гайоты) распространены значительно реже, особенно в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах. В Тихом океане, в его центральной и западной частях, где сосредоточено много подводных гор, гайоты более многочисленны. Вершины гайотов располагаются на глубинах от 40 до 2000 м. К плосковерхим горам следует относить и атоллы, где коралловые постройки покоятся на срезанных вершинах вулканических сооружений.

Очевидно, плоская форма вершин гайотов или вулканического основания атоллов обусловлена воздействием абразионно-аккумулятивного выравнивания, а различие в их глубинах вызвано неравномерным погружением гор в неоген-четвертичное время и поднятием уровня океана. На прежние — более низкие — уровни океана, в частности, указывают подводные береговые террасы, обнаруженные на вершинах и на верхней части склонов некоторых подводных гор, а также мощные толщи коралловых известняков на атоллах, образовавшиеся в мелководных условиях и погруженные в настоящее время на значительные глубины.

Согласно подсчетам, общее число вулканических гор в океанах высотой от 1 км и выше, включая острова и атоллы, составляет около 6700, из них: в Тихом океане — 4600, в Атлантическом и Индийском — примерно по 1000, в Северном Ледовитом — около 100. Количество небольших гор (менее 1 км) учесть труднее. Есть сведения, что таких гор в Тихом океане насчитывается около 2200, в Атлантическом — более 1500. Однако, учитывая закономерное увеличение числа гор с уменьшением их высоты по параболической кривой (что установлено по распределению высот более крупных гор), следует увеличить эти данные в 1,5—2 раза. Поэтому не будет большим преувеличением оценить общее число гор высотой от 0,5 до 1,0 км в океанах примерно в 8000, но не следует забывать, что не все поднятия такой высоты являются вулканическими горами.

Из общего числа подводных гор не менее 300 являются плосковерхими, большинство их находится в Тихом океане. Вулканических островов (изолированных друг от друга) насчитывается более 120, из них в Тихом океане 60, в Атлантическом 45, в Индийском 20. Кроме того, есть около 50 островов-спутников, находящихся на одном цоколе с основными островами.

В распределении вулканических гор на дне океанов существуют определенные закономерности. В пределах срединно-океанических хребтов располагаются преимущественно небольшие горы высотой до 2 км; исключением являются относительно редкие вул-

канические острова и отдельные горы высотой до 3—4 км, которые приурочены к зонам трансформных разломов. Встречаются группы крупных гор, находящихся в пределах флангов хребтов (например, горы Атлантис, Крузер, Грейт-Метеор и другие на восточном фланге Атлантического хребта).

На дне океанических котловин, напротив, наряду со множеством небольших гор встречается значительное количество крупных гор высотой до 4—5 км и более. При этом надо учитывать, что основания гор здесь захоронены, как правило, под осадочным чехлом мощностью от 0,5 до 1,5 км. Поэтому истинная высота вулканических сооружений на поверхности океанического фундамента оказывается больше в среднем на 1 км. В пределах аккумулятивных шлейфов, где горы в целом ниже, чем на дне котловин, а осадочный чехол мощнее, наблюдается аналогичная картина и высота гор от поверхности фундамента практически та же.

Расположение небольших гор на дне океанов большей частью хаотичное, хотя местами можно заметить приуроченность их к структурным лициям, ориентированным по простиранию средино-океанических хребтов. Крупные горы, как правило, сосредоточены вдоль зон трансформных разломов и других нарушений океанической коры, протягивающихся на значительные расстояния. К ним относятся Новоанглийская цепь подводных гор, группа гор в районе Азоро-Гибралтарского порога, широтные цепи вулканических островов и гор у восточного побережья Бразилии, цепь островов и гор вдоль продолжения Камерунского разлома, подводные горы вдоль разломов Буве, Оуэн, Вима, Арго, Пасхи, Галапагос и др.

Кроме того, скопления вулканических островов, атоллов и подводных гор приурочены к сводово-глыбовым поднятиям и вулканическим массивам и хребтам, таким как Бермудское плато, возвышенности Сеара, Риу-Гранди и Сьерра-Леоне, хребты Маскаренский, Мальдивский, Восточно-Индийский, Императорский, Гавайский, Маркус-Неккер, валы Каролинский, Маршалловый, Лайн, Туамоту и др. Эти поднятия представляют собой, по существу, массивные цоколи, на которые насажены вулканические конусы.

Хотя геолого-геофизические исследования проведены пока для относительно небольшого числа подводных гор, однако имеющиеся данные свидетельствуют о довольно однообразном их строении, что подтверждается материалами геологического изучения вулканических островов и результатами бурения. Важное значение имеют геофизические данные, которые показывают, что вулканические горы отличаются четко выраженными магнитными и гравитационными аномалиями.

Выделяются два типа гор на дне океанов (не считая островных дуг), различающиеся структурой аномальных геофизических полей, что обусловлено особенностями их внутреннего строения. На срединно-океанических хребтах горы характеризуются небольшими положительными аномалиями Фая (около 50 мГал) и умеренными магнитными аномалиями (до 500 гамм), трудно различимыми на

13 Зак. 1344 193

фоне полосовых аномалий основного поля. Это связано, очевидно, со слабым развитием у этих гор вулканических корней в условиях относительно тонкой литосферы. На ложе океанов горы отличаются значительными аномалиями Фая (до 300 мГал), слабыми аномалиями Буге (около 30 мГал) и сильными магнитными аномалиями (до 1000 гамм), источниками которых являются в основном хорошо развитые вулканические корни в условиях более мощной литосферы [10].

На основании геологического изучения подводных гор (включая и подводные наблюдения) можно считать установленным, что горы сложены преимущественно толеитовыми и субщелочными базальтами, а верхние части наиболее крупных гор, в том числе и острова, обычно образованы щелочными базальтами, трахитами, фонолитами, гавайитами, туфами и другими породами этой серии [8, 72, 78]. На некоторых подводных горах, расположенных в зонах поперечных разломов (например, гора Горриндж западнее Гибралтарского пролива), встречаются ультраосновные породы — серпентинизированные перидотиты и серпентиниты, представляющие интрузивные тела.

Однако для подавляющего большинства гор, находящихся на достаточной глубине под поверхностью океана, состав слагающих их вулканических пород удивительно однообразен и представлен эффузивными толеитовыми базальтами в различной степени раскристаллизации. Эти породы обычно обнажаются на вершинах и крутых уступах склонов гор. Более пологие склоны покрыты осадками, чаще всего фораминиферовыми илами и алевритами. В ряде случаев они оказываются сцементированными в результате воздействия тепла и гидротермальных растворов, что свидетельствует о поствулканических процессах.

Несомненно, что вулканические подводные горы возникают при центральном типе извержений, приурочиваясь к ослабленным зонам в земной коре и литосфере. Они формируются также при трещинных излияниях, образуя цепи вулканических куполов, что особенно характерно для рифтовых зон срединно-океанических хребтов. На больших глубинах океанов, где гидростатическое давление воды заметно больше, чем внутреннее давление растворенных в магме газов, эксплозивный процесс маловероятен. На это указывает отсутствие или незначительное количество пирокластических продуктов в составе вулканических пород подводных гор. Наиболее благоприятны здесь условия для экструзивного процесса, который в сочетании с медленными, спокойными лавовыми излияниями приводит к созданию щитовых вулканов со склонами средней крутизны.

Первичные формы зарождающихся конических структур лавовых экструзий были обнаружены, например, при подводных исследованиях рифтовой долины Атлантического хребта по проекту ФАМОУС (рис. 52) и рифтовой зоны Красного моря экспедицией Института океанологии АН СССР (проект ПИКАР). В процессе дальнейшего роста щитовых вулканов и приближения их к поверх-

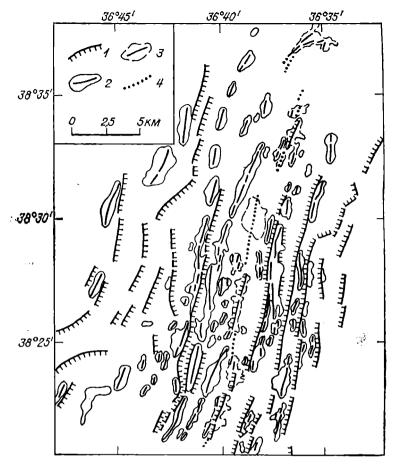


Рис. 52. Схема вулканических сооружений и тектонических нарушений в рифтовой зоне Атлантического срединно-океанического хребта (по И. Рамбергу и др. [1977 г.]).

1 — сбросовые уступы; вулканические конусы: 2 — эрелые, 3 — молодые; 4 — ось рифтовой долины.

ности океана происходит смена состава лавовых излияний от примитивных толеитовых до щелочных базальтов. Это свидетельствует об изменении условий кристаллизационной дифференциации вещества в магматических очагах.

Очевидно, вначале очаги находятся на относительно небольшой глубине (10—20 км) и здесь изливается толеитовая магма. Затем по мере роста вулканов увеличивается нагрузка излившихся лав и происходит частичное погружение гор. При этом в магматический процесс вовлекаются более глубокие участки коры, где генерируется щелочнобазальтовая магма. В то же время продолжают действовать вышележащие очаги, генерирующие толеитовую магму. Таким образом, рост вулканов и миграция магматических

очагов создают условия для более полной дифференциации магмы, особенно щелочнобазальтовой, благодаря наличию промежуточных камер, которые магма проходит. Это приводит к появлению на островах и крупных подводных горах разнообразных щелочных магматических пород, в отличие от монотонных толеитов на больших глубинах дна океанов.

После завершения вулканической деятельности слагающие подводные горы базальты подвергаются вторичным изменениям, причем интенсивность этого процесса в общем усиливается от оси срединно-океанических хребтов к котловинам. Подводные горы, расположенные в рифтовой зоне (например, гора Миниа в зоне разлома Гиббс), сложены свежими и слабо измененными толеитовыми базальтами с небольшой долей высокоглиноземистых и субщелочных базальтов. При удалении от оси хребтов (например, горы Балд и Свэллоу, расположенные на расстояниях соответственно 100 и 1000 км от рифтовой долины Северо-Атлантического хребта) роль щелочных базальтов постепенно возрастает. Вместе с тем увеличивается и измененность пород, в частности степень выветривания. Об этом можно судить по повышениому содержанию воды в базальтах [78].

Несомненно, что степень вторичных изменений и выветривания базальтов должна зависеть наряду с другими факторами от длительности их экспозиции на дне океана, т. е. от возраста подводных гор. Эти данные вполне укладываются в общую схему раздвижения дна океанов и увеличения возраста пород фундамента в обе стороны от рифтовых зон. Подводные горы, во всяком случае большая их часть, очевидно, возникают и формируются в рифтовых зонах, а затем вовлекаются в процесс раздвижения и постепенно перемещаются на фланги срединно-океанических хребтов и в океанические котловины.

Наиболее древние из гор, образовавшиеся на мезозойской коре, в настоящее время в ряде случаев достигли глубоководных желобов (например, горы на склонах Японского и Курило-Камчатского желобов). Логично предположить, что при дальнейшем движении литосферных плит и их поддвиге под островные дуги подводные горы должны как бы срезаться с поверхности фундамента и «впечатываться» в структуры островных дуг (или прибрежных структур активных континентальных окраин). Есть предположения, что такие «впечатанные» вулканические горы имеются в структурах подводного склона Камчатки.

Наиболее изучены вулканические образования океанических островов, многие из которых являются активными вулканами. Всего на срединно-океанических хребтах и в океанических котловинах насчитывается около 20 вулканов-островов, действовавших в историческое время, и до 10 вулканов-островов, находящихся в сольфатарной стадии, т. е. извергавшихся в недавнем прошлом. К ним относятся острова Ян-Майен, Азорские, Канарские, Зеленого Мыса, Тристан-да-Кунья, Буве, Коморские, Реюньон, Сен-

Поль, Херд, Баллени, Гавайские, Ревилья-Хихедо, Галапагос, Хуан-Фернандес, Общества.

В некоторых районах, например в архипелаге Тубуаи, известны подводные извержения. Есть также вулканы, начавшие извергаться под водой и поднявшиеся затем выше уровня океана, например вулкан Сюртсей у южного побережья Исландии и вулкан Капилиньюш в группе Азорских островов. Остальные вулканические острова на дне океанов имеют различный возраст — от четвертичного до позднемезозойского, однако повсеместно на них достаточно хорошо сохранились типичные для вулканов образования [78].

Особенно хорошо изученными являются вулканы Гавайских островов, где можно проследить все стадии их развития: щитовую, кальдерную, посткальдерную, а также период омоложения [8]. Самой значительной по объему вулканических продуктов и длительности действия является щитовая стадия, в течение которой вулкан постепенно поднимается со дна океана почти до его поверхности. Изливающиеся лавы жидкие, состоят из толеитовых базальтов от безоливиновых разностей до океанитов. Вблизи уровня океана спокойные излияния сменяются взрывными, что обусловлено образованием большого количества газов и пара, быстрым остыванием поверхности лавы и практическим отсутствием гидростатического давления. Однако после подъема вулкана над уровнем океана излияния снова становятся более спокойными (извержения гавайского типа).

В кальдерную стадию в теле вулкана формируется приповерхностная промежуточная магматическая камера, частичное опустошение которой приводит к обрушению вершинной части вулканической постройки. Наряду с толеитами в излияниях участвуют породы шелочной серии, повышенная газонасыщенность которых является причиной того, что вместе с лавовыми излияниями идут эксплозивные извержения. В посткальдерную стадию кальдера и верхняя часть шитовой постройки перекрываются лавами и пирокластическими породами щелочной серии. И наконец, период омоложения наступает обычно после длительного (до нескольких миллионов лет) перерыва в вулканической деятельности; в это время осуществляется интенсивная эрозия. Изливающиеся в период омоложения лавы жидкие, но с высоким содержанием летучих компонентов, вследствие чего преобладают эксплозивные извержения.

Возраст вулканических островов в целом постепенно увеличивается от рифтовых зон срединно-океанических хребтов к периферии океанов, отражая общую тенденцию изменения возраста пород фундамента в этом направлении. Отчетливо это видно на примере Гавайских островов, где возраст вулканических пород возрастает в северо-западном направлении, составляя на о. Мауи 1,3 млн. лет, на о. Молокаи — от 1,3 до 1,8, на о. Оаху — от 0,1 до 3,3, на о. Кауаи — от 0,6 до 5,6. В районе сочленения Гавайского и Императорского хребтов возраст вулканов достигает 41—43 млн. лет, а в северной части последнего — около 70 млн. лет [8].

Однако во многих случаях возраст вулканических островов не совпадает с возрастом фундамента, вычисленным по магнитным аномалиям. Например, возраст пород о. Фернанду-ди-Норонья составляет около 12 млн. лет, Канарских островов — не более 32 млн. лет, тогда как возраст этих участков литосферных плит должен быть не менее 120 млн. лет. Возраст пород вулканических островов в архипелагах Кука и Тубуаи оценивается от 0,7 до 1,2 млн. лет, о. Таити — около 0,6 млн. лет, хотя возраст океанической плиты здесь превышает 80 млн. лет. Следует отметить, что вулканические острова практически нигде не бывают старше соответствующих участков литосферных плит и все отклонения наблюдаются лишь в сторону омоложения вулканов.

Указанные факты свидетельствуют о том, что вулканическая деятельность на островах происходила (или происходит сейчас) не только в рифтовых зонах, но и в пределах океанических котловин. Учитывая сравнительно короткий период активного вулканизма, во время которого в основном и создаются вулканические горы и острова, следует полагать, что многие из них возникли довольно далеко от рифтовых зон — либо на флангах срединно-океанических хребтов, либо в котловинах. На это указывают также результаты расчетов, устанавливающие зависимость предельной высоты вулканов от мощности литосферных плит; они свидетельствуют. что крупные горы и острова (высотой до 5 км и более) могут формироваться на литосфере мощностью около 18—20 км [76]. Сходные результаты получаются при анализе строения крупных гайотов в океанических котловинах, вершины которых находятся вблизи уровня океана. Если бы они сформировались в рифтовых зонах, то их вершины должны были бы погрузиться на значительно большие глубины, а дальнейшее наращивание гайотов в результате вулканической деятельности привело бы к уничтожению плоской вершины.

Следовательно, кроме рифтовых зон, где возникает и формируется большинство вулканических гор (относительно пебольших), ареной активного вулканизма являются также океанические котловины, в которых зарождаются и развиваются в основном крупные горы. Причиной этого могут быть региональные и местные разломы и трещины, возникающие при горизонтальных и вертикальных движениях литосферных плит и отдельных их блоков. Различная мощность литосферы и разная глубина проникновения трещин в астеносферу, откуда поступает расплавленное магматическое вещество, по-видимому, обусловливают разнообразие морфологии вулканов и состава слагающих их пород.

Масштабы вулканической деятельности, приведшей к созданию подводных гор и островов на дне океанов, чрезвычайно велики. На основе данных о количестве и высоте вулканических гор рассчитаны общая площадь и общий объем слагающего их материала, получено соответственно 2,35 млн. км² и 3,5 млн. км³. Если же учитывать и основания вулканических сооружений, погребенные

ТАБЛИЦА 4 Размеры вулканических гор на ложе океанов

Виды вулканических гор	Чнело гор	Площадь, тыс. км²	Объем, тыс. км ³
Подводные горы высотой более 1 км высотой менее 1 км Вулканические острова Все вулканические горы с учетом погребенных под осад- ками оснований	6 700	1700	2300
	8 000	200	70
	125	450	1130
	14 825	2350	3500
	14 825	3900	6000

под осадочным чехлом, то указанные цифры возрастают до 3,9 млн. км² и 6,0 млн. км³ (табл. 4).

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Активные континентальные окраины и вулканические дуги являются зонами интенсивной вулканической деятельности. Здесь сосредоточено большинство действующих вулканов Земли, из которых на островных дугах — до 160, вдоль активных континентальных окраин — около 60. Однако на континентальных окраинах и складчато-вулканических островных дугах рельефообразующая роль вулканических процессов имеет подчиненное значение по сравнению с тектоническими факторами, тогда как на дугах, состоящих из островов-вулканов, вулканическая деятельность выходит на первое место.

Эти дуги представляют собой подводные валы, расчлененные косопоперечными разломами на блоки, на которые насажены многочисленные надводные и подводные вулканические образования (например, дуги островов Малых Антильских, Южных Сандвичевых, Алеутских, Курильских, Марианских, Новые Гебриды, Тонга, Кермадек). Согласно геофизическим данным валы сложены слоем вулканогенных пород мощностью 2—3 км, залегающих на более плотном субстрате и образующих собственно морфоструктуру островных дуг. Насаженные на них вулканы морфологически сходны с вулканическими горами дна океанов, однако состав слагающих их пород заметно отличается, что свидетельствует о других процессах формирования [8, 78].

По материалам геологических исследований на островах и по данным драгирования на подводных склонах установлено, что вулканические породы островных дуг относятся к известково-щелочной серии. Для них характерна значительная дифференциация при явном преобладании андезитов как в пределах крупных вулкано-тектонических структур, так и в отдельных вулканических аппаратах. Эти породы образуют так называемые андезитовые

дояса, протягивающиеся вдоль островных дуг и активных континентальных окраин и четко отделяющиеся от толеитовых областей океанического ложа и котловин окраинных морей. Кроме андезитов на островных дугах встречаются также базальты и кислые вулканические породы. Сочетания их различны в зависимости от местных условий.

Например, на островах Кермадек преобладают базальты, на островах Тонга, Нампо и Южных Сандвичевых — базальты с относительно небольшой примесью андезитов и дацитов. На островах Курильских, Марианских и Малых Антильских, наоборот, преобладают андезиты, а базальты имеют подчиненное значение. На Алеутских и Соломоновых островах наиболее широко распространены высокоглиноземистые андезиты, встречаются также базальты и интрузии габбро и гранодиоритов.

Для остальных островных дуг характерно наличие нескольких зон вулканов с различным составом пород, что отражает эволюцию района во времени. Эта зональность выражается в возрастании общей щелочности пород в направлении от океана к континенту, что объясняется увеличением глубины залегания магматических очагов по падению сейсмофокальных зон. Связь вулканизма островных дуг, как и активных континентальных окраин, с процессами поддвига океанических плит достаточно очевидна. Вулканы располагаются на краю надвигающейся плиты, а их корни находятся либо в сейсмофокальной зоне, либо в вышележащей верхней мантии. На «сквозькоровое» питание вулканов островных дуг указывает независимость их состава от мощности земной коры, какие бы вариации ее ни наблюдались.

Характер извержений, как известно, зависит от состава исходного расплава, его газонасыщенности, вязкости, температуры. Значительная дифференциация расплавов в районах островных дуг порождает многообразие типов извержений: от спокойных излияний гавайского типа до эксплозивных извержений пелейского типа с выбросами кислых пирокластических продуктов. Значительное присутствие пирокластического материала резко отличает вулканы островных дуг от вулканов океанического ложа. В то же время имеется определенная связь между ними, позволяющая выстроить эволюционный ряд вулканизма от рифтовых зон океана через внутриокеанические области к островным дугам и окраинным морям [78].

Таким образом, в формировании морфоструктур вулканических островных дуг основную роль играют вулканические процессы, которые создают многочисленные острова и подводные горы, а из слившихся их оснований — подводные валы и хребты. Тектонические процессы, выражающиеся в вертикальных подвижках, разломах и раздроблении хребтов на блоки, очевидно, лишь осложняют эти морфоструктуры. Поэтому их можно считать вулкано-тектоническими структурами с превалирующей ролью вулканического фактора.

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Фундамент хребтов образован слоем вулканогенных пород мощностью от 1 до 3 км, обнажающимся в зонах разломов, на крутых уступах рифтовых гряд и блоков, а также на подводных горах и островах. Основную массу пород составляют толеитовые базальты, широко распространенные не только на срединно-океанических хребтах, но и вообще на ложе океанов. Значительно реже встречаются субщелочные и щелочные базальты, которые залегают, как уже отмечалось, на вершинах крупных гор и на островах, а также на склонах поперечных желобов и на флангах хребтов в виде секущих тел в перекрывающих осадках. Высокоглиноземистые и плагиоклазовые базальты встречаются тоже редко и слагают, очевидно, отдельные купола и короткие мощные потоки. Вдоль зон разломов местами развиты интрузивные тела габброидов и гипербазитов [8, 47, 72].

Судя по однородности состава толеитовых базальтов, следует полагать, что они генерируются на дне океанов в определенных активных зонах. Такими зонами являются системы рифтовых долин вдоль осей срединно-океанических хребтов. Это подтверждается определениями возраста вулканогенных пород и непосредственными геологическими наблюдениями из подводных аппаратов. Большой материал получен также путем драгирования в различных районах рифтовых зон. Например, во впадине Хесса, находящейся в точке тройного сочленения Восточно-Тихоокеанского и Галапагосского рифтов, изучен разрез вулканогенной толщи, обнажающейся на большом протяжении в бортах впадины с перепадом глубин около 5 км [9]. В разрезе прослежена толща переслаивающихся эффузивных и гипабиссальных пород, относящихся к океаническим толеитам, среди которых выделены: 1) базальты афировые и порфировые, 2) долериты, 3) габбро-нориты и габбро. Первый тип близок по среднему составу к океаническим базальтам и, вероятно, аналогичен исходной магме. Два других являются результатом дифференциации базальтовой магмы в промежуточном очаге.

Необходимо отметить незначительную по масштабам дифференциацию, приводящую к появлению различных типов базальтов без образования более кислых разностей. При этом вариации состава океанических толеитов тесно связаны с процессами кристаллизационной дифференциации базальтовых магм, а также с глубиной выплавки и режимом подъема глубинного вещества, из которого генерируется магма. Согласно экспериментам [70] насыщенные кремнеземом толеитовые магмы возникают при меньших давлениях, чем недонасыщенные щелочные магмы. Последние возникают, вероятно, на больших глубинах, тогда как толеиты появляются на меньших глубинах при оптимальных скоростях подъема, что осуществляется, очевидно, в рифтовых зонах. Высокоглиноземистые базальтовые магмы возникают, по-видимому, из толеитовых и щелочных в результате растворения основных плагиоклазов.

Приведенные данные о морфоструктуре срединно-океанических хребтов и составе слагающих вулканогенных пород свидетельствуют о преимущественно трещинном типе излияний, о дайковых, силловых и других внедрениях, приведших к формированию их фундамента. Как известно, при субаэральных излияниях трещинного типа базальтовые лавы на суше растекаются на большие площади (до сотен и тысяч квадратных километров) и образуют потоки примерно одинаковой мощности — так называемые платобазальты. При подводных излияниях картина, очевидно, другая. Здесь базальтовые лавы быстро охлаждаются и поэтому не успевают растекаться на значительные расстояния.

Они формируют, как показывают подводные наблюдения, валообразные нагромождения вдоль эруптивных трещин или вокруг микрократеров, состоящие из коротких потоков в виде труб, уплощенных подушек и вторичных форм (в виде отростков) с шаровидной отдельностью и хорошо развитой стекловатой коркой закаливания. Новые потоки лав могут взламывать старые покровы, а шарообразные обломки скатываться вниз по склонам, образуя хаотические россыпи. Таким путем формируется характерный микрорельеф рифтовых зон срединно-океанических хребтов, наблюдаемый на подводных фотоснимках и при подводных исследованиях [27, 45, 74]. В районах гидротермальной деятельности на базальтах образуются марганцевые корки, причем расчет скоростей и продолжительности их накопления согласуется с возрастом данного участка дна океана по палеомагнитным аномалиям.

Однако средние и крупные формы рельефа срединно-океанических хребтов, такие как рифтовые долины и гряды, блоки, уступы и желоба, формируются, несомненно, благодаря дифференцированным тектоническим движениям с образованием многочисленных разломов (сдвигов, взбросов, сбросов, трещин) в процессе раздвижения литосферных плит и подъема глубинного вещества вдоль оси раздвижения. Роль экзогенных факторов здесь незначительна и выражается в подводном выветривании базальтового ложа и в накоплении маломощного, прерывистого покрова осадков, задепрессии. По полняющего межгрядовые своему рельеф срединно-океанических хребтов является вулкано-тектоническим, причем ведущую роль играет тектонический фактор.

СВОДОВО-ГЛЫБОВЫЕ ПОДНЯТИЯ, ХРЕБТЫ И ВАЛЫ

Судя по геофизическим данным, фундамент океанических поднятий, как и срединно-океанических хребтов, сложен утолщенным по сравнению с дном котловин вторым слоем коры мощностью 2—4 км. Фундамент почти повсеместно перекрыт осадочным чехлом переменной мощности, которая в общем увеличивается при удалении от срединно-океанических хребтов, составляя от 0,5 до 2,0 км. Вершинные поверхности многих поднятий осложнены подводными горами или островами, строение которых было рассмотрено выше. Различаются два типа поднятий: а) вулканические массивы, хреб-

ты и валы, увенчанные многочисленными вулкапическими горами (или островами) и представляющие собой слившиеся основания этих гор; б) глыбовые возвышенности, плато и хребты, на которые насажены более редко встречающиеся вулканические горы; в некоторых случаях горы отсутствуют. Для каждого из типов характерны определенный состав вулканогенных пород и роль вулканизма в рельефообразовании.

Фундамент поднятий первого типа сложен фактически теми же породами, что и завершающие их вулканические горы и острова, но среди этих пород, как правило, не наблюдается крайних дифференциатов. Одним из наиболее изученных таких поднятий является хр. Маркус-Неккер в Тихом океане. Он характеризуется длительной и сложной эволюцией магматизма, насчитывающей три этапа. На раннем этапе здесь формировался комплекс афировых оливиновых базальтов, широко представленных в восточной части хребта и близких к средним щелочным базальтам Гавайских островов. На следующем этапе происходило образование дифференцированных щелочных базальтоидов, развитых в западной части хребта, которые типичны для зрелых стадий вулканизма океанических островов. На последнем этапе формировался комплекс роговообманковых щелочных базальтоидов, не свойственных вулканическим островам. Этот комплекс, возможно, свидетельствует о погружении хребта в результате блоковых движений, сопровождавшихся многочисленными тектоническими нарушениями [8]. Нижняя часть вулканогенного фундамента хребта, как и повсюду в океанах. сложена обычными толеитовыми базальтами.

Фундамент поднятий второго типа также сложен толеитовыми базальтами, которые, однако, отличаются от типичных толеитов ложа океанов. Одним из наиболее изученных в этом отношении является Восточно-Индийский хребет [7]. Здесь выделено три разновидности вулканических пород: а) толеитовые базальты, близкие к океаническим толеитам и субщелочным базальтам, б) толеитовые базальты с повышенной железистостью, в) океанические андезиты (исландиты). Базальты с повышенной железистостью, полученные как при драгированиях, так и в кернах глубоководного бурения (скв. 214 и 216), относятся к сильно пузыристым лавовым потокам и туфам, перекрытым лигнитами, что свидетельствует о субаэральной или мелководной обстановке при их излияниях.

Большая степень дифференцированности базальтов по сравнению с океаническими толеитами указывает на существование промежуточных магматических камер; особенности химического состава приближают их к базальтам Исландии и некоторых других океанических островов. Необходимо подчеркнуть, что состав вулканических пород на вершинах отдельных океанических поднятий (возвышенности Риу-Гранди и Хесса, Китовый хребет) согласно данным глубоководного бурения также свидетельствует об субарральных условиях их образования [61]. Вероятно, эти поднятия начали формироваться в рифтовой зоне и их вершины поднимались над уровнем океана в виде островов, а затем в процессе раздвиже-

ТАБЛИЦА 5 Размеры вулканогенного слоя на дне океанов

Морфоструктуры	Площадь, млн. км²	Средияя мощность, км	Объем, млн. км ^з
Срединно-океанические хребты Дно океанических котловин Сводово-глыбовые и вулканические под- нятия	62 192 15	2,5 2 3	155 384 4 5
Все морфоструктуры	269	2,2	584

ния литосферных плит они погрузились до своего современного положения.

Масштабы вулканической деятельности, приведшей к формированию океанического вулканогенного фундамента, распространенного по всему дну океанов, поистипе огромны. По нашим приблизительным подсчетам, выполненным на основании измерения площадей различных морфоструктур и средних мощностей второго слоя океанической коры в пределах этих морфоструктур, общий объем вулканогенных пород, образовавшихся в результате трещинных излияний, оценивается в 584 млн. км³ (табл. 5). Принимая во внимание, что породы вулканогенного фундамента имеют возраст от позднеюрского до современного, можно полагать, что средняя интенсивность поступления магматического вещества, образовавшего второй слой океанической коры, за последние 160 млн. лет составляла около 3,7 км³/год. Эта цифра вполне сопоставима с количеством ежегодного поступления вулканогенных и интрузивных пород в осевых зонах срединно-океанических хребтов, достигающего (согласно другим расчетам) примерно 4 км3/год [8]. Такое соответствие еще раз подтверждает предположение о том, что основная часть вулканогенного материала на дне океанов образовалась именно в рифтовых зонах.

РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Возникающие при тектонических движениях разрывные дислокации и их внешние проявления в виде разломов играют большую роль в формировании рельефа дна океанов. Геолого-геофизическими исследованиями установлено несколько систем разломов, рассекающих срединно-океанические хребты, дно океанических котлован, континентальные окраины и переходные зоны (рис. 53). Наиболее важными являются трансформные разломы, протягивающиеся на большие расстояния и имеющие в большинстве случаев планетарное значение. Данные об их расположении и простирании используются для расчетов положения полюсов раскрытия океанов и направлений движения литосферных плит. Разломы на дне океанов выявляются обычно по совокупности геоморфологических, геофизических и геологических признаков. К геоморфологическим относятся данные о наличии линейно вытянутых крутых уступов, узких и глубоких желобов, зон интенсивного расчленения подводного рельефа. Геофизическую группу признаков составляют данные о строении земной коры, о наличии зон смещений и разрывов в отдельных ее слоях, зон характерных магнитных и гравитационных аномалий, проявлений сейсмичности. Геологическую группу признаков составляют геологические данные, такие как продолжение известных разломов суши в пределы прилегающих участков дна океанов, наличие на дне океанов цепей вулканических гор, зон гипербазитовых внедрений, выходов милонитизированных и брекчированных пород.

Как указывалось выше, на срединно-океанических хребтах четко прослеживаются две системы основных разломов: продольные оссвые (рифтовые) и поперечные (трапсформные). Продольные фиксируются морфологически по узким и глубоким рифтовым долинам, рассекающим гребневую зону хребтов в Атлантическом и Индийском океанах вдоль их оси, либо по осевым вулканическим грядам, протягивающимся вдоль осевых рифтовых зон в Тихом океане. Практически повсеместно рифтовые разломы представлены в виде эшелонированно или последовательно расположенных отрезков, к которым приурочены заметные магнитные и гравитационные аномалии, повышенный тепловой поток, активная сейсмичность и проявления молодого вулканизма. Эти разломы, по существу, маркируют конструктивные границы раздвигающихся литосферных плит. Они появились, очевидно, на самых ранних стадиях раскрытия океанов и продолжают оставаться активно живущими и в настоящее время; вещество же, слагающее разделяемые разломами блоки коры, постоянно обновляется.

Поперечные разломы срединно-океанических хребтов разделяют их на ряд сегментов, смещенных относительно друг друга в ту или иную сторону, и в то же время соединяют рифтовые структуры и осевые разломы в единую систему. В пределах рифтовых зон поперечные разломы выражены глубокими желобами, вдоль которых смещаются рифтовые долины и присущие им аномальные геофизические поля. На склонах желобов обычно обнажаются выходы милонитов и брекчий, свидетельствующие о тектонических движениях, а также интрузии гипербазитов. Возраст гипербазитов, как правило, оказывается значительно более древним, чем возраст окружающих базальтов океанической коры (возраст гипербазитов чаще всего палеогеновый). Очень древний возраст, достигающий по некоторым определениям 2 млрд. лет, имеют гипербазиты скал о. Сан-Паулу на Атлантическом срединно-океаническом хребте [66]. Предполагается, что эти гипербазиты являются поднятыми штоками мантийного вещества и их возраст отражает собой возраст верхней мантии. Вероятно, такие древние гипербазитовые блоки, находящиеся в рифтовых зонах срединно-океанических хреб-

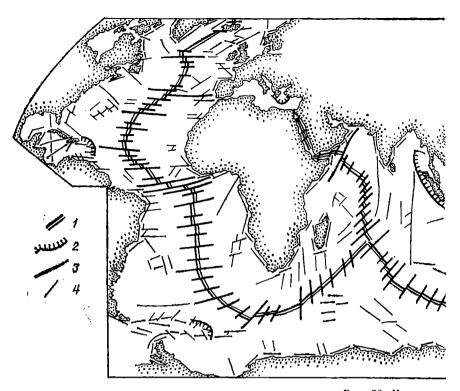
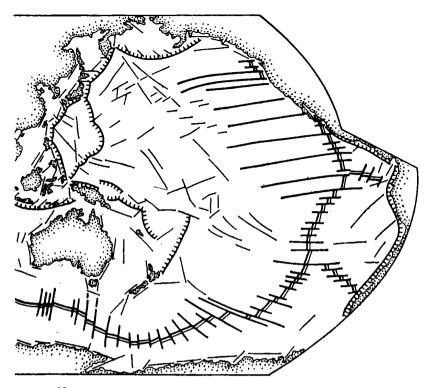


Рис. 53. Карта разлом / — рифтовые разломы; 2 — шовные зоны Заварицкого—Беньофа; 3 —

тов, представляют собой реликтовые интрузивные структуры, частично не вовлеченные в процесс раздвижения дна океанов [47].

На флангах срединно-океанических хребтов поперечные разломы выражены зонами интенсивного расчленения подводного рельефа, линейными уступами и сопряженными с ними ложбинами, к которым приурочены магнитные аномалии. В рельефе фундамента, как указывалось выше, эти разломы прослеживаются и на дне океанических котловин под осадочным чехлом, в ряде случаев они достигают континентальных окраин. Наиболее крупными из них являются великие разломы в восточной части Тихого океана, такие как Мендосино, Пионер, Кларион и др.

Приведенные данные, несомненно, свидетельствуют об относительно древнем (по сравнению со срединно-океаническими хребтами) заложении поперечных разломов. Они служили и, очевидно, продолжают служить контролирующими факторами при формировании морфоструктуры хребтов и рифтовых зон, обусловливая раздробление их на множество сегментов. По мере раздвижения дна океанов и наращивания океанических плит вдоль оси хребтов протяженность поперечных разломов постепенно растет. Активными их частями оказываются поперечные желоба, находящиеся в

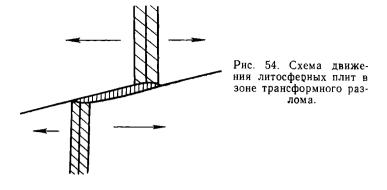


мов дна Мирового океана. трансформные разломы срединно-океанических хребтов; 4 — прочие разломы.

рифтовых зонах, а остальные части разломов, выходя из пределов рифтовых зон, отмирают, сохраняясь лишь в виде реликтовых форм.

Характер движения литосферных плит в районах конструктивных границ объясняет особенности морфологии, геологического строения и геофизических полей поперечных разломов. На флангах хребтов соседние участки плит по обе стороны от разлома движутся в одном направлении, поэтому разлом здесь пассивен, а в рифтовой зоне соседние участки движутся в противоположных направлениях, что приводит к образованию глубокого и относительно широкого поперечного желоба с активным тектоническим сдвигом (рис. 54). При этом смещаются наращиваемые литосферные плиты, а рифтовые долины остаются практически в одном положении.

Кромс основных рифтовых и трансформных разломов на срединно-океанических хребтах наблюдается большое количество локальных тектонических нарушений в виде небольших разломов, сбросовых уступов и трещин, сеть которых определяет общую блоково-грядовую структуру рельефа. Обычно эти нарушения на участках между трансформными разломами ориентированы, как и гряды, по простиранию хребтов. Это отчетливо видно по результа-



там детальных эхолотных съемок на полигопах и по материалам исследований рифтовых зон с помощью локаторов бокового обзора (сонаров). Поперечно ориентированные нарушения приурочены почти исключительно к зонам трансформных разломов и локализуются в непосредственной близости от них. Местами на срединно-океанических хребтах встречаются нарушения и других простираний, связанных с наличием локальных структур, осложняющих хребты, например, к северо-востоку от Азорских островов. Однако они достаточно редки и не показательны для морфоструктуры срединно-океанических хребтов.

Наиболее примечательными формами локальных нарушений, широко распространенных в рифтовой зоне, являются трещины растяжения шириной от нескольких сантиметров до нескольких метров и даже десятков метров. Они были выявлены при подводных исследованиях в рифтовой долине Атлантического хребта (проект ФАМОУС), вдоль осевого гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия (проект «Сиамекс»), в Красноморском рифте (проект ПИКАР). Весьма показательно, что вдоль оси раздвижения, где развяты свежие вулканические образования (лавовые конусы и экструзии), трещины встречаются редко, ширина их минимальна. С удалением в обе стороны от оси к периферии дна рифтовых долин или по обеим сторонам от осевого вулканического гребня количество трещин и их ширина заметно возрастают. Поэтому осевую часть условно называют вулканической зоной, а боковые части — тектоническими зонами.

Далее с обеих сторон располагаются рифтовые гряды, склоны которых образованы лестницами сбросовых уступов; у подножня уступов часто протягиваются глубокие трещины. Крутизна уступов достигает 50—70°. Местами отмечаются отвесные стенки, иногда даже с отрицательными уклонами. Между уступами располагаются узкие структурные ступени, что придает склонам рифтовых долин и рифтовых гряд характерный ступенчатый облик.

На дне океанических котловин кроме трансформных разломов прослеживаются другие зоны тектонических нарушений, которые маркируются либо цепями вулканических гор и островов, либо со-

пряженными узкими желобами и грядами, либо протяженными линейными уступами, окаймляющими глыбовые хребты или сводово-глыбовые поднятия. К первым относятся, например, разлом Корнуолл вдоль Новоанглийской цепи подводных гор, подводное продолжение Камерунского разлома, серия субширотных разломов к востоку от побережья Бразилии, разлом Маврикий, разломы вдоль цепей вулканических гор и островов в Тихом океане, таких как Каролинские, Гилберта, Лайн, Тубуаи и др. Эти разломы вызваны, скорее всего, сколовыми напряжениями при горизонтальных движениях литосферных плит.

Во вторую группу входят разломы Кингс (вдоль хр. Палмера). Диамантина, Маккуори, Императорский, Нова-Кантон, Сорол-Айанте и др. По своей морфологии они напоминают крупные трансформные разломы, протягивающиеся в пределы дна котловин, но простирание их другое. Вероятно, эти разломы образовались на определенных этапах развития дна океанов в результате местных растягивающих усилий, возникших при горизонтальных движениях литосферных плит. Третью группу составляют краевые и секущие разломы, приуроченные к сводово-глыбовым поднятиям и глыбовым хребтам, таким как Бермудское плато, возвышенности Сьерра-Леоне, Риу-Гранди, Шатского, Хесса, Манихики, поднятие Кергелен, хребты Китовый, Маскаренский, Мальдивский, Восточно-Индийский, Наска, Карнеги и др. Возникновение их связано, очевидно, с дифференцированными вертикальными тектоническими движениями, в результате которых формировалась блоковая структура этих поднятий.

Вдоль континентальных окраин прослеживаются системы краевых и секущих разломов, так или иначе связанные со структурами континентов. Крутые уступы континентальных склонов, обрамляющие районы выходов к побережьям древних щитов или омоложенных горных массивов, несомненно, образованы по линиям различных нарушений, представляющих собой крупные сбросы или системы сбросов. Заложение и активное развитие этих краевых разломов связано в основном с раскрытием океанов и начальными стадиями раздвижения литосферных плит. На более поздних эталах — после перекрытия континентальных окраин осадочным чехлом — краевые разломы заметно снизили свою активность или стали полностью пассивными, хотя отдельные подвижки местами еще наблюдаются.

Еще один тип краевых разломов прослеживается в шельфовых районах гляциальных областей в Северном Ледовитом океане и вокруг Антарктиды. Здесь разломы отделяют массивы прибрежной суши, испытывающей неотектоническое поднятие, от погружающегося внешнего шельфа, сложенного мощной толщей осадков. Разломы имеют вид краевых желобов, отделенных от прибрежной суши крутыми уступами. Считается, что они сформировались во время неотектонических и последующих гляциоизостатических движений континентальных окраин в плейстоцене.

14 Зак. 1344 209

В зонах островных дуг четко видны две системы разломов: а) продольные, ограничивающие структуры дуг и выраженные либо крутыми ступенчатыми уступами, либо желобами, протягивающимися у их подножий; б) косопоперечные, расчленяющие дуги на ряд блоков и прослеживающиеся по проливам между островами или по седловинам между приподнятыми блоками. В котловинах краевых морей и на прилегающих континентальных окраинах протягиваются системы разломов ортогональных и диагональных простираний, ограничивающих или расчленяющих на блоки отдельные морфоструктуры. Сложная сеть разломов субмеридионального и субширотного простираний, обрамляющих основные морфоструктуры континентальных окраин и котловин, наблюдается также в Средиземном море.

Особое внимание следует обратить на наклонные глубинные разломы по сейсмофокальным зонам Заварицкого—Беньофа, выходящие на поверхность дна океанов в виде глубоководных желобов, окаймляющих островные дуги или активные континентальные окраины. Судя по сейсмичности, эти разломы являются активными и в настоящее время, а заложение их происходило на более раннем этапе развития дна океанов, когда началось столкновение движущихся плит и поддвиг одной плиты под другую.

В целом в расположении сети разломов на дне океанов выявляются определенные закономерности (см. рис. 53). В районах распространения линейно вытянутых морфоструктур (срединно-океанических и глыбовых хребтов, островных дуг) встречаются разломы преимущественно продольных и поперечных простираний. Азимуты этих простираний меняются в соответствии с общим направлением и изгибами линейных морфоструктур. Краевые разломы, ограничивающие континентальные массивы, как правило, секут складчатые структуры щитов, платформ или омоложенных горных массивов под различными углами. Азимуты их простираний большей частью северо-восточные или северо-западные, что согласуется с диагональной сеткой разломов, характерной для континентов.

Однако наиболее значительными и заметными на дне океанов оказываются субширотные разломы. К ним относятся большинство трансформных разломов срединно-океанических хребтов и прилегающих котловин, ряд разломов вдоль цепей вулканических гор и некоторые разломы, рассекающие континентальные окраины и проникающие в пределы суши. Более того, многие трансформные разломы срединно-океанических хребтов явно находятся на продолжении субширотных разломов континентов и, очевидно, генетически связаны с ними, чему в ряде случаев имеются геолого-геофизические доказательства. Несомненно, что такое простирание крупных разломов не случайно и обусловлено, скорее всего (наряду с прочими причинами), ротационными силами Земли, которые вызывают появление на ее поверхности так называемых критических параллелей, где наблюдаются повышенные напряжения в земной коре.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Вполне очевидно, что горизонтальные тектонические движения играют решающую роль в формировании морфоструктуры дна океанов. О причинах этих движений известно пока мало, но результаты их видны достаточно хорошо. Наиболее приемлемой для объяснения наблюдаемых явлений представляется идея о гравитационной конвекции в мантии Земли и возникающих при этом огромных напряжениях в литосфере и земной коре [10]. По-видимому, процесс гравитационной дифференциации приводит к формированию земного ядра и к возникновению в мантии конвективных течений, которые в свою очередь вызывают движение литосферных плит по поверхности астеносферы. Система конвективных течений в мантии может быть различной, и перестройки ее, вызываемые внутренними причинами, приводят к коренному изменению морфоструктурного плана поверхности Земли.

Наиболее масштабными и отчетливо выраженными на дне океанов являются горизонтальные движения литосферных плит, направленные в обе стороны от рифтовых разломов срединно-океанических хребтов. Их существование подтверждается многими фактами: симметричностью морфоструктуры дна океанов и полосового магнитного поля относительно оси хребтов, закономерным увеличением мощности и возраста осадочного чехла и возраста пород фундамента в обе стороны от оси раздвижения, наличием растягивающих усилий в очагах землетрясений рифтовых зон, сходством очертаний и геологического строения противолежащих континентальных окраин и другими данными.

Кинематика горизонтальных движений достаточно полно разработана в концепции тектоники литосферных плит [18, 64]. На основании материалов о расположении и простирании полосовых магнитных аномалий, рифтовых и трансформных разломов, а также сведений о возрасте пород фундамента (по данным глубоководного бурения) определены направления и скорости раздвижения литосферных плит за последние 180 млн. лет, выявлены периоды ускорения и замедления горизонтальных движений, установлена их роль в формировании морфоструктуры дна океанов.

Необходимо также учитывать, что перемещаются не только плиты, но в какой-то степени и их границы, особенно конструктивные (дивергентные). Рифтовые разломы пронизывают лишь литосферу, не проникая глубоко в астеносферу, и заполняются относительно пластичным материалом. Поэтому они могут частично двигаться вместе с плитами, что и наблюдается в ряде мест в океанах. Конвергентные границы (зоны поглощения) поддаются таким перемещениям значительно хуже, так как здесь материал плит более прочный и он погружается в процессе поддвига на большую глубину в астеносферу. Обычно плиты как бы «заякориваются» в зонах поглощения и сохраняют свое положение на поверхности Земли в течение длительного времени, хотя эта стабильность также является относительной.

Так как движение литосферных плит происходит на сферической поверхности Земли, то их взаимное перемещение фактически представляет собой вращение относительно друг друга вокруг определенной точки — полюса вращения. При этом оказывается, что движения плит в обе стороны от оси срединно-океанических хребтов направлены вдоль трансформных разломов. Для глобальной увязки движений всех плит на поверхности Земли важно иметь в виду, что общее наращивание и общее поглощение литосферы должны совпадать. Это предопределяет необходимость анализа взаимоотношений различных плит при выяснении происхождения и развития тех или иных конкретных морфоструктур.

Анализ глобальной картины мгновенного (на современный период) движения основных плит, выполненный различными авторами, позволяет выявить закономерности их перемещений. Результаты одной из новейших увязок для основных плит (Тихоокеанской, Евразийской, Северо-Американской, Южно-Американской, Индийской, Антарктической, Африканской, Аравийской, Наска, Кокос, Карибской, Филиппинской) свидетельствуют, что относительные угловые скорости их перемещения колеблются от 0,1 до 2° за 1 млн. лет. Наименьшие скорости имеют: Африканская плита относительно Евразийской, Антарктической и Северо-Американской, Ожно-Американской, Карибская — относительно Северо-Американской и Ожно-Американской. Максимальные скорости характеризуют в основном относительные движения малых плит — Кокос, Наска, Филиппинской.

Линейные скорости движения плит от осей срединно-океанических хребтов (полускорости относительного перемещения) также меняются от места к месту и во времени. Судя по данным магнитных съемок, наименьшие скорости отмечаются в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана — от 0,3 до 0,7 см/год. В Норвежско-Гренландском бассейне скорость раздвижения несколько выше — около 1 см/год, причем в интервале времени 60—42 млн. лет назад она достигала 1,1 см/год, а в интервале 42—30 млн. лет назад уменьшалась до 0,7 см/год. К югу от Исландии скорость раздвижения около 60 млн. лет назад составляла примерно 1,7 см/год, затем ко времени 30 млн. лет назад уменьшилась до 0,7 см/год, но в последние 10 млн. лет составляет около 1 см/год.

Активное раздвижение Северной Атлантики началось, судя по мезозойским магнитным аномалиям, около 180 млн. лет назад. Скорость его составляла около 4 см/год, затем в интервале времени 81—63 млн. лет назад — 3,4 см/год, в интервале 63—39 млн. лет — 2,4 см/год, в интервале 39—9 млн. лет — 2,0 см/год, в настоящее время — 1,5 см/год. Для Южной Атлантики скорости движения плит в течение мезо-кайнозойской истории развития были более равномерными и составляли около 2 см/год, причем в западном направлении скорости на 0,1—0,2 см/год выше, чем в восточном. Детальные исследования на полигонах также свидетель-

ствуют о различиях скоростей по обе стороны от оси раздвижения на одном и том же участке [10].

Сложная картина линейных скоростей движения плит наблюдается в Индийском океане. В пределах Западно-Индийского хребта скорости невелики и не превышают 1 см/год. Сходные скорости отмечаются в Аденском заливе, а в Красном море — около 0,5 см/год. В центральной части океана в период до 70 млн. лет назад скорости движения плит были велики: западнее Аравийско-Индийского хребта — от 3,8 до 6,0 см/год, восточнее — от 5,7 до 8,8. Однако после времени образования аномалии 22 (56 млн. лет назад) раздвижение плит сильно замедлилось или даже прекратилось. После 35 млн. лет раздвижение возобновилось и продолжается со скоростями 1—2 см/год в северной части Аравийско-Индийского хребта и 2—3 см/год — в южной его части.

В восточной части океана по мезозойским аномалиям выявляется древняя ось раздвижения субмеридионального простирания. Скорости движения плит составляли около 2,3 см/год. В интервале 80—77 млн. лет назад произошел перескок оси раздвижения к северу с изменением ее простирания на субширотное. С этого времени Индийская плита, примыкавшая ранее к Австралийской, стала двигаться к северу со скоростью около 17 см/год. Это движение замедлилось 56 млн. лет назад. В период 45—35 млн. лет назад происходило активное движение Австралийской плиты от Антарктической со скоростью 2,5 см/год; до этого периода они были соединены. В последние 10 млн. лет скорости в районе Австрало-Антарктического поднятия составляют в северном направлении 4 см/год, в южном — 3 см/год.

На Южно-Тихоокеанском поднятии скорости раздвижения плит составляют в среднем около 3,5 см/год, однако они также менялись во времени. Например, в миоцене скорости увеличивались от 2,5 до 4,0 см/год, а в плиоцене — от 4 до 5 см/год. В зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия намечается смещение оси раздвижения примерно 10 млн. лет назад (аномалия 5) к западу, после чего устанавливается единая ось для восточной части Тихого океана. Скорости движения плит в обе стороны от оси в настоящее время составляют в южной части Восточно-Тихоокеанского поднятия около 5 см/год, а в средней части (между островами Пасхи и Галапагос) — до 8—9 см/год [18].

Скорости поглощения (поддвига) литосферных плит в зонах Заварицкого—Беньофа в целом соответствуют скоростям их раздвижения. Согласно расчетам наибольшие скорости поглощения наблюдаются в северной части желоба Тонга, южной части Японского желоба и в желобах Марианском и Филиппинском — до 9 см/год. Скорость погружения Тихоокеанской плиты в районе Курило-Камчатского желоба составляет от 7,5 см/год на севере до 8,5 см/год на юге. Плита Наска погружается под континентальную окраину Южной Америки со скоростью 9—10 см/год. В Зондском желобе скорость поддвига составляет около 6,5 см/год, в Южно-

Сандвичевом желобе — не более 3 см/год, а в желобе Пуэрто-Ри-ко — еще меньше [10].

На наличие горизонтальных движений, приводящих к раздвижению плит в рифтовых зонах, указывают также некоторые геологические наблюдения. К ним можно отнести, например, данные о распространении даек, пронизывающих толщу базальтов Исландии. Новейшие исследования и подсчеты, выполненные по материалам Советской геодинамической экспедиции, указывают, что здесь скорость разрастания коры в голоцене составляет 1 см/год и что возможное раздвижение рифтовой зоны Исландии в плиоценчетвертичное время достигает нескольких десятков километров. Растяжение земной коры происходило неравномерно по всей зоне — в виде узких пучков линейных разрывов — и сопровождалось образованием сбросов и грабенов.

Подводные наблюдения из обитаемых аппаратов, выполненные в рифтовых зонах Восточно-Тихоокеанского поднятия, Атлантического хребта и Красного моря, также свидетельствуют о процессах растяжения земной коры. Здесь выявлены многочисленные трещины растяжения и сбросовые уступы, причем количество и размеры трещин увеличиваются в обе стороны от осевой вулканической зоны. В зоне трансформного разлома на Атлантическом хребте подводными наблюдениями обнаружены признаки скольжения и соответствующих деформаций пород, что вполне согласуется с представлениями тектоники плит.

Результаты анализа горизонтальных движений дна океанов, приведших к формированию его современного морфоструктурного плана, обобщены на схематических картах, составленных в виде изохрон, соответствующих положению раздвинувшихся за определенный промежуток времени тыловых краев литосферных плит (рис. 55). Исходными материалами послужили данные о простирании и возрасте полосовых магнитных аномалий и результаты глубоководного бурения. Направления движений определены в основном по простираниям трансформных разломов.

В Атлантическом и Северном Ледовитом океанах картина горизонтальных движений в целом наиболее простая, но в море Лабрадор и Норвежско-Гренландском бассейне она осложняется наличием побочных осей раздвижения. Изохроны 10 млн. лет (аномалия 5) ограничивают современные рифтовые зоны и протягиваются практически непрерывно от хр. Гаккеля через Норвежско-Гренландский бассейн и весь Атлантический океан вдоль гребней срединно-океанических хребтов, разветвляясь в районе о. Буве на два направления. Западная ветвь короткая и срезается трансформным разломом Конрада, по которому она, очевидно, смещается к Южно-Антильской переходной зоне. Восточная ветвь протягивается вдоль Африканско-Антарктического хребта и продолжается далее в Индийском океане. Непрерывность простирания изохрон 10 млн. лет свидетельствует, что современное положение рифтовых зон установилось в миоцене и практически сохранялось с тех пор. Расстояние

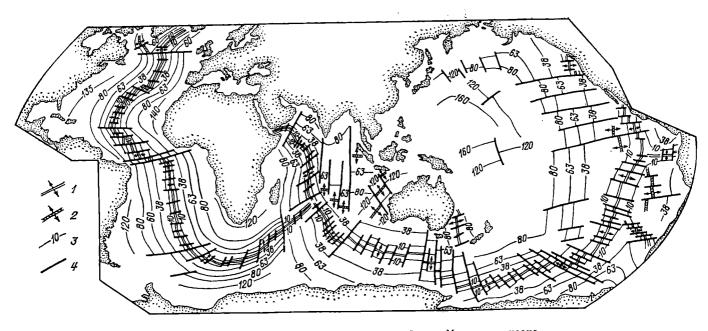


Рис. 55. Карта горизонтальных движений дна Мирового океана.

Оси раздвижения: 1— современные, 2— древние; 3— изохроны, отмечающие положение тыловых краев раздвинувшихся литосферных плит, млн. лет; 4— трансформные разломы.

между изохронами соответствует размеру раздвижения друг от друга соседних литосферных плит.

Изохроны 38 млн. лет (аномалия 13) практически повсеместно прослеживаются вдоль срединно-океанических хребтов Атлантического и Северного Ледовитого океанов, проходя примерно по средней ступени фланговых зон. Они отмечают суммарное раздвижение литосферных плит за неоген-четвертичное время, относящееся к неотектоническому этапу развития поверхности Земли. Исключение составляет район Норвежского моря, где около 20 млн. лет назад произошло смещение оси раздвижения от хр. Эгир к хр. Колбейнсей. Поэтому более ранние изохроны, включая 38 млн. лет, располагаются в Норвежской котловине вдоль погребенного в настоящее время хр. Эгир. На юге Атлантического океана, вдоль Африканско-Антарктического хребта, изохроны 38 млн. лет и более древние не прослежены из-за отсутствия необходимых данных, хотя раздвижение Африканской и Антарктической плит, несомненно, происходило в это время, на что указывает ширина океана между континентами.

Изохроны 63 млн. лет (аномалии 25) также распространены по всему Атлантическому океану, по Норвежско-Гренландскому и Евразийскому бассейнам Северного Ледовитого океанов. В этих бассейнах изохроны проходят вблизи континентальных окраин, свидетельствуя о том, что в более раннее время окраины были сомкнуты и бассейнов не существовало. Аналогичная картина наблюдается в Северной Атлантике севернее разлома Гиббс, где изохроны протягиваются вдоль подножий континентального склона Грепландии и склона плато Роколл. К северо-западу от разлома изохроны простираются вдоль окраин моря Лабрадор с обеих сторон от погребенного Срединно-Лабрадорского хребта. Согласно магнитным данным здесь происходило раздвижение дна океана в период от 65 до 47 млн. лет назад. Южнее разлома Гиббс изохроны 63 млн. лет протягиваются по океаническим котловинам примерно между абиссальными холмами и абиссальными равнинами. Они отмечают суммарное раздвижение литосферных плит за весь кайнозойский период.

Изохроны 80 млн. лет (аномалии 32—34) отмечаются в Атлантическом океане только южнее разлома Гиббс. Вблизи разлома, а также в тропической зоне океана эти изохроны проходят вблизи континентальных окраин, что может указывать на сближение и соединение континентов в середине мелового периода. В средней части Северной Атлантики и в средней и южной частях Южной Атлантики за пределами изохрон 80 млн. лет располагаются области мезозойских магнитных аномалий. Фундамент здесь сложен нижнемеловыми и верхнеюрскими породами. Это свидетельствует о существовании океанических бассейнов, которые возникли, судя по магнитным аномалиям, в Северной Атлантике около 180 млн. лет назад, в Южной Атлантике — около 140 млн. лет назад.

В Индийском океане картина горизонтальных движений литосферных плит более сложная, так как она неоднократно менялась в течение геологической истории района. Изохроны 10 млн. лет, как и в Атлантическом океане, прослеживаются здесь вдоль всей системы рифтовых зон от Аденского залива до Африканско-Антарктического хребта на юго-западе и до Австрало-Антарктического поднятия на юго-востоке. Это показывает, что современный морфоструктурный план океана уже сформировался к концу миоцена. Однако в более ранние периоды горизонтальные движения различных районов Индийского океана заметно отличались от современных.

В северо-западной части океана изохроны 38 млн. лет условно протягиваются вблизи изохрон 10 млн. лет, так как здесь не выявлено соответствующих магнитных аномалий и предполагается, что было замедление или даже приостановка процесса раздвижения Африканской и Индийской плит в промежутке после 56 млн. лет. Далее к юго-востоку, вдоль Центральноиндийского хребта и Австрало-Антарктического поднятия, изохроны 38 млн. лет прослеживаются уверенно на заметном расстоянии от изохрон 10 млн. лет, свидетельствуя о нормальном раздвижении плит Антарктической с одной стороны, Индийской и Австралийской — с другой. Однако вдоль Западно-Индийского хребта эти изохроны не выделяются. Более того, с обеих сторон от изохрон 10 млн. лет здесь прослеживаются более древние системы магнитных аномалий северо-западного простирания, почти совпадающего с простиранием Центральноиндийского Н южной части Аравийско-Индийского хребтов. Вероятно, эти участки дна океана раздвигались ранее от осей указанных хребтов, а рифтовая зона Западно-Индийского хребта оказалась наложенной на них начиная с позднего миоцена.

Изохроны 63 млн. лет протягиваются с обеих сторон северной части Аравийско-Индийского хребта и с юго-западной стороны южной части хребта (в районе Мадагаскара), свидетельствуя о раздвижении Африканской и Индийской плит в направлениях на юго-запад и северо-восток. Однако восточнее, между хребтами Мальдивским и Восточно-Индийским, изохрона 63 млн. лет имеет субширотное простирание, указывая на движение Индийской плиты относительно Антарктической к северу. Ось раздвижения располагалась вдоль Центральноиндийского хребта, но несколько не совпадала с современным его простиранием, что может указывать на поворот Индийской плиты в более позднее время.

С противоположной стороны Центральноиндийского хребта изохрона 63 млн. лет протягивается согласно с ним, свидетельствуя о стабильности движения Антарктической плиты относительно оси раздвижения. Далее к востоку, вдоль Австрало-Антарктического поднятия, изохрона 63 млн. лет выделяется лишь фрагментарно, как бы срезаясь континентальными окраинами Антарктиды и Австралии, которые до этого соединялись в единый континент.

Самостоятельная субширотная система изохрон 63 млн. лет выделяется к востоку от Восточно-Индийского хребта, располагаясь с обеих сторон от оси раздвижения с возрастом около 32 млн. лет (аномалия 11). На востоке эта система поглощается Зондским

глубоководным желобом. Она указывает на движение Индийской плиты к северу от Антарктической и Австралийской плит. Западнее Австралии согласно мезозойским аномалиям прослеживается еще одна ось раздвижения, ориентированная в северо-восточном направлении. Она, очевидно, свидетельствует об отделении Индийской плиты от Австралийской либо в конце юрского, либо в начале мелового периода.

Изохроны 80 млн. лет в Индийском океане прослеживаются вблизи Мадагаскара, западнее поднятия Кергелен и в Бенгальском заливе. Они отмечают суммарное раздвижение Африканской, Индийской и Антарктической плит за весь кайнозой. История более ранних движений плит из-за недостатка данных менее ясна, но можно полагать, что начались они в юрском периоде вместе с распадом древнего материка Гондвана.

В Тихом океане лишь в его южной части прослеживается неизменная в течение кайнозоя картина горизонтальных движений плит, тогда как на остальной площади происходили неоднократные их перестройки. Только изохрона 10 млн. лет протягивается вдольсовременных рифтовых зон срединно-океанических хребтов от Южно-Тихоокеанского поднятия до хребтов Горда и Хуан-де-Фука, включая также Галапагосский рифт и Чилийское поднятие. Она показывает, что современная система горизонтальных движений установилась в конце миоцена.

Изохроны 38 млн. лет вдоль Южно-Тихоокеанского поднятия протягиваются согласно его простиранию, но далее к северу наблюдаются отклонения их от направления рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Отклонения вызваны тем, что в Перуанской котловине по магнитным данным выявляется отмершая ныне ось раздвижения, существовавшая от 20 до 10 млн. лет назад и простиравшаяся вдоль Южно-Галапагосского поднятия. Возможным ее продолжением на севере была ось раздвижения вдоль подводных гор Математиков, расположенных с другой стороны от современной рифтовой зоны. Это означает, что современная ось раздвижения наложилась на более древнюю и пересекла ее наискось.

В районе островов Галапагос изохрона 38 млн. лет пересекает молодую рифтовую зону, свидетельствуя, что в то время этой зоны еще не существовало. Южнее Чилийского поднятия эта изохрона поворачивает к юго-востоку и достигает пролива Дрейка, где выделяется еще одна ось раздвижения, бывшая активной также в период с 20 до 10 млн. лет назад. Севернее поднятия Альбатрос изохрона 38 млн. лет прослеживается только с западной стороны от оси раздвижения, так как восточная часть Тихоокеанской плиты здесь поглощена под Северо-Американской плитой.

Изохроны 63 млн. лет также протягиваются с обеих сторон от Южно-Тихоокеанского поднятия согласно его простиранию, тогда как вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия выявляется лишь западная изохрона, направление которой несколько отличается от ориентировки самого поднятия. К востоку от поднятия этой изохроны нет, так как части плит того периода были поглощены под кон-

тинентами Южной и Северной Америки. Предполагается, что на месте современных плит Кокос и Наска существовала обширная плита Фаралон, остатками которой они являются. Кроме того, изохрона 63 млн. лет прослеживается в море Беллинсгаузена, указывая на раздвижение Тихоокеанской и Антарктической плит.

Изохроны 80 млн. лет уверенно выделяются лишь к западу от системы срединно-океанических хребтов Тихого океана. На востоке они поглощены под континентами, а на юго-востоке намечается участок этой изохроны вблизи континентальной окраины Антарктиды в море Беллинсгаузена. На крайнем севере океана изохрона поворачивает к западу и следует вдоль Алеутского глубоководного желоба. Этот поворот вызван, по-видимому, наличием здесь древней точки тройного сочленения, ныне отмершей. Еще один участок с изохронами 80 млн. лет прослеживается в Тасмановом море, где изохроны располагаются с обеих сторон от древней оси раздвижения, ориентированной в северо-западном направлении и существовавшей, очевидно, в период до 60 млн. лет назад. Эта ось раздвижения обусловила возникновение Тасмановой котловины.

Более древние горизонтальные движения литосферных плит в Тихом океане из-за недостатка данных изучены хуже. В целом можно полагать, что общая схема движений, судя по простираниям мезозойских магнитных аномалий, была аналогична той, которая наблюдалась в более позднее время. Тихоокеанская плита постоянно наращивалась на востоке и поглощалась на западе. В настоящее время западная часть ее, называемая плитой Феникс, оказалась полностью поглощенной под островными дугами.

В переходных зонах горизонтальные движения имеют различную природу и направленность в зависимости от конкретной тектонической обстановки и истории развития района. Выделяются три типа взаимодействия плит в зонах островных дуг и активных континентальных окраин: 1) континентальная плита надвигается на зону Заварицкого—Беньофа и поддвигаемую океаническую плиту, образуя активную континентальную окраину; 2) континентальная плита отодвигается от зоны Заварицкого—Беньофа, где формируется островная дуга, в тылу которой возникает котловина окраинного моря; 3) континентальная (субконтинентальная) плита скользит вдоль зоны Заварицкого—Беньофа или находится в относительно стабильном положении, тогда здесь возникают сложные блоковые структуры без четко выраженной котловины.

Большинство переходных зон западной части Тихого океана образовались по второму типу. Расчеты, основанные на относительной неподвижности зон Заварицкого—Беньофа и островных дуг, показывают, что Евразия и Австралия в целом отодвигаются к северо-западу, по крайней мере за последние 10 млн. лет [18]. Котловины морей Охотского, Японского, Филиппинского и Фиджи образовались в результате растяжения и разрыва земной коры, возможного подъема глубинного вещества и наращивания новой коры. В котловине Охотского моря скорость отодвигания континентальной плиты составляет около 1 см/год, в тылу островной ду-

ги Тонга — до 3 см/год. В районе Алеутской островной дуги движение происходит вдоль нее, поэтому здесь наблюдаются скольжение и сдвиг относительно океанической плиты.

Котловина Берингова моря, судя по магнитным аномалиям, имеет мезозойский возраст и является реликтом древней плиты Кула, отшнурованной от океана островной дугой. Аналогичным образом оказалось отшнурованным и дно Филиппинского моря, где распространена океаническая кора. Однако здесь в результате отодвигания Евразии возникла своя ось раздвижения, которая действовала, судя по магнитным аномалиям, в период от 60 до 33 млн. лет назад.

Скольжение континентальных (субконтинентальных) плит вдоль границ поглощения наблюдается в районах Камчатки, Зондской островной дуги, Новой Гвинеи и далее к востоку. Движение Евразийской и Австралийской плит к северо-западу относительно зон Заварицкого—Беньофа привело к созданию системы островных дуг и глубоководных желобов, а котловины возникли лишь на отдельных участках, где структуры оказались ориентированными поперек основного движения и испытывали местные вращения (например, в восточной части Зондской дуги или восточнее Новой Гвинеи).

В Карибском море, судя по данным геолого-геофизических исследований, континенты Северной и Южной Америки, ранее сближенные, начали расходиться в юрском периоде вместе с раскрытием Атлантического океана, а зажатые между ними Юкатанский и Гондурас-Никарагуанский блоки стали испытывать вращение по часовой стрелке. В меловом периоде, когда сформировалась Антильская геосинклиналь, охватившая дугой Карибскую плиту, эта плита начала двигаться к востоку — навстречу океанической плите, в результате чего заложилась зона Заварицкого—Беньофа, вдоль которой затем сформировались желоб Пуэрто-Рико и Барбадосский хребет. Эти горизонтальные движения продолжались и в палеогене, но в неогене стали преобладать вертикальные тектонические движения.

Сходная картина горизонтальных движений выявляется также в море Скоша, где перемещение древней плиты Алук шло от оси раздвижения в районе пролива Дрейка. Эта плита частично поглотилась под Антарктическим полуостровом, частично сохранилась в море Скоша. На последних этапах развития района происходит, вероятно, схождение континентов Южной Америки и Антарктиды [55].

Сложную мозаику микроплит представляет собой Альпийско-Гималайская зона, сформировавшаяся в результате столкновения двигавшихся с севера и с юга крупных литосферных плит и закрытия древнего океана Тетис. Средиземноморская область является, по существу, реликтом этого океана. Здесь на фоне общего сближения Африканской и Евразийской плит происходили перемещения и повороты отдельных микроплит и блоков, таких как пова Пиренейский, Апеннинский, острова Корсика, Сардиния, Сицилия

и др. Вдоль северного края Средиземноморского бассейна длительное время существовала зона поглощения, реликтом которой к пастоящему времени остались Крито-Родосская островная дуга и Эллинский желоб.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Вертикальные тектонические движения, в отличие от горизонтальных, не имеют таких огромных масштабов. Амплитуды вертикальных перемещений земной коры измеряются не более чем несколькими километрами, однако именно они определяют образование форм рельефа, их высоту и расчлененность. Одним из основных методов выявления вертикальных движений служит, как известно, анализ мощностей и фаций осадочных толщ. В сочетании с материалами о рельефе дна океанов и рельефе фундамента он позволяет получать сведения о направленности и амплитудах вертикальных движений земной коры. Результаты такого анализа отражены на схематической карте вертикальных движений дна океанов в позднем мезозое и кайнозое (рис. 56, вкладка).

Учитывая принципиальные различия в строении континентальной и океанической коры, расчеты вертикальных движений выполнены раздельно для ложа океанов (вместе со срединно-океаническими хребтами) и для континентальных окраин (вместе с переходными зонами). Построения для ложа океанов сделаны на основе модели раздвижения литосферных плит, согласно которой в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов идет практически непрерывный процесс подъема и дифференциации астеносферного вещества, его охлаждение и кристаллизация с образованием новой океанической коры и литосферы [10]. Кристаллизация силикатов, как известно, сопровождается возрастанием их плотности. Так как срединно-океанические хребты согласно гравиметрическим данным в целом изостатически уравновешены, то следует полагать, что в результате этих процессов осевые зоны хребтов должны находиться на каком-то более или менее постоянном уровне, а фланги хребтов и океанические котловины должны постепенно погружаться по мере удаления от оси раздвижения.

Такая направленность вертикальных движений дна океанов, обусловленных раздвижением литосферных плит, в общем подтверждается данными глубоководного бурения. Практически во всех скважинах, пробуренных в глубоководных океанических котловинах, в основании осадочного разреза обнаружены верхнемезозойские и нижнекайнозойские карбонатные отложения, тогда как верхний слой представлен большей частью верхнекайнозойскими и современными слабокарбонатными илами или бескарбонатными красными глинами. Это указывает на то, что ранее дно котловин находилось выше уровня критической глубины растворения карбонатов (составляющей в Атлантическом океане 4800—5300 м, в Индийском 4600—5000 м, в Тихом 4500—4800 м), а затем погрузилось до современных глубин.

Кроме того, о погружении дна океанов в течение геологического развития свидетельствуют данные о глубинах плосковерхих подводных гор, особенно в районе древнего поднятия Дарвина в центральной части Тихого океана, а также наличие древних мелководных отложений и вулканических лав на некоторых океанических поднятиях (например, на возвышенностях Шатского, Хесса, РиуГранди, хребтах Китовом, Восточно-Индийском и др.).

Поэтому в качестве отсчетного уровня, от которого определялись амплитуды вертикальных движений ложа океанов, включая срединно-океанические хребты, принята средняя глубина гребней этих хребтов, составляющая сейчас почти повсеместно около 2.5— 2,7 км. Лишь в отдельных районах она уменьшается до 1,0—1,5 км. К ним относятся район Исландии, под которой располагается очаг аномально интенсивного подъема мантийного диапира (своего рода фокус расширения астеносферы), а также Аденский и Калифорнийский заливы, зажатые между континентальными блоками. Так как вертикальные тектонические движения обусловливают батиметрическое положение поверхности океанического фундамента, то для расчетов и построений использовались карты рельефа фундамента, которые сопоставлялись с батиметрическими картами океанов. При этом частные детали рельефа, особенно созданные в результате вулканической деятельности (например, подводные горы), не принимались во внимание, хотя вулканические сооружения и вызывают дополнительное прогибание земной коры.

Так как возраст пород фундамента закономерно увеличивается в обе стороны от оси раздвижения, выявленные и отображенные на картах вертикальные движения являются суммарными с момента образования той или иной морфоструктуры, причем промежуток времени, в который эти движения осуществлялись, постепенно увеличивается по мере удаления от рифтовых зон. Для наиболее древних морфоструктур ложа океанов вертикальные движения отражают их развитие с позднеюрского времени.

Определение вертикальных движений на континентальных окраинах, микроконтинентах и в краевых морях переходных зон, созданных на коре континентального или субконтинентального типа, проводилось на основании установленного геолого-геофизическими исследованиями факта почти повсеместного погружения этих районов в позднем мезозое и кайнозое. В результате на континентальных окраинах образовались флексурообразные изгибы поверхности складчато-метаморфического фундамента, осложненные ступенчато-глыбовыми сбросовыми уступами и перекрытые осадочным чехлом переменной мощности. На дне котловин краевых морей накопились мощные толщи субгоризонтально залегающих кайнозойских отложений (местами более древних), что свидетельствует об относительно спокойном режиме прогибания. Поэтому в качестве отсчетного уровня для определения амплитуд вертикальных движений здесь принят, как и на суше, современный уровень океана. Правда, в течение кайнозоя и в мезозое этот уровень менялся, но не более чем на несколько сотен метров [8]. Такой величиной при проведении изолиний через 1—2 км можно пренебречь.

По-иному обстоит дело с краевыми морями, котловины которых заложены на океанической коре (например, моря Берингово, Филиппинское, Коралловое, Фиджи). Здесь за отсчетный уровень условно принята, как и для океанического ложа, средняя глубина гребня срединно-океанических хребтов, хотя в моменты образования этих участков коры, включая островные дуги, глубины океана могли отличаться от современных, но не на очень значительную величину [34].

В Атлантическом океане характерное для континентальных окраин погружение в различных районах проявилось по-разному. На окраинах докембрийских щитов (Канадско-Гренландского, Бразильского, Сьерра-Леонского) амплитуды погружений на шельфе невелики, фундамент здесь залегает близко к поверхности дна. На окраинах палеозойских платформ, наоборот, наблюдается значительное погружение складчатого фундамента, особенно заметное в предконтинентальных прогибах. Амплитуды вертикальных движений достигают здесь 3—6 км и более, что соответствует средней скорости погружения в позднем мезозое и кайнозое 0,02—0,04 мм/год.

В котловинах Антильской и Южно-Антильской переходных зон амплитуды погружений также велики, но здесь история тектонического развития была сложнее. По материалам изучения тектоники островных дуг и прилегающих континентальных массивов установлено, что в районах морей Карибского и Скоша в кайнозое происходили неоднократные тектонические перестройки со сменой погружений и воздыманий различных структур. Формирование же современного морфоструктурного плана началось с эоцена [42]. Поэтому средние скорости вертикальных движений на неотектоническом этапе можно оценить в 0,12—0,15 мм/год. Неотектонические движения в пределах островных дуг были еще значительнее. Например, на о. Куба амплитуды новейших движений достигают 3,0—3,5 км, а скорости их — до 0,35 мм/год. Эти движения выражаются в основном сбросами, взбросами, надвигами.

Ложе океана наряду с процессами раздвижения испытывает и вертикальные движения, преимущественно погружение. Рифтовая зона Атлантического хребта в течение всего цикла раздвижения оставалась, по-видимому, почти на одном и том же уровне, испытывая лишь региональные, относительно небольшие колебания. Например, слабое воздымание (до 0,5 км) отмечается в районе Азорского плато, а слабое погружение (менее 0,5 км) — на некоторых участках рифтовой зоны в Южной Атлантике. В обе стороны от рифтовой зоны дно океана по мере раздвижения погружается, причем амплитуды погружения закономерно увеличиваются с приближением к континентальным окраинам. В предконтинентальных прогибах они достигают 4—5 км и более. На фоне общего опускания океанического дна выделяются локальные относительные поднятия сводово-глыбовых морфоструктур. Они, очевидно, претерпе-

ли более или менее кратковременное воздымание до 1—2 км в ранний период своего развития, а затем погрузились вместе с литосферными плитами до современного уровня. Осложняют эту картину довольно многочисленные разломы и вулканические сооружения.

Учитывая возраст наиболее древних отложений осадочного чехла по периферии ложа океана, можно оценить средние скорости погружения океанической коры в позднем мезозое и кайнозое в 0,03—0,04 мм/год. Скорости относительного воздымания сводово-глыбовых поднятий должны быть заметно выше, так как интервал их формирования был значительно короче, он сопоставим с периодами горообразования на суше. То же следует сказать о темпах вертикальных движений в рифтовой зоне, скорости которых достигают 0,1 мм/год и более. Для остального пространства ложа океана важно подчеркнуть, что с удалением от рифтовой зоны амплитуды погружений растут одновременно с увеличением возраста пород фундамента. Это приводит к тому, что средние скорости вертикальных движений по всему ложу океана сохраняются примерно постоянными в течение всего цикла раздвижения.

Кроме описанных крупномасштабных вертикальных движений на дне океана отмечаются также региональные и локальные движения, проявляющиеся в отдельных формах подводного рельефа. На континентальных шельфах на фоне общего погружения происходят локальные относительные поднятия и опускания, что выражается в колебаниях глубин затопленных одновозрастных береговых террас и глубин перегиба внешнего края шельфа. На крутых уступах континентального склона в районах дифференцированных тектонических движений образуются сбросовые поверхности и ступени, четко выраженные в подводном рельефе. То же можно сказать и относительно подводных склонов островных дуг и глубоководных желобов.

На ложе океана локальные подвижки земной коры проявляются на Атлантическом срединно-океаническом хребте, в зонах разломов, а также на боковых уступах сводово-глыбовых поднятий. Можно полагать, что блоково-грядовой рельеф Атлантического хребта, как и других срединно-океанических хребтов, практически целиком обусловлен наличием систем разломов и трещин, по которым в процессе раздвижения дна океана происходят локальные вертикальные подвижки земной коры. По данным детальных геофизических съемок (включая эхолотирование, сейсмопрофилирование, сканирование локатором бокового обзора и подводные наблюдения) в рифтовой зоне повсеместно присутствуют результаты новейших движений в виде взбросов и сбросов [27, 45, 74].

Формирование блоково-грядового рельефа происходит, очевидно, следующим образом. Вдоль оси раздвижения благодаря постоянному поступлению глубинного вещества непрерывно наращивается новая океаническая кора с образованием вулканических форм. Раздвижение плит ведет к растрескиванию этих участков коры, причем количество и размеры трещин в обе стороны от оси

увеличиваются. Так как область подъема астеносферного диапира под рифтовой зоной значительно шире, чем рифтовая долина, то воздействие восходящих потоков на флангах долины ведет к дифференцированному воздыманию блоков коры с образованием взбросов. Дальнейшее раздвижение плит обусловливает наклон поднятых блоков в стороны от рифтовой долины и формирование лестниц сбросов, ограничивающих блоки. Этот процесс, как и другие тектонические процессы, происходит неравномерно, по мере разрядки возникающих напряжений. Многократное его повторение в условиях раздвижения плит привело в конечном счете к созданию характерного блоково-грядового рельефа.

В Индийском океане на континентальных окраинах амплитуды погружений повсеместно увеличиваются от суши к предконтинентальным прогибам, достигая 4—7 км, а в Зондском глубоководном желобе — более 8 км. Если считать возраст формирования континентальных окраин совпадающим со временем начала распада Гондваны в области Индийского океана, т. е. около 160 млн. лет назад, то средние скорости погружения в позднем мезозое и кайнозое составляют 0,02—0,05 мм/год. Естественно, что в течение геологического развития скорости вертикальных движений на отдельных этапах могли существенно меняться, то убыстряясь, то замедляясь, иногда даже меняя свой знак. Однако общая тенденция к погружению, несомненно, сохранялась, что и привело к образованию эпиконтинентальных платформ, окаймленных предконтинентальными прогибами.

На ложе океана также наблюдается общее погружение поверхности фундамента от систем рифтовых зон срединно-океанических хребтов к континентальным окраинам. Рифтовые зоны находятся примерно на одном уровне, испытывая лишь региональные колебания в амплитудах, а местами — в направленности вертикальных движений. Например, восточнее о. Родригес, на плато Амстердам и к югу от о. Тасмания наблюдаются положительные амплитуды до 0,5 км. В районах между котловинами Мадагаскарской и Крозе, юго-западнее плато Крозе и в широкой полосе Австрало-Антарктической зоны поперечных разломов, напротив, отмечается снижение батиметрического уровня гребневых зон до -0.5 км, а амплитуды погружений в пределах рифтовых зон здесь достигают 1,5 км и более. Эти колебания глубин над гребнем срединно-океанических хребтов и колебания амплитуд вертикальных движений в рифтовых зонах вызваны, несомненно, местными процессами усиления или ослабления подъема астеносферного вещества и соответствующим нарушением изостатического равновесия формируемой здесь новой океанической коры. Средние скорости вертикальных движений составляют от 0,05 до 0,15 мм/год, хотя в отдельные кратковременные периоды они могут быть значительно больше.

В океанических котловинах амплитуды погружений постепенно возрастают по мере удаления от рифтовых зон, составляя на большей их части около 3 км, а в предконтинентальных прогибах — до 4—5 км и даже более (например, в северной части Аравийской кот-

15 Зак. 1344 225

ловины). На этом фоне выделяются положительные морфоструктуры — хребты, возвышенности, плато, относительное отставание в погружении которых достигает 2—3 км. Несомненно, что они имеют различное происхождение и возникли частично в рифтовой зоне, переместившись затем до своего современного положения, частично в пределах котловин в результате горизонтальных движений плит на их границах (столкновения или скольжения). Скорости вертикальных движений при формировании сводово-глыбовых поднятий могли достигать 0,1 мм/год и более. В то же время погружение дна котловин было более равномерным после удаления от рифтовых зон. Средние скорости этого погружения в течение позднего мезозоя и кайнозоя составляют 0,02—0,04 мм/год, причем они сохраняются примерно одинаковыми по всему ложу океана.

Региональные и локальные вертикальные движения дна Индийского океана, как и Атлантического, выражаются в колебаниях глубин подводных террас, в наличии сбросовых уступов и ступеней на континентальных и других склонах, блоково-грядовом рельефе океанического фундамента, зонах разломов и других формах подводного рельефа.

В Тихом океане на континентальных окраинах и в переходных зонах, возникших на континентальной или субконтинентальной коре, также видно повсеместное увеличение амплитуд погружения поверхности фундамента от суши к предконтинентальным прогибам или к котловинам краевых морей до 4-6 км. Учитывая мезо-кайнозойский возраст осадочного чехла континентальных окраин, можно считать, что средние скорости вертикальных движений в течение этого периода составляли 0,02-0,04 мм/год. Несомненно, однако, что в процессе геологического развития эти скорости не оставались постоянными, меняясь от места к месту и с течением времени. Изменялись также и знаки движений, что подтверждается наличием перерывов и зон размыва в осадочном чехле континентальных окраин и отражается в крупноглыбовом расчленении поверхности фундамента. Тем не менее общая тенденция к погружению сохранялась практически повсеместно, что привело к созданию эпиконтинентальных платформ, расположенных вдоль побережий на севере, западе и юге Тихого океана и окаймленных либо предконтинентальными прогибами, либо котловинами краевых мопей.

В зонах островных дуг с континентальным или субконтинентальным строением коры, как свидетельствуют данные об их тектонике, вертикальные движения носили сложный характер, а амплитуды достигали 2—3 км и более. Периоды воздыманий сменялись погружением, что сопровождалось образованием многочисленных разломов. Современный морфоструктурный план стал формироваться в неогене, совпадая с альпийским орогенезом на суше. Средние скорости вертикальных движений при этом составляли 0,10—0,15 мм/год, но в отдельные кратковременные периоды могли увеличиваться в 2—3 раза.

Котловины краевых морей, заложенных на океанической коре (Берингово, Филиппинское, Фиджи), оказались отшнурованными от ложа океана островными дугами. Амплитуды погружений их относительно гребневой зоны срединно-океанических хребтов достигают более 3 км, а средние скорости вертикальных движений сопоставимы со скоростями в океанических котловинах. Островные дуги Бонин-Марианская и Тонга-Кермадек, как и сопряженные с ними глубоководные желоба, сформировались, очевидно, в процессе поддвига одной океанической плиты под другую. При этом дуги испытали воздымание на высоту 2—3 км, а междуговые бассейны (ложбины) остались примерно на том же батиметрическом уровне. Учитывая относительную кратковременность воздымания дуг, можно считать, что средние скорости вертикальных движений здесь достигали более 0,1 мм/год.

На ложе океана также прослеживается общая тенденция к погружению, на фоне которой видны локальные и региональные воздымания. В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов погружение увеличивается в обе стороны от оси раздвижения, достигая более 1 км. Вблизи оси местами наблюдаются положительные амплитуды до 0,5 км, особенно на Южно-Тихоокеанском поднятии. Эти колебания, как и в других океанах, очевидно, связаны с неравномерностью процессов подъема мантийного вещества на различных участках рифтовых зон, что приводит к нарушениям изостатического равновесия океанической коры. Учитывая возраст пород в рифтовых зонах, можно полагать, что средние скорости вертикальных движений здесь составляют 0,05—0,10 мм/год, но в отдельные периоды они могли заметно возрастать.

На флангах срединно-океанических хребтов и в океанических котловинах повсеместно отмечаются нисходящие движения, амплитуды которых постепенно увеличиваются от рифтовых зон, достигая 3—4 км вблизи континентальных окраин или краевых глубоководных желобов. Максимальные амплитуды вертикальных движений (до 5 км) наблюдаются в Северо-Западной котловине, где возраст пород фундамента достигает 160—180 млн. лет. Сопоставление амплитуд вертикальных движений и возраста дна различных котловин приводит к выводу, что средние скорости погружения в течение позднего мезозоя и в кайнозое были примерно одинаковыми и составляли 0,03—0,04 мм/год.

Положительные морфоструктуры на дне котловин, такие как возвышенности Шатского, Хесса, Манихики, хребты Гавайский, Маркус-Неккер, Кокос, Наска и другие, возвышаются на 1—2 км над прилегающими частями дна океана. В то же время геологические данные, включая материалы глубоководного бурения, показывают, что эти морфоструктуры также испытывали практически непрерывное погружение вместе с литосферными плитами. Очевидно, их зарождение и относительно кратковременное воздымание происходили в основном в рифтовых зонах одновременно с формированием новой океанической коры благодаря аномально высокой интенсивности подъема мантийного вещества и активному вулка-

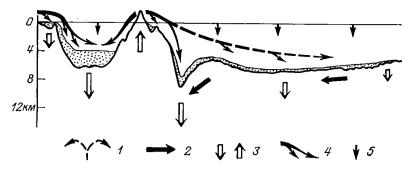


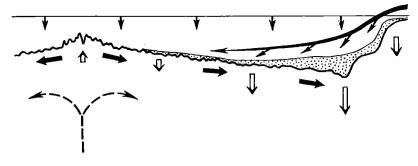
Рис. 57. Модель тектонических движений и I — конвективные течения в мантии; тектонические движения: 2 — горизонтальные, 3 — осадочного

низму. Затем они были вовлечены в процессы раздвижения дна океана и постепенно перемещались до своего современного положения, соответственно погружаясь и перекрываясь осадочным чехлом.

Не исключено также, что некоторые из сводово-глыбовых поднятий и вулканических массивов возникли вне пределов рифтовых зон в результате какого-либо изменения горизонтальных движений плит, вызвавшего их растрескивание в определенных районах. Это инициировало местный подъем и излияние магмы, усиление притока мантийного вещества и локальное воздымание океанической коры. Таким образом, видимое отставание амплитуд погружения подводных возвышенностей и хребтов на дне котловин на самом деле свидетельствует не об отставании, а о том, что при своем возникновении они испытали воздымание, поднявшее их над уровнем гребня срединно-океанического хребта, после чего наступило длительное погружение.

Подводя итоги изложенному, можно отметить, что основным типом вертикальных движений на дне океанов является погружение. Этот вывод подтверждается результатами геоморфологических наблюдений на побережьях континентов и островов, материалами о распространении погруженных древнебереговых террас на шельфах, континентальных и островных склонах, данными о наличии и глубинах плоских вершин гайотов. Погружение на ложе океанов связано с раздвижением литосферных плит, а на континентальных окраинах и в переходных зонах — с вовлечением их в процессы прогибания и поглощения периферийных частей плит.

Такая направленность вертикальных движений показывает, что океаны, окруженные пассивными континентальными окраинами (Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый), в течение позднего мезозоя и в кайнозое увеличивали свои размеры не только в результате раздвижения литосферных плит, но и в результате погружения континентальных окраин. Широкое распространение зон поглощения литосферных плит вокруг Тихого океана и надвигание с обеих сторон на него континентов Евразии и Америки, напротив, обусловили сокращение его размеров в этот же период,



формирования осадочного чехла на дне океанов. вертикальные; 4- разнос терригенного осадочного материала; 5- выпадение биогенного материала.

несмотря на постоянное возникновение новой океанической коры вдоль осей срединно-океанических хребтов.

Описанная схема горизонтальных и вертикальных тектонических движений вполне удовлетворительно объясняет особенности распространения, мощностей и возраста осадочного чехла на дне океанов (рис. 57). По мере раздвижения литосферных плит и их погружения терригенные отложения занимают все большие площади. Биогенные же карбонатные осадки выпадают практически повсеместно, но при этом их содержание в составе отложений с удалением от континентальных окраин заметно увеличивается и на определенном расстоянии от них эти осадки становятся преобладающими.

РАЗВИТИЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА ОКЕАНОВ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Формирование морфоструктурного плана земпой поверхности явилось результатом длительного геологического развития начиная с протерозоя, когда закладывались ядра континентов. В дальнейшем различные горизонтальные и вертикальные тектонические движения, складчатость, образование осадочного чехла, денудация и другие процессы неоднократно меняли облик планеты, постепенно приближая его к современному. Основные черты существующего сейчас морфоструктурного плана были заложены на геоморфологическом этапе развития Земли в мезозое и кайнозое, а окончательное его формирование произошло на неотектоническом этапе начиная с олигоцена, т. е. примерно за последние 40 млн. лет.

НАПРАВЛЕННОСТЬ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА ОКЕАНОВ

Генезис форм подводного рельефа тесно связан с происхождением и развитием океанов в целом, что является, как известно, одним из наиболее трудных вопросов геологии и геоморфологии. Существуют различные взгляды на решение этого вопроса, которые можно свести к трем основным концепциям.

- 1. Океанические бассейны являются древними образованиями, возникшими еще на начальных стадиях геологического формирования поверхности планеты. Развитие идет в основном в направлении постепенного разрастания континентов путем геосинклинального преобразования периферийных частей океанов. Происходит также последовательное углубление океанических впадин и возрастание контрастов глобального рельефа Земли. Срединно-океанические хребты представляют собой пояса горообразования, оформившиеся на неотектоническом этапе развития дна океанов [25, 31].
- 2. Океанические бассейны представляют собой новообразования, возникшие в мезозое в результате погружения крупных континентальных массивов или их частей с последующей переработкой континентальной коры в океаническую путем «океанизации». Срединно-океанические хребты и другие поднятия дна океанов являются погруженными реликтовыми структурами [2, 38].

3. Дно океанов, как и океаническая кора в целом, формируется в рифтовых зонах в результате подъема и дифференциации астеносферного вещества и раздвижения в обе стороны от осевого разлома. Срединно-океанические хребты представляют собой зоны активного формирования новой океанической коры. Раздвигающиеся части дна океанов вместе с континентами образуют литосферные плиты, которые перемещаются по поверхности астеносферы. Новая континентальная кора формируется в зонах Заварицкого—Беньофа, где океаническая кора поддвигается под островные дуги или континенты. Эта концепция тектоники литосферных плит получила в настоящее время широкое распространение и наиболее полно, на наш взгляд, удовлетворяет имеющимся фактам [10, 64].

Существует также точка зрения, что на последних этапах развития дна океанов, после цикла раздвижения, происходит сжатие, в результате которого возникают срединно-океанические хребты (например, Атлантический) как сводообразные складчатые сооружения океанического ложа.

Не вдаваясь в детали указанных концепций, отметим только, что приведенные выше материалы по морфоструктуре и глубинному строению дна океанов, несмотря на некоторые спорные вопросы, по нашему мнению, достаточно хорошо укладываются в рамки концепции тектоники литосферных плит. Если же говорить о главных возражениях против первых двух концепций, то с представлениями о древности дна океанов не согласуются многочисленные данные об относительно молодом возрасте пород фундамента и перекрывающего осадочного чехла, а гипотеза «океанизации» сталкивается с такими трудностями, как почти полное отсутствие (за некоторыми исключениями) реликтов погруженных континентальных массивов в пределах ложа океанов и малая вероятность механизма полного преобразования континентальной коры в океаническую.

В то же время на континентальных окраинах и в переходных зонах океанов имеются явные признаки крупных погружений континентальной коры и возможной частичной переработки ее в субконтинентальную. Поэтому вполне логично ограничить действие процессов, происходящих в рамках гипотезы «океанизации», зонами перехода от континентов к океанам. В отношении же точки зрения на формирование срединно-океанических хребтов в результате сжатия можно указать, что с этой гипотезой не согласуется отсутствие в пределах хребтов складчатых или надвиговых деформаций. Здесь распространены лишь сбросово-сдвиговые деформации, свидетельствующие о процессах растяжения земной коры.

Поэтому при рассмотрении вопросов происхождения и истории развития морфоструктуры дна океанов за основу принята концепция тектоники литосферных плит, в рамках которой формирование периферийных частей океанов происходит в условиях погружения крупных блоков континентальной коры. Необходимо также учитывать, что развитие океанов и континентов согласно геологическим, палеомагнитным и палеоклиматическим данным было цикличным, что обусловлено, по-видимому, периодическими перестрой-

ками конвективных течений в мантии Земли [10]. В течение каждого мегацикла, длившегося несколько сотен миллионов лет, океаны раскрывались и закрывались в результате расхождения и схождения континентов, а на месте сомкнутых океанов формировались складчатые пояса.

Последний мегацикл начался во время каледонского орогенеза (около 450 млн. лет назад), происшедшего в результате столкновения древних континентов. В это время стала формироваться Пангея — огромный континент, объединивший разрозненные до этого массивы суши [29]. Во время герцинского орогенеза формирование Пангеи продолжалось, но в конце триасового периода (около 200 млн. лет назад) она стала распадаться на отдельные континенты, явившиеся прообразами современных. С этого же времени начал формироваться морфоструктурный план океанов, существующих ныне, что подтверждается возрастом пород фундамента и осадочного чехла на ложе океанов, который не превышает 180 млн. лет.

Дальнейшее развитие дна океанов можно разбить на ряд этапов, представляющих собой своеобразные ступени постепенного приближения к современному облику подводного рельефа. Выделяются следующие основные этапы: 1) распад Пангеи и образование мезозойского океана Тетис (поздний триас — ранняя юра); 2) раскрытие Атлантического и Индийского океанов, начало закрытия Тетиса (поздняя юра — ранний мел); 3) формирование основных морфоструктур Атлантического и Индийского океанов, сокращение площади Тихого океана, закрытие океана Тетис и открытие Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана (поздний мел — ранний палеоген); 4) неотектонический этап, завершение формирования морфоструктур дна океанов, создание существующей системы срединно-океанических хребтов и переходных зон (поздний палеоген — современный период).

Выделенные этапы отражены на обобщенных палеопрофилях (рис. 58, 59) и палеоморфоструктурных схемах (рис. 60—63). Они основаны на палеогеодинамических реконструкциях, составленных с помощью ЭВМ по палеомагнитным и другим данным. На реконструкциях показано взаимное положение литосферных плит в различные моменты времени, соответствующие наиболее хорошо выраженным и легко распознаваемым магнитным аномалиям [19]. На всех реконструкциях в качестве репера избрана Антарктида, рассматриваемая как неподвижная плита, относительно которой движутся остальные плиты.

Эти реконструкции были уточнены автором по геоморфологическим и палеогеографическим данным и на их основе выполнена морфоструктурная интерпретация приведенных выше материалов. Необходимо подчеркнуть, однако, что береговые линии на палеоморфоструктурных схемах показаны условно — для лучшей ориентации в положении тех или иных океанов и континентов. Они не соответствуют истинной конфигурации береговых линий прежних геологических эпох, так как уровень океанов неоднократно менял-

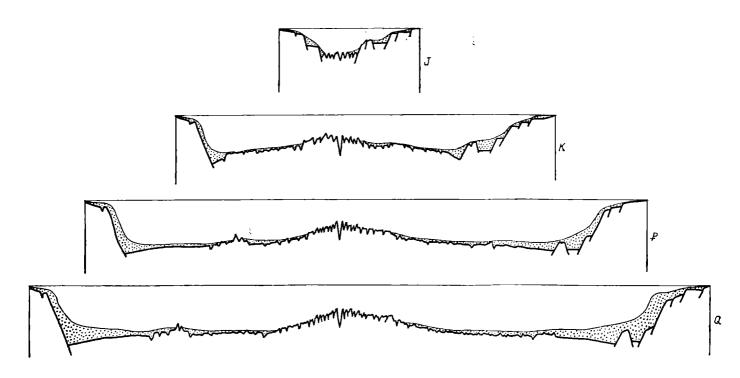


Рис. 58. Этапы развития рельефа дна Атлантического океана.

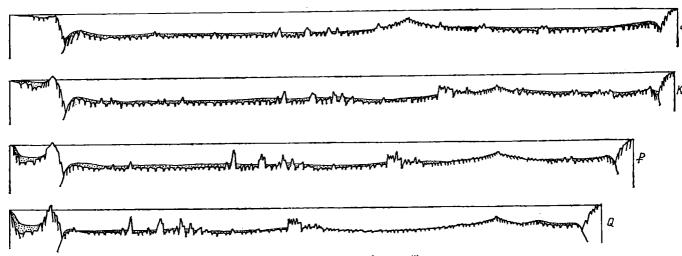


Рис. 59. Этапы развития рельефа дна Тихого океана.

ся, но точно восстановить его пока затруднительно. Впрочем, это не сказывается на контурах основных морфоструктур дна океанов, которые не зависят от положения береговых линий.

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ — РАННЕЮРСКИЙ ЭТАП

Как свидетельствуют геологические, палеомагнитные и палеоклиматические данные, в позднетриасовое время (более 200 млн. лет назад) существовал суперконтинент Пангея, занимавший Атлантическо-Индийский сегмент земной поверхности, тогда как остальная часть поверхности Земли представляла собой огромный океан — предшественник Тихого, но более значительных размеров [8]. О морфоструктуре дна этого океана сведений практически не сохранилось, так как в процессе дальнейшего развития его дно было, очевидно, полностью поглощено в зонах Заварицкого — Беньофа по западной и восточной периферии океана.

В конце триасового периода начинается распад Пангеи. В первую очередь она разделилась на два мегаконтинента — Лавразию и Гондвану, между которыми появился субширотно вытянутый океан Тетис (рис. 60). В юрском периоде этот океан уже протягивался на месте будущего Альпийско-Гималайского складчатого пояса, включая Средиземноморье, центральную часть Северной Атлантики и район Карибского моря. На востоке и западе Тетис свободно соединялся с Тихим океаном. Область распространения Тетиса в пределах современной суши фиксируется по офиолитовым комплексам Альпийско-Гималайского пояса, образование которых относится к триасу—юре. Восточная часть Тетиса, по-видимому, была более широкая, а к западу он сужался, образуя проход между Африканской плитой и Иберийским блоком.

Предполагается, что этот древний океан состоял из нескольких разнородных бассейнов, на что указывают различия в строении офиолитовых комплексов. Срединно-океанический хребет разделялся, вероятно, на несколько ветвей. Северные ветви отмечаются поясом офиолитов от Альп до Малого Кавказа и Эльбурса, а южные ветви — поясом офиолитов от Апеннин до Южного Ирана. Между ними располагались отдельные микроплиты, такие как Итальянская, Родопская, Иранская, которые совершали собственные движения и вращения [18].

В раннеюрское время началось раздвижение плит в области Северной Атлантики, связанное с образованием Тетиса. На это указывают данные изучения зон спокойного магнитного поля вдоль континентальных окраин Северной Америки и Западной Африки, где распространена океаническая кора, созданная, очевидно, в этот период. В результате движения Северо-Американской плиты относительно Африканской к северо-западу произошло раскрытие центральной части Северной Атлантики и, возможно, отделение плато Роколл от континента [69]. Вдоль оси возникшего узкого бассейна начала формироваться рифтовая зона, в которой генерировалась новая океаническая кора, а периферийные части бассейна

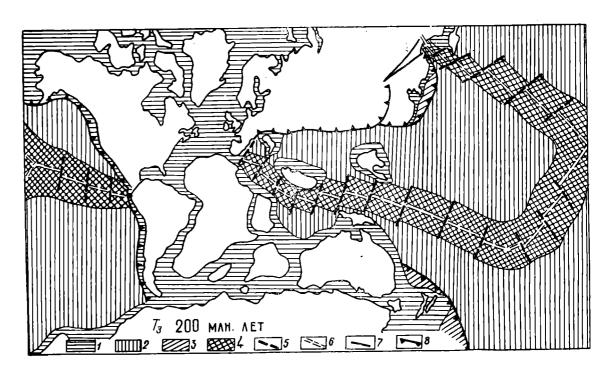


Рис. 60. Палеоморфоструктурная схема Мирового океана для позднего триаса. I- континентальные окраины; 2- ложе океана; 3- переходные зоны; 4- средишно-океанические хребты; 5- трансформные разломы; 6- рифтовые разломы; 7- зоны скольжения; 8- зоны Заварицкого—Беньофа.

образовались в результате обрушения окраин раздвигающихся континентальных плит. Это вызвало внедрение гранитовых интрузий по обеим берегам Атлантики.

Предполагается также, что в триасе и юре происходило раскрытие Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана. На это могут указывать погребенные под осадочным чехлом континентальной окраины рифтовые грабены, а также широко развитые трапповые поля. По-видимому, излияния базальтов были связаны с процессами погружения и раздвижения окраинных частей континентальных плит [23].

Одновременно началось раздвижение в области Карибского моря вследствие перемещения Северо-Американской плиты к северо-западу, тогда как Южно-Американская продолжала быть единой с Африканской. В середине юрского периода, как свидетельствуют геологические данные, здесь образовалось, вероятно, два субширотных прогиба — в районе Мексиканского залива, который соединился с Атлантикой, и на месте Колумбийской и Венесуэльской котловин; где началось формирование океанической коры. Юкатанский и Гондурасский блоки, испытывая вращение по часовой стрелке, постепенно перемещались к югу [27]. Рифтовая зона, возникшая здесь, явилась, вероятно, продолжением рифтовой зоны Северной Атлантики, которая проникла далее к западу, соединившись со срединно-океаническим хребтом Тихого океана. Это привело к образованию трех крупных океанических плит: Кула, Фаралон и Западно-Тихоокеанской.

В районе между Австралией и Индокитаем, судя по широкому распространению на островах Зондского архипелага мезозойских морских отложений, в юрский период существовал, очевидно, глубоководный бассейн. На востоке он соединялся с Тихим океаном, а на западе — с океаном Тетис, являясь, возможно, его ответвлением. Наличие этого бассейна свидетельствует о начинающемся распаде континента Гондвана, который произошел на следующем этапе развития.

Раздвигавшиеся плиты Тихого океана (Кула, Фаралон и Западно-Тихоокеанская) поглощались в зонах Заварицкого—Беньофа как на западе — вдоль активных континентальных окраин Евразии, так и на востоке — вдоль островных дуг Северной и Южной Америки. Следы этих дуг сохранились в виде зон андезито-базальтового вулканизма в горах Невады, Калифорнии, Западных Анд, в Новой Зеландии, Новой Каледонии и на Антарктическом полуострове [36].

Как показывают палеомагнитные данные, в конце триаса и начале юры Лавразия полностью находилась в Северном полушарии, океан Тетис занимал экваториальную зону, а большая часть Гондваны располагалась в умеренных широтах Южного полушария. Это подтверждается широким распространением триасовых известняков в Средиземноморье и вдоль Альпийско-Гималайского пояса, красноцветов и эвапоритов в Средней и Восточной Европе, зон угленакопления в Южной Америке, Африке и Антарктиде [18].

Относительно конкретных форм подводного рельефа триасовоюрских океанов сказать что-либо трудно, так как большая их часть либо поглощена в зонах Заварицкого—Беньофа (в Тихом океане), либо вовлечена в формирование складчатых поясов (в зоне Тетиса). По аналогии с современными океанами можно предполагать, что рифтовые зоны срединно-океанических хребтов в Тихом океане находились на глубинах около 2,5—3 км, а в отдельных бассейнах Тетиса — менее 2 км. Глубины океанических котловин в Тихом океане составляли 5—6 км, т. е. несколько больше, чем в настоящее время, что обусловлено более значительными размерами древнего океана. В котловинах Тетиса глубины могли быть различными, сопоставимыми с глубинами их реликтов — современных котловин Средиземного моря. Впрочем, в восточной части Тетиса, где ширина его значительно возрастала, глубины котловин, по-видимому, приближались к типично океаническим — до 5 км.

ПОЗДНЕЮРСКИЙ — РАННЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

Этот этап характеризуется зарождением современных Атлантического и Индийского океанов, максимальным развитием и началом сокращения Тетиса. Началось также раздробление Гондваны на ряд плит, совершавших самостоятельные движения. Это усложнило морфоструктурный план поверхности Земли в целом и океанов в частности. Распад Пангеи и затем Гондваны сопровождался интенсивными трапповыми излияниями во многих районах континентальных плит [42—44].

В позднеюрское время вслед за образованием океанического бассейна в Северной Атлантике произошло раскрытие Южной Атлантики, а в меловом периоде — Экваториальной Атлантики, после чего создался единый, хотя и узкий, Атлантический океан. Эти события фиксируются мезозойскими магнитными аномалиями в Северо-Американской котловине (последовательность Китли), вблизи континентальных окраин Западной и Южной Африки, а также позднеюрско-раннемеловым возрастом пород фундамента и базальных отложений осадочного чехла в скважинах глубоководного бурения по периферии океана.

В поздней юре началось также раскрытие восточной и южной частей Индийского океана в результате отделения Африканской и Индийской плит от Антарктиды и Австралии, составлявших вместе с Новой Гвинеей единый континент. Например, плато Натуралиста, судя по геолого-геофизическим данным, соединялось с районом плато Брюса в Антарктиде. Наиболее интенсивно в это время двигалась к северо-западу Индийская плита, в результате чего между ней и Австралией (с Антарктидой) образовался океанический бассейн, о чем свидетельствуют мезозойские магнитные аномалии в котловинах к западу от Австралии и верхнеюрские отложения в скважинах глубоководного бурения.

Вдоль осей возникавших океанических бассейнов формировались рифтовые зоны, где генерировалась новая океаническая кора при одновременном раздвижении плит в обе стороны от осевого

разлома. Последовательность развития подводного рельефа при этом была, очевидно, следующая. Вначале после разрыва континентальной коры вдоль оси раздвижения возникал грабен или система грабенов, окаймленных ступенчато погружающимися континентальными окраинами. Дно грабена представляло собой, по существу, аналог рифтовой долины, где происходили активные вулканические процессы и образовывались трещины растяжения и сбросы. Глубины здесь могли быть различными в зависимости от степени раздвижения континентальных окраин, но заметно меньше, чем в будущей океанической рифтовой зоне. Такая стадия развития наблюдается в настоящее время в Красном море.

Затем в процессе дальнейшего раздвижения плит происходило более глубокое погружение внешних частей континентальных окраин и располагавшейся между ними рифтовой зоны, пока глубины над гребнями не достигали примерио 2,6 км и пока не устанавливалось изостатическое равновесие поднимающегося здесь астеносферного диапира и генерируемой океанической коры. В зависимости от соотношения плотностей коры и подстилающего диапира могли формироваться либо рифтовые долины, либо осевые поднятые блоки.

После этого осевая зона оставалась на одном уровне, а раздвигающиеся периферийные ее части в связи с остыванием, кристаллизацией и уплотнением пород фундамента начинали погружаться. В результате появлялся первичный, слабо выраженный сводообразный хребет, представляющий собой фактически рифтовую зону полной ширины (без флангов). Такая стадия развития наблюдается, например, в Аденском заливе или на хр. Колбейнсей. По аналогии с этими морфоструктурами можно полагать, что для образования первичного рифтового хребта после стадии грабена необходима его минимальная ширина 150—400 км при скоростях раздвижения 1—2 см/год.

По мере дальнейшего раздвижения плит и их погружения возникали наклонные поверхности фланговых зон и в конечном итоге формировались срединно-океанические хребты как формы подводного рельефа. Затем при удалении от границ хребтов вследствие заметного ослабления интенсивности погружения плит и накопления осадочного чехла, нивелировавшего рельеф фундамента, появились субгоризонтальные поверхности дна океанов, послужившие основой для формирования океанических котловин. По аналогии с хр. Рейкьянес, представляющим собой наиболее молодой отрезок срединно-океанического хребта в Атлантическом океане, можно полагать, что для возникновения хребта как формы рельефа полного профиля требуется минимальная ширина дна океана 750—900 км. Однако при большей скорости раздвижения литосферных плит эта зона может увеличиваться до 1500—1700 км, что наблюдается, например, на Восточно-Тихоокеанском поднятии.

Планетарные зоны разломов, рассекавшие соединенные ранее континенты, продолжали существовать и развиваться на вновь образуемой океанической коре, являясь контролирующими фактора-

ми при формировании рифтовых зон и в дальнейшем — всей системы срединно-океанических хребтов. Разломы определяли возникновение отдельных отрезков рифтовых долин, смещенных относительно друг друга, и одновременно соединяли эти отрезки в единую систему. По мере развития и расширения океанов вследствие создававшихся напряжений в рифтовых зонах, очевидно, возникали новые поперечные разломы, которые еще более осложняли морфоструктуру срединно-океанических хребтов.

В результате почти постоянных (или с малой периодичностью) процессов внедрения глубинных пород, излияний базальтовых лав, образования взбросов и сбросов, сдвигов и трещин в рифтовых зонах формировался (и продолжает формироваться сейчас) характерный блоково-грядовый рельеф поверхности фундамента. По мере раздвижения плит этот рельеф, сохраняя в целом свою структуру, постепенно распространялся в обе стороны от рифтовых зон и подвергался некоторой трансформации, выражавшейся в укрупнении блоков и сглаживании склонов. Это было обусловлено уплотнением океанической коры, закрытием трещин и возможными финальными излияниями базальтовых лав, а также постепенным развитием процессов аккумулятивного выравнивания, особенио на флангах хребтов.

Такая последовательность развития рельефа дна океанов от первичного раскола континентальных плит до возникновения океанического бассейна, очевидно, сохранялась и в дальнейшем — при раскрытии других частей океана в мезозое и кайнозое. Конечно, в каждом районе были свои региональные особенности, обусловленные первичной структурой коры и интенсивностью процессов подъема глубинного вещества, однако общая тенденция оставалась практически одинаковой.

Таким образом, в поздней юре и раннем мелу сформировалась новая система рифтовых зон и срединно-океанических хребтов. В Атлантическом океане хребет протянулся от района Азорских островов до точки тройного сочленения на юге, откуда на запад протянулась рифтовая зона между Южной Америкой и Антарктидой, а на восток — между Африкой и Антарктидой. Последняя ветвь продолжалась далее к востоку между двигавшейся к северу Индийской плитой и Антарктидой вместе с Австралией, затем поворачивала к северо-востоку и соединялась со срединно-океаническим хребтом океана Тетис.

В Тихом океане субмеридиональная система срединно-океанических хребтов поворачивает на севере к северо-западу и разветвляется затем на две части — соответственно простираниям Гавайской и Японской систем мезозойских магнитных аномалий и трансформного разлома между ними. Южнее экватора отходит к западу субширотная ветвь вдоль системы магнитных аномалий Феникс. Возможно, что эта ветвь соединялась далее со срединно-океаническим хребтом океана Тетис. На юге срединно-океанический хребет Тихого океана либо выклинивался, либо соединялся с рифтовой зоной моря Скоша. Рифтовая зона в Карибском море в связи с образо-

ванием субмеридионального срединно-океанического хребта в Атлантическом океане, очевидно, прекратила свое существование.

Во время начала раскрытия Атлантического и Индийского океанов скорости раздвижения плит были невелики — не более 1 см/год, но в меловом периоде они заметно увеличились, достигнув в Атлантическом океане 3—4 см/год, в Индийском — около 2,5 см/год. К середине мелового периода Атлантический океан представлял собой вытянутый, сравнительно узкий бассейн, ширина которого составляла 750—2800 км. Большая часть его ложа была занята структурами срединно-океанического хребта, окаймленного по периферии предконтинентальными прогибами. Лишь в центральной части Северной Атлантики, наиболее древней и широкой, возникли океанические котловины (Северо-Американская и Канарская), где глубины достигали свыше 4 км.

Ширина Индийского океана между Африкой и Антарктидой была незначительна— не более 180—370 км, но в восточной части, между Индийской плитой и Австралией с Антарктидой, она в середине мелового периода достигла, по-видимому, около 1800 км. Явно выраженных океанических котловин, однако, здесь еще не образовалось.

В позднеюрское время наибольшего развития достиг океан Тетис. Ширина его составляла от 550—900 км вблизи Иберийской плиты до 3700 км между Индокитаем и Австралией. Индокитайская плита к этому времени соединилась с Евразией. В результате столкновения здесь образовался пояс киммерийской складчатости. Вдоль южной части океана протягивалась, по-видимому, система рифтовых зон, следы которой видны в поясе офиолитов, который прослеживается от Динарид через Анатолию в Южный Иран. По северному краю Тетиса сформировалась система зон поглощения в виде островных дуг, положение которых может быть намечено по эффузивам Малого Кавказа, Ирана, Афганистана [18]. В западной части океана его ложе было представлено. скорее всего, серией относительно неглубоких котловин, а в восточной части — глубокими и достаточно общирными океаническими котловинами, впоследствии полностью поглощенными в результате столкновения Индийской плиты с Евразией.

В Тихом океане разветвленная система рифтовых зон срединноокеанических хребтов разделила несколько океанических плит: Кула, Фаралон, Западно-Тихоокеанскую и Феникс. Глубины над
гребнями хребтов составляли, по-видимому, около 2,5—2,7 км, а
в котловинах достигали более 5 км. Несомненно, что на дне океана располагались также различные сводово-глыбовые и вулканические поднятия, из которых к настоящему времени остались непоглощенными и сохранились те поднятия, которые находятся в
северо-западной части океана: возвышенность Шатского, западная часть хр. Маркус-Неккер, Каролинский вал и др. В раннемеловое время они были значительно ближе к рифтовым зонам и,
возможно, зародились в них, а затем переместились вместе с плитами в пределы океанических котловин.

16 Зак. 1344

Размеры позднеюрского Тихого океана заметно превышали современные: по долготе — более чем на 3000 км, по широте — более чем на 1000 км. Однако в меловом периоде в связи с раскрытием Атлантического океана и движением Северной и Южной Америки на запад, а Евразии на восток площадь океанического ложа начала сокращаться, что продолжается и в настоящее время.

По обеим сторонам Тихого океана (на западе и востоке) в поздней юре и раннем мелу продолжали развиваться зоны поглощения. Вдоль Евразийской плиты формировались активные континентальные окраины, следы которых видны, например, в вулкано-плутонических поясах Юго-Востока Китая или в Монголо-Охотской зоне магматизма. На севере Евразия была отделена от Северной Америки океаническим бассейном, на существование которого указывают офиолиты Южно-Анюйской зоны. Поэтому можно полагать, что Чукотский блок в это время, как и раньше, был присоединен к Северо-Американской плите и отделился от нее значительно позже.

Вдоль западной периферии Северной Америки в результате столкновения океанической и континентальной плит формировался пояс невадийской складчатости. Реликты океанического ложа сохранились здесь в виде офиолитов и глубоководных кремнистых и турбидитовых отложений в прибрежной зоне Калифорнии. Предполагается, что в процессе столкновения были поглощены также островные дуги, существовавшие раньше вдоль побережья Северной Америки. Вдоль западного побережья Южной Америки в юре и мелу продолжают развиваться островные дуги, на что указывают вулканические зоны в Андах [42].

В связи с распадом Гондваны и начавшимся расколом Лавразии появляется большое число новых литосферных плит, из которых наиболее крупными были Евразийская, Африканская, Северо-Американская, Южно-Американская, Антарктическо-Австралийская, Индийская, Западно-Тихоокеанская, Кула, Фаралон, а также ряд микроплит. Существенно изменяется геометрия движения плит. На месте Пангеи, окруженной зонами поглощения, возникают новые системы раздвижения и новые океаны — Атлантический и Индийский. Зоны поглощения начинают концентрироваться вокруг Тихого океана, хотя еще сохраняется субширотная система зон поглощения в океане Тетис. Судя по палеомагнитным данным, Северная Америка и Евразия постепенно смещаются к северу, занимая в юре и начале мела в основном умеренные широты. Тетис и Северная Африка находятся в экваториальной зоне, а Южная Америка, Южная Африка, Индия, Австралия и Антарктида — в умеренных и полярных широтах Южного полушария [18].

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ — РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП

В течение позднего мела, палеоцена и эоцена в основном сформировался морфоструктурный план дна существующих ныне океанов (рис. 61, 62). Раскрылись полностью Атлантический и Индий-

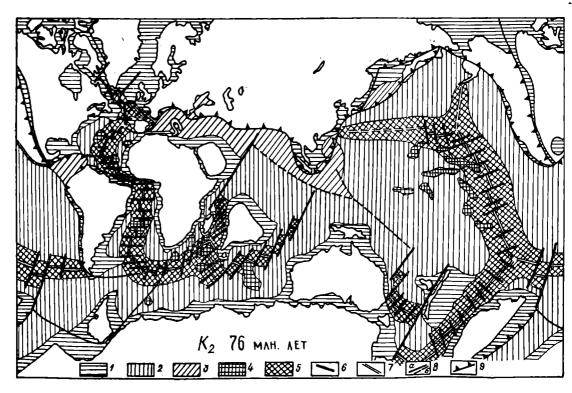


Рис. 61. Палеоморфоструктурная схема Мирового океана для позднего мела.

1- континентальные окраины; 2- ложе океапа; 3- переходные зоны; 4- сводово-глыбовые и вулканические поднятия; 5- срединно-океапические хребты; 6- трапсформные разломы; 7- рифтовые разломы; 8- зоны скольжения (a- установленные, 6- предполагаемые); 9- зоны Заварицкого- Беньофа.

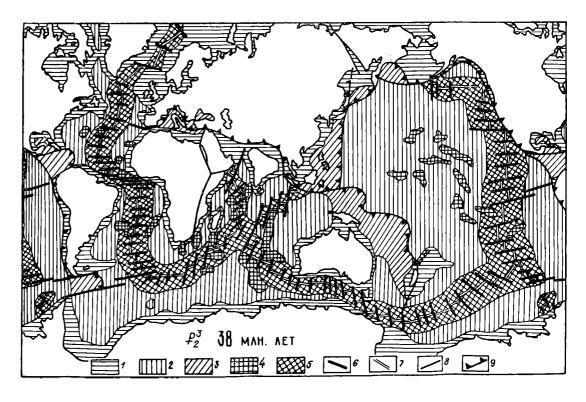


Рис. 62. Палеоморфоструктурная схема Мирового океана для позднего эоцена, Усл. обозначения см. на рис. 61.

ский океаны и Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана, Тихий океан начал довольно интенсивно сокращать свои размеры, а океан Тетис почти целиком исчез, оставив лишь реликты в виде Средиземноморских бассейнов. Сложилась близкая к современной система срединно-океанических хребтов, и оформилось Тихоокеанское кольцо зон поглощения в виде активных континентальных окраин и островных дуг. Позднемеловая эпоха была временем наиболее интенсивного раздвижения литосферных плит, скорости горизонтального перемещения которых достигли максимальных значений, но в палеогене они повсеместно стали уменьшаться и сохраняют эту тенденцию практически до современного периода.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Атлантический океан продолжал расширяться и к концу мелового периода приобрел близкие к современным очертания, за исключением самой северной части, которая раскрылась в палеогене. В эоцене ширина океана достигала уже от 2000 до 5000 км. Атлантический срединно-океанический хребет после своего образования как единой планетарной морфоструктуры в дальнейшем испытывал лишь некоторые изменения в ширине и средних глубинах вследствие колебаний интенсивности подъема астеносферного вещества в рифтовой зоне и скоростей раздвижения литосферных плит на различных его участках.

По обеим сторонам от хребта стали формироваться океанические котловины вслед за создавшимися ранее Северо-Американской и Канарской. К концу мелового периода, очевидно, образовались все котловины южнее разлома Гиббс вплоть до Африканско-Антарктической. Учитывая, что меловые отложения в котловинах по данным глубоководного бурения представлены в основном карбонатными породами, следует полагать, что глубины их в то время не превышали 4500—4800 м. Однако в палеогене, судя по резкому уменьшению карбонатности отложений, дно наиболее крупных котловин, таких как Северо-Американская, Бразильская, Аргентинская, Канарская, Ангольская, Капская, уже пересекло рубеж критической глубины растворения, достигнув уровня более 5000 м.

Сводово-глыбовые поднятия и вулканические массивы на ложе Атлантического океана, судя по структуре фундамента и составу слагающих пород, зародились и начали формироваться, скорее всего, в рифтовой зоне. Очевидно, активизация процессов подъема мантийного диапира в некоторых районах рифтовой зоны на различных этапах ее развития приводила к воздыманию океанической коры с образованием многочисленных разломов и с массовыми излияниями базальтовых лав. В результате возникали платообразные сводово-глыбовые морфоструктуры различной высоты и расчлененности, осложненные вулканическими горами, аналогично то-

му, что наблюдается в настоящее время в районах Азорского плато или островов Тристан-да-Кунья.

В дальнейшем эти поднятия вовлекались в процессы раздвижения литосферных плит и перемещались вместе с ними в пределы океанических котловин, соответственно погружаясь и перекрываясь осадочным чехлом. Судя по тому, что практически на всех сводово-глыбовых поднятиях Атлантического океана осадочный чехол сложен ненарушенными верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, можно полагать, что после выхода из тектонически активной рифтовой зоны поднятия стабилизировались и не подвергались затем существенным тектоническим перестройкам (например, плато Сеара, Сьерра-Леоне). Однако в ряде случаев локальные движения и вулканические излияния продолжались довольно долго, обусловив некоторые изменения очертаний и батиметрического положения отдельных поднятий. Например, Бермудское плато по данным глубоководного бурения испытало в позднем палеогене воздымание, сопровождавшееся локальными разломами.

Более сложная история развития намечается для поднятия Риу-Гранди и Китового хребта. Согласно материалам бурения эти структуры также возникли в рифтовой зоне, но их вершины выступали над уровнем океана в виде вулканических островов. В дальнейшем обе морфоструктуры полностью погрузились под уровень океана, но еще в позднем мелу и раннем палеогене испытывали довольно интенсивные дифференцированные вертикальные движения, что привело к изменениям их формы и высоты и к перерывам в осадочном чехле.

В районах, где рассекавшие поднятия разломы проникали сквозь литосферу, происходили поздние активные излияния базальтовых магм и формировались вулканические массивы и острова, такие как Канарские, Зеленого Мыса, Фернанду-ди-Норонья и др. Поэтому по возрасту эти поднятия заметно моложе тех участков плит, на которых они располагаются.

Зародившиеся еще на предыдущем этапе по периферии Атлантического океана предконтинентальные прогибы продолжали интенсивно погружаться, вовлекая в этот процесс окраинные части континентов. Прогибы заполнялись сносимым с суши осадочным материалом, нагрузка которого приводила к дополнительному прогибанию земной коры. К началу палеогена предконтинентальные прогибы в океане были почти целиком заполнены осадками и на их месте стали формироваться аккумулятивные шлейфы. Отчлсненные в ряде мест от континентальных окраин блоки континентальной коры являлись своеобразными барьерами, задерживающими осадочный материал, в результате чего здесь образовались крупные ступени, ставшие впоследствии краевыми плато. На погружающихся континентальных окраинах с накоплением терригенных отложений создались эпиконтинентальные платформы в виде осадочного клина, ограниченного с внешней стороны флексурой или системами сбросов. Эти платформы стали основой для современных шельфов.

В конце мелового периода рифтогенез стал развиваться в северной части Атлантического океана и в Северном Ледовитом океане. Вначале рифтовая зона внедрилась в район между Гренландией и Лабрадором, где вдоль оси раздвижения сформировался Срединно-Лабрадорский хребет. Возможно, что рифтовая зона простиралась далее на север через Баффиново море и соединялась с хр. Менделеева в Амеразийском бассейне, полностью отделяя Гренландию от Северной Америки. В юго-восточном направлении от Срединно-Лабрадорского хребта ветвь оси раздвижения могла протягиваться до континентальной окраины Европы, вследствие чего здесь произошло раскрытие Бискайского залива при повороте против часовой стрелки Иберийского блока, который перекрыл западный выход из океана Тетис.

В начале палеогена началось раскрытие Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов Северного Ледовитого океана, а также бассейна между Гренландией и Европой. Здесь сформировалась активная рифтовая зона, простиравшаяся примерно вдоль современных осей раздвижения, за исключением Норвежского моря, где она проходила по хр. Эгир в Норвежской котловине. Очевидно, в связи с этим процессом развитие Срединно-Лабрадорского хребта стало затухать и к середине эоцена полностью прекратилось, после чего он начал отмирать, погружаться и перекрываться осадками.

В результате рифтогенеза в Норвежском море сомкнутые ранее Исландское и Норвежское краевые плато, а также Фарерско-Исландский порог раздвинулись, завершив отделение Северо-Американской плиты от Евразийской и распад Лавразии. Связь между рифтовыми зонами Северной Атлантики и Норвежской котловины осуществлялась в то время, по-видимому, через систему трансформных разломов в районе современной Исландии и через зону сочленения ее с Фарерско-Исландским порогом. В палеогене завершилось полное раскрытие бассейна к югу от Исландии на ширину 550—650 км, а также образование Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов в виде относительно узких вытянутых водоемов шириной 370—550 км.

Вследствие раздвижения Евразийской и Северо-Американской плит Евразийская плита, двигавшаяся до этого в восточном направлении, стала перемещаться к юго-востоку. Это привело к изменению характера движений вдоль Азоро-Гибралтарской границы плит, возникшей на месте древней рифтовой зоны. Ранее здесь развивался правосторонний сдвиг, а поэже началось некоторое сжатие, приведшее к образованию взбросов океанической коры, выраженных в виде поднятия Хорсшу и других структур.

Одновременно с раздвижением океана в районе между Гренландией и Европой происходило погружение континентальных окраин, формирование предконтинентальных прогибов и эпиконтинентальных платформ. В конце мелового периода завершилось отделение Фарерско-Роколлского массива, его раздробление разломами и дифференцированное погружение. В это же время или не-

сколько позже от континентальной окраины Скандинавии отделился блок коры, послуживший основой для формирования Норвежского краевого плато. В раннем палеогене произошло погружение Исландского плато и отделение его от континентальной окраины Гренландии предконтинентальным прогибом. Указанные дифференцированные вертикальные движения вызвали, очевидно, массовые излияния платобазальтов, покрывших сушу и дно океана от Гренландии до Шотландии.

В районе Карибского моря поздний мел и ранний палеоген были временем бурного развития Антильской геосинклинали. Период погружений сменился орогенным периодом, который характеризовался тангенциальными деформациями, интрузиями гранитоидов и воздыманием Антильского хребта. Ранний базальтовый вулканизм сменился андезитовым. Дно котловин, созданных ранее, продолжало погружаться при одновременном раздвижении плит Северной и Южной Америки, что отмечено надвигами в сторону Багамско-Флоридской платформы на севере и Южно-Американской на юге. Сформировавшаяся при этом Карибская плита испытывала движение к востоку — навстречу противоположно направленного движения дна Атлантического океана. В результате по восточной окраине Антильской дуги образовалась зона Заварицкого—Беньофа и заложился глубоководный желоб Пуэрто-Рико. В тылу Кубинского орогена раскрылась Юкатанская котловина; в эоцене при движении дуги Малых Антильских островов к востоку в ее тылу появилась котловина Гренада. В целом ранний палеоген в пределах Карибской плиты характеризуется преобладанием годизонтальных движений [27].

Сходная ситуация создалась в районе моря Скоша. Вдоль сформировавшейся ранее геосинклинали в позднем мелу и раннем палеогене проявились орогенные движения, приведшие к воздыманию Южно-Антильского хребта и к погружению котловины моря. Общее движение дна моря к востоку при встречном перемещении дна океана обусловило возникновение зоны Заварицкого—Беньофа и Южно-Сандвичева глубоководного желоба. Рифтовая зона, существовавшая здесь ранее, отмерла, но граница между Южно-Американской и Антарктической плитами сохранилась в виде системы трансформных разломов Конрада.

ИНДИИСКИИ ОКЕАН

В Индийском океане в позднем мелу началось раскрытие его западной части и быстрое движение Индийской плиты к северсеверо-востоку — к своему современному положению, хотя до этого она двигалась к северо-западу. Такое изменение движения было вызвано перестройками рифтовых зон и возникновением новых осей раздвижения. К югу от Индийской плиты произошел перескок оси раздвижения от северо-восточной ориентировки к субширотной, что зафиксировано в простирании мезозойских магнитных аномалий между Австралией и Индией. Между Индийской плитой и Ма-

дагаскаром, который отделился от Африки глубоким предконтинентальным прогибом, появилась новая рифтовая зона — предшественница современных Западно-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов. Совместное действие этих осей раздвижения вызвало изменение и, очевидно, значительное ускорение (до 17 см/год) перемещения Индийской плиты. С востока и запада плиту ограничивали трансформные разломы, вдоль которых она скользила. Сдвиговые деформации и блоковые движения здесь привели к формированию в дальнейшем глыбовых хребтов Восточно-Индийского и Меррея.

Рифтовая зона, проходившая к югу от Индийской плиты, продолжалась далее к северо-востоку до системы трансформных разломов в восточной части океана Тетис. Австралия в это время все еще соединялась с Антарктидой, составляя с ней единую плиту. Однако в начале эоцена они разделились; здесь сформировались новая ось раздвижения и рифтовая зона, давшая начало развитию Австрало-Антарктического поднятия. Произошло раскрытие юговосточной части Индийского океана и соединение его с Тихим океаном в этом районе. К концу эоцена ширина Индийского океана между Австралией и Антарктидой достигла более 500 км.

В связи с движением Австралии к северу стала постепенно затухать активность рифтовой зоны между нею и Индийской плитой, хотя в конце эоцена эта зона еще продолжала действовать, так как Индия двигалась к северу быстрее, чем Австралия. К этому времени Индийская плита уже приблизилась к Евразийской и удалилась от Антарктиды более чем на 6500 км. Индийский океан приобрел близкие к современным очертания, на его дне сформировалась система срединно-океанических хребтов, существующая ныне.

Гребпи срединно-океанических хребтов, как и в других океанах, располагались на глубинах около 2,5—2,7 км, испытывая лишь локальные колебания, вызванные неравномерностью процессов подъема глубинного вещества и генерации новой океанической коры. В обе стороны от хребтов в соответствии с погружением литосферных плит формировались фланги хребтов и океанические котловины. В меловом периоде дно новообразованного Индийского океана было занято в основном структурами срединно-океанических хребтов, но в палеогене здесь появились океанические котловины, особенно в центральной и западной частях океана, где глубины достигали 4000—4500 м; глубины вблизи континентальных окраин Африки и Антарктиды доходили до 5000 м. Это подтверждается как расчетами темпов вертикальных движений, так и материалами глубоководного бурения, особенно данными по карбонатности палеогеновых отложений.

Одновременно происходило формирование сводово-глыбовых и вулканических поднятий Индийского океана. Глыбовые хребты Меррея и Восточно-Индийский, как отмечалось выше, возникли вдоль трансформных разломов, направлявших движение Индийской плиты к северу. Мощные излияния базальтовых лав, диффе-

ренцированные вертикальные движения и сбросы обусловили глыбовое строение этих линейно вытянутых хребтов. Маскаренский и Мальдивский хребты также протянулись на значительное расстояние, располагаясь по обеим сторонам от Аравийско-Индийского хребта. Вполне возможно, что они зародились в рифтовой зоне в конце мелового периода как результат интенсивных излияний базальтов и вертикальных глыбовых движений, а простирание их было обусловлено наличием трансформных разломов, тоже связанных с движением Индийской плиты. Впрочем, существует также предположение, что Маскаренский хребет, выгнутый к востоку, является реликтом позднемеловой или раннепалеогеновой островной дуги, возникшей перед фронтом микроконтинентов Мадагаскара и Сейшельской банки в результате поддвига под них дна Индийского океана. Однако доказательств этому пока не обнаружено.

Еще одна пара крупных глыбовых морфоструктур — поднятие Кергелен и Западно-Австралийский хребет — располагаются с обеих сторон от Центральноиндийского хребта. Учитывая их структуру, возраст и вулканогенную природу фундамента, можно полагать, что они, как и большинство других аналогичных поднятий, зародились и сформировались в рифтовой зоне в начале палеогена, испытав при этом довольно значительное воздымание и образовав единую вулкано-тектоническую морфоструктуру. Затем в процессе раздвижения дна океана эта морфоструктура раскололась на две части, которые стали удаляться от рифтовой зоны, одновременно погружаясь вместе с литосферными плитами.

Вдоль континентальных окраин раздвигающихся Африканской, Антарктической, Австралийской и Индийской плит в результате погружений формировались предконтинентальные прогибы, которые в палеогене были выполнены мощной толщей осадков, преимущественно терригенных. Отделившиеся от окраин и перекрытые осадками блоки континентальной коры послужили основой для создания краевых плато, таких как Эксмут и Натуралиста у западного побережья Австралии, Мозамбикское у юго-восточного побережья Африки. Значительно удалились от Африканской плиты микроконтиненты Мадагаскара и Сейшельской банки. Не исключено, что эти микроконтиненты были увлечены интенсивным движением Индийской плиты. Образование глубокого прогиба, отделившего их от Африки, сопровождалось разломами и сопутствующими проявлениями вулканической деятельности, в результате чего возникли острова Коморские, Европа и другие, а также группы подводных гор. Однако после появления рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта и особенно вследствие нарастания активности процессов раздвижения в раннем палеогене Мадагаскар начал снова сближаться с Африкой.

ОКЕАН ТЕТИС

Океан Тетис в позднем мелу и раннем палеогене последовательно сокращал свои размеры из-за сближения Африки и Индии

с Евразией. Вдоль северной периферии Тетиса существовала практически непрерывная цепь вулканических островных дуг и зон поглощения, которые прослеживаются в настоящее время по полям развития андезитов, встречающихся на всем протяжении от Южной Европы до Гималаев. По южной периферии Тетиса, напротив, протягивались пассивные континентальные окраины Африки и Индостана, где накапливались мощные толщи осадочного материала. Восточная часть океана в позднем мелу была еще достаточно общирна, а в западной части при сближении Африки и Европы произошли первые столкновения их с микроплитами, находившимися внутри Тетиса. Это проявилось в формировании складчатых структур в Альпах, Апеннинах, на Балканском полуострове и в Южном Иране. Следы прежней океанической коры видны сейчас в офиолитах Кипра и Омана [18].

В раннем палеогене продолжалось сближение континентов и постепенное закрытие океана Тетис, хотя еще в конце эоцена его ширина в районе Ирана составляла около 450 км, а севернее Индостана до 1000 км. Западная часть океана, подобно современному Средиземному морю, представляла собой ряд котловин, где размещалась целая система микроплит. Большая их часть затем соединилась с Евразийской плитой, образовав п-ова Апеннинский, Балканский, Малая Азия, но некоторые блоки, такие как Корсика, Сардиния, Кипр, остались в пределах котловин. Восточная часть Тетиса, возможно, в это время имела аналогичную структуру, но так как поэже она полностью закрылась, то восстановить ее морфологию сейчас затруднительно.

На восточной границе Тетиса уже в меловом периоде в результате раздвижения дна океана происходил поддвиг океанических плит под континентальные плиты Австралии (с Новой Гвинеей) и Индокитая. В палеогене в связи с движением Австралии к северу рифтовая зона океана Тетис отмерла и дно его также стало перемещаться в этом направлении, поглощаясь в зоне Заварицкого—Беньофа под системой островных дуг Зондского архипелага. В конце эоцена океанический проход из Индийского океана в Тихий к северу от Австралии еще продолжал существовать, хотя заметно сузился; связь же Индийского океана с Тетисом практически прекратилась из-за сближения Индостана с Евразией.

ТИХИЙ ОКЕАН

Тихий океан продолжал сокращать свои размеры вследствие надвигания на него континентов почти со всех сторон. Рифтовые зоны и срединно-океанические хребты испытывали перестройки, связанные с изменением геометрии движения литосферных плит. В конце мелового периода ось главного срединно-океанического хребта проходила с севера на юг примерно посредине океана. Здесь существовали две точки тройного сочленения: одна на севере, где соединялись плиты Кула, Тихоокеанская и Фаралон, и вторая на юге, где с двумя последними соединялась Западно-Ан-

тарктическая плита, отделившаяся в то время от остальной части Антарктиды. На севере ответвления рифтовых зон отходили в направлении Японии и Аляски, а на юге — к оконечности Южной Америки и в пространство между Антарктидой и Новозеландским плато.

Огибая плато, эта ветвь продолжалась далее в Тасмановом море, где в конце мела, как показывают полосовые магнитные аномалии, началось раздвижение океанического дна, которое отделило Новозеландское плато вместе с хребтами Лорд-Хау и Норфолк от Австралии и Антарктиды [80]. Под влиянием этих осей раздвижения Новозеландское плато двигалось к северу, переместившись к середине палеоцена до своего современного положения. В палеогене, как указано выше, началось отделение Австралии от Антарктиды и формирование рифтовой зоны Австрало-Антарктического поднятия; эта рифтовая зона затем соединилась с южной ветвью срединно-океанического хребта Тихого океана. В результате рифтогенез в Тасмановом море стал затухать и затем прекратился. В конце палеоцена под действием оси раздвижения Тихоокеанского хребта Новозеландское плато снова соединилось с Австралией и, по-видимому, вместе с ней вошло в состав Тихоокеанской плиты.

В связи с близостью Австрало-Новозеландского района к Антарктиде и вследствие значительных размеров плиты Кула, расположенной в северной части океана, в позднем мелу Тихоокеанская плита находилась заметно южнее своего современного положения. Например, возвышенность Шатского согласно данным глубоководного бурения располагалась примерно на 15° с. ш. (против 40° с. ш. в настоящее время), и здесь отлагались теплолюбивые формы планктонных фораминифер. Позднее плита Кула двигалась к северу, поглощаясь под Чукотским и Аляскинским блоками континентальных плит. Вслед за ней перемещались японская ветвь оси раздвижения и Тихоокеанская плита, увлекая за собой на юге Новозеландское плато. Плита Фаралон, наращиваясь вдоль оси раздвижения, постоянно шла на восток и северо-восток, поглощаясь под надвигавшимися на нее плитами Северной и Южной Америки. Тихоокеанская плита кроме перемещения к северу одновременно испытывала движение на запад, где поглощалась под островными дугами Евразии, так что результирующее направление ее дрейфа было северо-западным.

К концу эоцена от плиты Кула в пределах океана остались только районы Аляскинского залива и котловины Берингова моря. Значительно сократилась в размерах плита Фаралон, особенно около п-ова Калифорния. Она раскололась на две части — плиты Ванкувер и Гуадалупе, от которой в миоцене отделилась плита Кокос. В связи со всем этим срединно-океанический хребет Тихого океана сместился с прежнего — действительно срединного — положения и приблизился к континентам Северной и Южной Америки.

В течение всего периода своего развития гребневые зоны срединно-океанических хребтов Тихого океана находились примерно

на одном и том же батиметрическом уровне (глубина 2,5—3,0 км), испытывая локальные воздымания или опускания в связи с неравномерностью процессов подъема астеносферного диапира. В обе стороны от гребневых зон поверхность дна океана по мере раздвижения постоянно погружалась, образуя фланги хребтов и океанические котловины. Вследствие высоких скоростей раздвижения в позднем мелу, превышающих современные примерно в 2 раза, темпы погружения дна были меньше. Поэтому дно котловин, созданных в этот период, также должно было находиться на меньших глубинах, не превышающих, по-видимому, 4500 м. Однако более древние котловины в западной части океана, образовавшиеся в юрском периоде и еще не поглощенные в зонах Заварицкого—Беньофа, имели глубины более 5000 м.

В пределах плит Кула и Фаралон, размеры которых сокращались из-за поглощения под континентами Северной и Южной Америки, глубины дна котловии постепенно уменьшались. Эта тенденция стала особенно заметной в раннем палеогене. К концу эоцена глубины дна котловин на большей части плиты Кула и в северной части плиты Фаралон стали менее 4000 м, а в районе Калифорнии — даже менее 3000 м, чему способствовало (кроме сближения с континентом) усиленное накопление осадочного материала, сносимого с континентальной окраины.

Многочисленные сводово-глыбовые поднятия, вулканические массивы и валы, расположенные на дне Тихого океана в пределах мезозойско-палеогеновых частей плит, зарождались и формировались, как и в других океанах, в основном в рифтовых зонах. На это указывают структура, состав и возраст пород фундамента, залегание и возраст ненарушенного осадочного чехла, положение этих морфоструктур относительно осей раздвижения. Одни поднятия, такие как возвышенности Шатского, Хесса, Магеллана, Манихики, формировались в рифтовых зонах в виде обширных вулкано-тектонических плато в результате массовых излияний лав и вертикальных движений над аномально активными областями расширения астеносферы. Другие — хребты Гавайский, Лайн и, возможно, западная часть хр. Маркус-Неккер, — вытянутые вдоль простирания древних рифтовых зон, образовались в виде высоких гребней (или систем гряд) на участках с повышенной интенсивностью подъема астеносферного вещества, т. е. являются аномально поднятыми отрезками рифтовых зон. Третьи — хребты Императорский, Наска, Маккуори и, возможно, цепи вулканических гор и островов Туамоту, Тубуаи, Общества, — протягивающиеся вкрест простирания рифтовых зон, сформировались как вулкано-тектонические морфоструктуры вдоль трансформных разломов.

После своего образования все сводово-глыбовые и вулканические поднятия стали перемещаться вместе с литосферными плитами в обе стороны от рифтовых зон, одновременно погружаясь и перекрываясь осадочным чехлом. Часть из них остались тектонически пассивными морфоструктурами, но многие испытали некоторые перестройки, главным образом раздробление системами

разломов. Это было связано, очевидно, с происходившими в течение позднего мела и палеогена изменениями геометрии движения литосферных плит, что вызывало возникновение и разрядку различных напряжений не только на границах, но и внутри плит. Появление дополнительных разломов вело к обновлению вулканической деятельности и к формированию многочисленных вулканических гор, островов и целых массивов на дне Тихого океана, особенно широко распространенных в пределах меловой и раннепалеогеновой частей Тихоокеанской плиты.

Сложная картина развития морфоструктур намечается в обрамлении Тихого океана. В мелу в результате встречного движения произошло столкновение Чукотки и Аляски, что вызвало появление мезозойских складчатых сооружений. В позднем мелу вдоль всей восточной периферии Азии протягивалась активная континентальная окраина, следы которой видны в вулкано-плутонических поясах на Чукотке, в районе Охотского моря, в Японии, Корее и Юго-Восточном Китае. Располагающиеся с внешней стороны этих поясов прогибы являются, очевидно, реликтами позднемеловых глубоководных желобов. Известково-щелочные вулканические комплексы Корякского нагорья, Камчатки и Хоккайдо указывают на существование в то время системы островных дуг, в тылу которых находилась, по-видимому, субокеаническая плита; ее следы видны в офиолитах Сахалина и Хоккайдо [36]. В конце мелового периода эта плита была поглощена в результате надвигания к востоку Евразийского континента.

В раннем палеогене сформировалась в основном существующая до настоящего времени система зон поглощения на всем протяжении от Камчатки через Японию до Филиппинских островов, хотя отдельные изменения в процессе развития дна океана здесь происходили. В Беринговом море предполагается возникновение островных дуг, выраженных теперь подводными хребтами Ширшова и Бауэрс.

В юго-западной части Тихого океана в раннем палеогене явно выраженных зон поглощения, по-видимому, не было, так как Австралия вместе с Новозеландским плато соединялись с Тихоокеанской плитой. Однако вдоль северного края Австралийско-Новозеландского района сформировались островные дуги, где происходил поддвиг либо континентальной плиты с юга (например, в Новой Гвинее и Новой Каледонии), либо океанической плиты с севера (в районе островов Фиджи). Это устанавливается по распространению эоценовых известково-щелочных комплексов в Меланезии и по наклону зон Заварицкого—Беньофа в разных районах [18].

Вдоль восточного обрамления Тихого океана в позднемеловое время сформировались активные континентальные окраины, поглотившие прежние островные дуги. Они отмечаются вулканическими поясами и гранитоидными интрузиями, развитыми, например, у западного побережья США, Мексики, Чили. Возможно, что в это время западная часть Северной Америки была отделена от осталь-

ной территории континента глубоким прогибом, где существовало мезозойское море; на это указывают соответствующие отложения в Скалистых горах. На севере этот прогиб, вероятно, соединялся с рифтовой зоной хр. Менделеева. В раннем палеогене в результате движения континента к западу и тангенциального сжатия море закрылось, здесь образовался складчатый пояс Скалистых гор и континент снова стал единым.

В то же время продолжали развиваться активные континентальные окраины и зоны поглощения вдоль всего протяжения западных побережий обоих континентов. В Северной Америке начали формироваться палеогеновые известково-щелочные вулканические комплексы Провинции бассейнов и хребтов Калифорнии. На севере зона поглощения протягивалась к п-ову Аляска и далее по хребтам Бауэрс и Ширшова. В Южной Америке продолжали внедряться гранитные интрузии, слагающие огромный Андийский батолит [42].

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП

С олигоцена наступает неотектонический этап развития поверхности Земли, во время которого создается современный морфоструктурный план континентов и дна океанов, хотя основы его заложились на предыдущем этапе. Неотектонические движения, как правило, являются унаследованными от более древних, что подчеркивает последовательное формирование и развитие дна океанов в течение мезо-кайнозойского цикла раздвижения литосферных плит. В неогене происходит окончательное создание и моделирование современного подводного рельефа, дальнейшее расширение и углубление дна Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, а также сокращение площади Тихого океана, оформление существующих в настоящее время систем наращивания и поглощения плит — срединно-океанических хребтов, активных континентальных окраин и островных дуг (рис. 63).

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

В Северном Ледовитом океане окончательно сформировались Евразийский и Норвежско-Гренландский бассейны со срединноокеаническими хребтами Гаккеля, Книповича, Мона и Колбейнсей. В юго-восточной части Евразийского бассейна океаническая рифтовая зона вышла на сушу и продолжилась далее по Момскому континентальному рифту в сторону Охотского моря. В районе между Шпицбергеном и Гренландией в олигоцене континентальные окраины были сближены и океанического прохода не существовало. Связь между хребтами Гаккеля и Книповича осуществлялась через крупный трансформный разлом, вдоль которого Шпицберген перемещался относительно Гренландии на юго-восток. В миоцене континентальные окраины раздвинулись, образо-

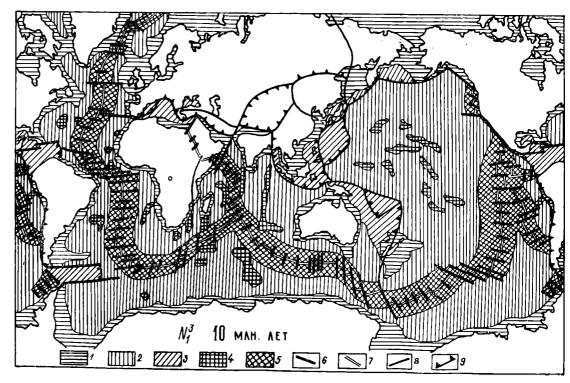


Рис. 63. Палеоморфоструктурная схема Мирового океана для позднего миоцена. Усл. обозначения см. па рис. 61.

вав проход с океанической корой из Евразийского бассейна в Норвежско-Гренландский.

В Норвежском море в миоцене произошел перескок оси раздвижения от хр. Эгир к западу в район хр. Колбейнсей, в результате чего Исландское плато полностью отделилось от континентальной окраины Гренландии. Рифтовая зона хр. Эгир стала отмирать, погружаться и перекрываться осадочным чехлом. Проявились активные движения и вулканические излияния вдоль трансформного разлома Ян-Майен, приведшие к формированию вулканического плато и вулканических гор в этом районе. Так как хр. Колбейнсей лишь сравнительно недавно возник между двумя континентальными глыбами, то его гребень еще не достиг обычных для океанических рифтовых зон глубин и находится на глубине около 1,5 км. В то же время гребни хребтов Мона, Книповича, Гаккеля располагаются на обычных океанических глубинах, испытывая региопальные колебания от 2,0—2,5 до 2,5—3,0 км.

Соответствующим образом формировались океанические котловины, причем в Евразийском бассейне их глубины оказались более значительными, чем в Норвежско-Гренландском. Заметную роль играло также накопление осадочного материала, которое благодаря относительно небольшим размерам бассейнов и близости областей сноса было весьма эффективным. Накопление привело к образованию наклонных равнин аккумулятивных шлейфов на месте прежних предконтинентальных прогибов и плоских абиссальных равнин океанических котловин, где рельеф фундамента оказался почти полностью погребенным.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Атлантический океан развивался в позднем палеогене и неогене без существенных тектонических перестроек. Рифтовая зона почти на всем протяжении продолжала оставаться на глубинах около 2,5 км, местами несколько воздымаясь или погружаясь из-за неравномерности процессов подъема глубинного вещества. Особенно интенсивный подъем мантийного диапира и массовые излияния базальтовых лав происходили в районе Исландии, где располагался своего рода фокус расширения астеносферы. Излияния начались еще в палеогене и продолжались в неогене, образовав крупный вулканический массив, где рифтовая зона вышла на поверхность суши. В связи с общим подъемом дна океана вокруг Исландии глубины гребня хр. Рейкьянес заметно меньше океанических, они постепенно увеличиваются к юго-западу от 1 до 2 км.

Другой крупной вулкано-тектонической морфоструктурой в пределах Атлантического срединно-океанического хребта, созданной в неогене, является Азорское плато с многочисленными вулканическими островами и подводными горами, осложненное различно ориентированными разломами. Вулканические плато меньших масштабов, формирование которых обусловлено теми же причи-

нами, располагаются в районах островов Св. Елены и Тристанда-Кунья.

Скорости раздвижения дна Атлантического оксана на неотектоническом этапе были почти постоянными или слегка увеличивались к концу неогена. Согласно расчетам в настоящее время Европа удаляется относительно Северной Америки по азимуту 110°, Африка от Южной Америки — по азимуту 70°, Африка от Антарктиды — по азимуту 47°.

Продолжалось формирование в рифтовой зоне блоково-грядового рельефа поверхности фундамента с последующим перемещением его в обе стороны от оси раздвижения. Погружение литосферных плит по мере удаления от рифтовой зоны приводило к углублению созданных ранее океанических котловин, но на этот процесс накладывалось накопление осадочного чехла, ограничивающее пределы увеличения глубин. Судя по составу кайнозойских отложений в скважинах глубоководного бурения, большинство котловин Атлантического океана южнее разлома Гиббс в олигоцене и неогене пересекли рубеж критической глубины растворения карбонатов и достигли глубин 5000—5500 м. Севернее разлома Гиббс дно котловин располагается на глубинах менее 4000 м, что обусловлено геологической молодостью района и повышенными мощностями осадков в связи с близостью источников сноса.

Сводово-глыбовые поднятия и вулканические массивы, созданные на предыдущем этапе, практически не подвергались значительным тектоническим перестройкам; происходили только локальные подвижки и сбросы, а также проявления вулканической деятельности. Поверхность поднятий, как и дна котловин, перекрывалась осадочным чехлом, преимущественно карбонатными отложениями. Их мощность к концу этапа стала достаточной, чтобы почти полностью выровнять первичный блоково-грядовый рельеф поверхности фундамента. Только отдельные вулканические горы, в том числе и острова, протыкая осадочный чехол, продолжали возвышаться над поверхностью океанических поднятий и дна котловин.

На континентальных окраинах, где к началу неотектонического этапа образовались эпиконтинентальные платформы, продолжались дифференцированные вертикальные движения, преимущественно погружение различной интенсивности. Это привело к накоплению олигоцен-неогеновых отложений, перекрывших эпиконтинентальные платформы и предконтинентальные прогибы. Последние уже были целиком заполнены осадками и поэтому не служили, как раньше, препятствием для свободного переноса осадочного материала с континентальных окраин на ложе океана. В результате здесь произошла инверсия подводного рельефа от желобов к наклонным равнинам аккумулятивных шлейфов.

Поверхность континентальных склонов в зависимости от их крутизны и степени воздействия экзогенных факторов (течения, оползни, мутьевые потоки) либо представляла собой область аккумуляции осадков и постепенно выполаживалась, либо подвергалась

размыву и приобретала долинно-глыбовое расчленение. Однако первоначальной причиной сложного расчленения континентального склона, несомненно, были дифференцированные тектонические движения и разрывные дислокации. Наиболее интенсивно такие процессы протекали в районах, где на фоне общего погружения континентальных окраин происходили локальные движения обратного знака. Как известно, дифференцированные поднятия прибрежных районов суши, захватившие частично и шельфы, отмечены в областях развития докембрийской и каледонской складчатостей. Здесь поверхность фундамента на шельфе местами либо обнажается, либо прикрыта тонким слоем осадков, а в зоне континентального склона она обрывается по сериям сбросов.

В плейстоцене шельфы гляциальных областей подверглись воздействию ледников, которые окончательно создали характерное расчленение шельфов системами продольных и поперечных желобов. Остальные шельфовые районы океана в связи с колебаниями его уровня прошли стадию субаэрального развития с формированием долинного расчленения речными системами, а также подверглись абразионно-аккумулятивному выравниванию во время трансгрессий.

В районе Карибского моря на неотектоническом этапе явно стали преобладать вертикальные тектонические движения, хотя горизонтальные смещения продолжаются до настоящего времени. В олигоцене островная дуга испытала энергичное воздымание, сменившееся в миоцене периодом покоя, денудационного выравнивания и отложения известняков. В конце миоцена началась новая фаза поднятий, сопровождавшихся интенсивным вулканизмом. На юго-западе Карибской плиты сформировался Панамский перешеек, отделивший ее от Тихого океана. Происходило также погружение котловин моря, в которое были вовлечены хребты и пороги.

Одновременное поднятие прибрежных районов Центральной и Южной Америки привело к интенсивному сносу осадочного материала и к накоплению турбидитов в зонах краевых прогибов. В плиоцене завершилось заполнение осадками южного продолжения желоба Пуэрто-Рико, начавшееся еще в конце мела. В результате тангенциального сжатия здесь произошла инверсия рельефа и образовался Барбадосский хребет. Сходное развитие морфоструктуры наблюдается в Южно-Антильской переходной зоне, точнее — в ее восточной части. В западной же части, в отличие от Карибского моря, не сформировался перешеек суши в тылу двигавшейся на восток плиты и сюда вторглась окраинная часть ложа Тихого океана — плита Алук.

ИНДИИСКИЙ ОКЕАН

В Индийском океане на неотектоническом этапе произошли более существенные тектонические перестройки. В олигоцене наконец полностью отмерла ось раздвижения между Индийской плитой и Австралией и они объединились в единую плиту, существу-

ющую до настоящего времени. Произошло столкновение Индии с Евразией, в результате чего в Центральной Азии образовалось несколько микроплит, начавших взаимодействовать друг с другом с формированием складчатых поясов, из которых наиболее значительными являются Гималаи и Тянь-Шань. Австралия вместе с Новой Гвинеей вошла в тесное соприкосновение с районом Зондской островной дуги, где происходило поглощение двигавшейся к северу илиты и формирование неогеновых деформаций.

Началось раздвижение в районах Аденского залива и Красного моря с образованием на их месте первичных прогибов и грабенов. В результате Аравийский полуостров выделился в самостоятельную плиту, двигавшуюся к северо-востоку. Произошло заложение Восточно-Африканской рифтовой системы, соединившейся в точке тройного сочленения Афар с рифтами Аденского залива и Красного моря. В неогене раздвижение в этих районах стало более интенсивным. Разрыв континентальной коры и начало формирования океанических рифтовых зон в Аденском заливе относятся к миоцену, а в Красном море — к плиоцену.

В олигоцене и миоцене полностью определилась ныне существующая система рифтовых зон и срединно-океанических хребтов. На большей части хребтов гребни располагались на глубинах около 2,5 км, но местами вследствие усиленных притоков астеносферного вещества, сопутствующих вертикальных тектонических движений и массового вулканизма образовались приподнятые вулкано-тектонические плато и массивы, такие как Центральный массив, плато Крозе и Амстердам. В других районах, наоборот, наблюдался ослабленный приток глубинного вещества и понижение уровня гребней хребтов, например юго-западнее плато Крозе или в восточной части Австрало-Антарктического поднятия.

Формирующийся в рифтовых зонах блоково-грядовый рельеф поверхности фундамента все более распространялся в обе стороны ст оси раздвижения, одновременно погружаясь вместе с литосферными плитами и перекрываясь осадочным чехлом. В олигоцене и миоцене большинство котловин, как свидетельствуют данные глубоководного бурения, пересекли рубеж критической глубины растворения карбонатов; глубины их стали превышать 5000 м. Мощность осадочного чехла в котловинах, удаленных от рифтовых зон и находящихся вблизи континентальных окраин, стала значительной, так что первичный рельеф здесь оказался почти полностью захороненным. Однако крупные сводово-глыбовые поднятия, хотя и перекрытые осадками, продолжают выделяться в подводном рельефе, а вулканические подводные горы и острова, протыкающие осадочный чехол, являются выступами фундамента, выходящими на поверхность дна океана.

На континентальных окраинах, как и в Атлантическом океане, продолжали формироваться эпикоптинентальные платформы, ограниченные с внешних краев флексурами или системами сбросов. Первичное тектоническое расчленение либо нивелировалось в результате усиленного осадконакопления, либо сохранялось и обнов-

лялось в условиях подводной эрозии под действием различных экзогенных факторов. Предконтинентальные прогибы оказались целиком заполненными осадками, и на их месте формировались наклонные равнины аккумулятивных шлейфов.

ОКЕАН ТЕТИС

Океан Тетис в олигоцене практически прекратил свое существование. Его восточная часть полностью закрылась в результате столкновения Индийской плиты с Евразийской, а также сближения Аравийской и Анатолийской микроплит. Здесь сформировались молодые складчатые пояса, поглотившие прежнюю океаническую кору. Западная часть Тетиса сильно сократилась и из океана превратилась в Средиземноморскую область отдельных субокеанических котловин, разделенных микроплитами в виде островов, подводных порогов и глыбовых подиятий.

К концу олигоцена глубоководный бассейн с океанической (или субокеанической) корой существовал, очевидно, лишь в восточной части Средиземного моря, где под давлением Африканского континента дно его постепенно поддвигалось под Крито-Родосскую островную дугу. Началось также погружение дна Черного моря, представлявшего собой до этого мелководный бассейн. В западной части Средиземного моря район гор Атлас (Северная Африка) сблизился с Пиренейским и Апеннинским полуостровами, так что Сицилия, Сардиния и Корсика оказались прижатыми к побережью Франции, на что указывают палеомагнитные данные.

На месте Алжиро-Прованского бассейна находились, вероятно, пебольшие котловины. Однако в миоцене, судя по данным глубоководного бурения, началось растяжение земной коры и углубление Алжиро-Прованского бассейна с отделением островов от континентального массива Европы. Причиной растяжения могли быть восходящие мантийные потоки (как это происходит сейчас в окраинных морях Тихого океана). В результате образовался ныне существующий глубоководный бассейн в западной части Средиземного моря и произошли надвиги в складчатых структурах Южной Европы и Северной Африки. Сближение Пиренейского полуострова с Африкой привело к отделению Средиземного моря от океана, к снижению его уровня из-за повышенного испарения и к накоплению мощных миоценовых эвапоритовых толщ, вскрытых при глубоководном бурении. В плиоцене связь Средиземного моря с океаном через Гибралтарский пролив восстановилась [17].

В позднем миоцене и плиоцене продолжалось сближение Евразии с Африканской, Аравийской и Индийской плитами. За последние 10 млн. лет это сближение составило от 100 км на западе до 400 км на востоке. На западе происходило поглощение Африканской плиты под Калабрийско-Сицилийской и Крито-Родосской островными дугами и одновременное формирование молодых складчатых и надвиговых структур как в Европе, так и в Африке. В тылу островных дуг формируются молодые котловины — Алжи-

ро-Прованский бассейн и южная часть Эгейского моря. Идет активное погружение дна Черного моря и превращение его в глубоководную котловину.

ТИХИЙ ОКЕАН

В Тихом океане на неотектоническом этапе также осуществлялись довольно значительные тектонические перестройки и создавались новые морфоструктуры, которые, правда, не изменили его общего плана. В олигоцене рифтовая зона срединно-океанического хребта непрерывно протягивалась в восточной части океана от зал. Аляска на юг до 50° ю. ш., где главная ветвь поворачивала на юго-запад, соединяясь с Австрало-Антарктическим поднятием, а другая ветвь направлялась на юго-восток — в район пролива Дрейка.

Северная часть рифтовой зоны в результате надвигания континента Северной Америки приблизилась к нему и в позднем олигоцене начала постепенно поглощаться. В миоцене весь отрезок рифтовой зоны севернее Калифорнийского залива был перекрыт континентом; здесь сформировались рифтовые структуры в виде системы грабенов и горстов с проявлениями вулканизма. Плита Кула при этом полностью исчезла, за исключением ее реликта в котловине Берингова моря. В конце миоцена севернее разлома Мендосино, где существовала точка тройного сочленения, к запалу от края континента появилась новая ось раздвижения, вдоль которой возникли хребты Горда и Хуан-де-Фука. Поэтому здесь в это время, в отличие от предыдущего периода, началось отодвигание Северо-Американской плиты от Тихоокеанской, вернее — отставание ее при общем перемещении к северо-западу.

В экваториальной зоне происходили сложные перестройки рифтовых зон и осей раздвижения, связанные с дифференцированными движениями нескольких литосферных плит, сочленяющихся в этом районе [80]. В олигоцене возникли две тройные точки — одна на экваторе, другая несколько южнее его, от которых протянулись соответственно на восток и юго-восток Галапагосская и Чилийская рифтовые зоны. Плита Фаралон, северная часть которой оказалась полностью поглощенной под континентом Северной Америки, южнее сохранилась в виде плит Кокос и Наска, разделенных Галапагосским рифтом. Темпы раздвижения от этого рифта, очевидно, возрастали к востоку, о чем свидетельствуют расходящиеся веером вулкано-глыбовые хребты Кокос и Карнеги, сформировавшиеся в рифтовой зоне и затем переместившиеся до своего современного положения.

Чилийская рифтовая зона в олигоцене и миоцене протягивалась вдоль современных Южно-Галапагосского и Чилийского поднятий, а севернее, слившись с рифтовой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия, она шла вдоль гор Математиков и соединялась с рифтом Калифорнийского залива через трансформный разлом. В конце миоцена здесь возникла новая ось раздвижения, восточ-

нее прежней, направлявшаяся почти прямо из Калифорнийского залива на юг, по простиранию современной рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. В связи с этим прежняя рифтовая зона в районе гор Математиков и Южно-Галапагосского поднятия стала отмирать, а рифтовая зона Чилийского поднятия соединилась с Восточно-Тихоокеанской через трансформный разлом Челленджер. Все эти перестройки рифтовых зон достаточно хорошо отражены в расположении и простирании полосовых магнитных аномалий соответствующего возраста.

В юго-восточной части Тихого океана с олигоцена действовала ось раздвижения, протягивающаяся из моря Беллинсгаузена в пролив Дрейка, где через трансформный разлом она соединялась с Чилийской рифтовой зоной. Располагавшаяся к востоку от нее плита Алук частично поглощалась под Антарктическим полуостровом, частично обусловливала движение дна моря Скоша в восточном направлении. С конца миоцена эта ось раздвижения начинает отмирать, и в настоящее время здесь наблюдаются слабые горизонтальные движения в сторону Антарктической плиты.

В южной части Тихого океана рифтовая зона и Южно-Тихоокеанское поднятие в целом, сформировавшиеся ранее, на неотектоническом этапе практически не претерпевали тектонических перестроек и активно развивались вплоть до настоящего времени. Это обусловило непрерывное раздвижение Тихоокеанской и Антарктической плит. Существовавшая ранее Западно-Антарктическая плита уже в начале олигоцена соединилась с континентом и представляла далее с ним единое целое. В связи с объединением Австралийской и Индийской плит в миоцене вдоль молодых структур Новой Зеландии и хр. Маккуори образовалась новая граница скольжения, отделившая от них Тихоокеанскую плиту, к которой теперь стало относиться только Новозеландское плато.

Гребни срединно-океанических хребтов Тихого океана независимо от перестроек осей раздвижения на неотектоническом этапе, как и раньше, находились в основном на глубинах около 2,5—3,0 км, местами поднимаясь выше этого уровня. Наиболее значительным поднятием, сформировавшимся в плиоцене, является вулканический массив Галапагосских островов, где вулканическая деятельность продолжается до сих пор. Аналогичное поднятие меньшего масштаба располагается в районе о. Пасхи.

Так как скорости раздвижения дна Тихого океана на неотектоническом этапе замедлились, то погружение литосферных плит в обе стороны от рифтовых зон и углубление дна котловин осуществлялись более значительными темпами. Кроме того, влияние осадочного чехла по сравнению с другими океанами здесь было заметно меньше вследствие больших размеров океанического ложа и барьерного эффекта островных дуг и систем глубоководных желобов, задерживающих осадочный материал, сносимый с суши. Это видно по сравнительно небольшим мощностям осадков, в основном не более 0,5 км. В результате на огромных площадях дна океана глубины в котловинах оказались примерно одинаковыми — от 5000 до 5500 м. Только в северо-западной части океана, где сохранилась кора домелового возраста, глубины превышают 6000 м.

Сводово-глыбовые поднятия по мере удаления от рифтовых зон продолжали погружаться и перекрываться осадками. В ряде случаев мощность осадочного чехла на поднятиях оказалась больше, чем на прилегающих участках дна котловин, так как поднятия находились выше критической глубины растворения карбонатов, что способствовало интенсивному накоплению карбонатных осадков. В некоторых вулканических массивах продолжали действовать или появлялись новые питающие каналы по разломам, возникавшим из-за перестроек осей раздвижения и перемещения литосферных плит. Они обусловили активную вулканическую деятельность на ряде островов и на некоторых подводных горах. Остальные вулканические горы, прекратившие свое развитие, погружались вместе с дном котловин, хотя продолжали возвышаться на их поверхности, протыкая относительно маломощный осадочный чехол.

На неотектоническом этапе окончательно сформировалась система островных дуг по западной периферии океана и активных континентальных окраин по восточной периферии. В олигоцене, судя по возрасту слагающих пород, были заложены островные дуги Алеутская, Курило-Камчатская, Нампо, Марианская, окончательно оформились Японская и Филиппинская, продолжали активно развиваться заложенные ранее островные дуги Меланезии, Тонга, Кермадек. Алеутская дуга отделила мезозойскую Алеутскую котловину и палеогеновые дуги хребтов Ширшова и Бауэрс от ложа океана. В тылу возникших островных дуг в результате подъема астеносферного вещества и растяжения коры начали формироваться молодые котловины Охотского и Японского морей, а также Командорская котловина Берингова моря, что подтверждается данными глубоководного бурения.

В Филиппинской котловине в течение олигоцена действовала самостоятельная ось раздвижения, продолжавшаяся южнее — в Каролинской котловине. Наличие ее фиксируется соответствующими полосовыми магнитными аномалиями. Очевидно, это местное раздвижение дна котловины вызвало образование к востоку от нее новой зоны поглощения и островных дуг Нампо и Марианской с сопряженными глубоководными желобами. Располагающийся в их тылу хр. Кюсю-Палау, по-видимому, является реликтом более древней островной дуги. В миоцене раздвижение дна в Филиппинской котловине прекратилось, однако олигоценовые события оставили след в подводном рельефе в виде сильно расчлененной блоково-грядовой поверхности с малой мошностью осадочного чехла, типичной для ложа океана. В конце олигоцена возникли островные дуги и желоба Яп и Палау, которые отсекли Филиппинскую котловину от Каролинской, при этом Каролинская осталась в пределах Тихоокеанской плиты.

В миоцене и плиоцене по всей западной окраине Тихого океана протягивались островные дуги и зоны поглощения; они суще-

ствуют до настоящего времени. Происходили также некоторые тектонические перестройки и изменения, вызванные местными причинами. В миоцене временно активизировались дуги вдоль хребтов Ширшова и Бауэрс, возникла и затем отмерла островная дуга на месте Сахалина, под которую поддвигалась плита Охотского моря. Дуга Тонга-Кермандек соединялась с вулканической зоной западной части Новой Зеландии, тогда как восточная часть Новой Зеландии, относившаяся к Тихоокеанской плите, отстояла в то время примерно на 300 км к северо-востоку. Затем в результате поддвига плиты обе части Новой Зеландии соединились, образовав существующие ныне острова, что подтверждается палеомагнитными данными.

В плиоцене уже полностью были оформлены междуговые ложбины в тылу островных дуг Нампо-Марианской и Тонга-Кермадек. Возможной причиной этого было внедрение Тихоокеанской плиты вдоль границ скольжения на южном фланге первой дуги и на северном фланге второй далеко за пределы их тыловых частей, что вынуждало Филиппинскую и Фиджийскую микроплиты смещаться относительно дуг к западу. К этому же времени относится заложение зоны поглощения глубоководного желоба Нансей по северозападному краю Филиппинской котловины, а также оформление Новогебридской островной дуги и желоба вдоль границы поглощения по западному краю Северо-Фиджийского плато.

По восточной периферии Тихого океана вдоль побережья Северной Америки создалась сложная система континентальных окраин, где чередуются зоны наращивания и поглощения литосферных плит, что обусловлено частичным перекрытием континентом оси раздвижения срединно-океанического хребта. Независимо от этого здесь, как и на других континентальных окраинах, действовали экзогенные факторы, что выражалось либо в накоплении осадочного чехла, либо в размыве и переотложении осадков, т. е. в сохранении или обновлении расчлененного рельефа, особенно на континентальном склоне. Вдоль подножия склона почти повсеместно сформировались наклонные равнины аккумулятивных шлейфов, перекрывших предконтинентальные или краевые прогибы. Однако в зонах активного поглощения темпы осадконакопления были недостаточными для компенсации прогибов и здесь продолжали существовать и развиваться созданные ранее глубоководные желоба. Наиболее резко выраженной оказалась зона поглощения вдоль побережья Южной Америки, где окончательно оформился Перуанско-Чилийский глубоководный желоб.

Таким образом, в результате горизонтальных и вертикальных тектонических движений, разрывных дислокаций, вулканизма и воздействия различных экзогенных факторов, из которых важнейшим является осадконакопление, к концу плиоцена было создано все многообразие форм подводного рельефа океанов и морей. В плейстоцене практически никаких перестроек морфоструктурного плана, за исключением генерации новой океанической коры в рифтовых зонах и поглощения ее в зонах островных дуг и актив-

ных континентальных окраин, не происходило. Более или менее существенные изменения рельефа наблюдались в районах вулканической деятельности.

На континентальных окраинах и вершинах крупных подводных гор значительное влияние на рельефообразование оказали процессы абразионно-аккумулятивного выравнивания при изменениях уровня океана во время оледенений. Усилившийся в это время вынос терригенного материала с суши и соответствующее повышение активности мутьевых потоков привели к образованию новых и к расчистке прежних подводных каньонов на континентальных склонах. У подножий склонов, особенно в районах конусов выноса крупных рек, сформировались довольно мощные толщи плейстоценовых отложений.

На ложе океанов наряду с обычным осадконакоплением происходило перераспределение осадочного материала путем переноса его придонными течениями, которые проникали даже в наиболее крупные желоба (такие как Вима и Романш) поперечных разломов срединно-океанических хребтов.

,

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный морфоструктурный анализ геоморфологических и геолого-геофизических материалов приводит к определенным выводам о закономерностях строения и истории развития рельефа дна океанов, а также роли различных факторов в его формировании. Эти выводы в целом укладываются в рамки концепции тектоники литосферных плит, являясь в то же время подтверждением ее основных положений. В процессе обработки и интерпретации материалов составлены новые карты дна океанов (геоморфологическая, рельефа фундамента, мощности осадочного чехла, вулканических и вулкано-тектонических морфоструктур, разломов, горизонтальных и вертикальных тектонических движений) и палеоморфоструктурные схемы для различных этапов развития. Основные результаты работы заключаются в следующем.

1. Наблюдается симметричность морфоструктуры и расчлененности рельефа дна океанов относительно оси срединно-океанических хребтов независимо от того, располагаются ли эти хребты посредине океана или смещены к континентальным окраинам. Аналогичная картина выявлена для рельефа поверхности океанического фундамента. В нем, как и в современном рельефе, четко выделяются рифтовые зоны и фланги срединно-океанических хребтов, океанические котловины, сводово-глыбовые и вулканические поднятия, переходные зоны с островными дугами, глубоководными желобами и котловинами краевых морей, активные и пассивные континентальные окраины.

На ложе океанов и в переходных зонах крупные и средние формы рельефа поверхности фундамента практически согласуются с аналогичными формами подводного рельефа, тогда как на континентальных окраинах расчлененная, ступенчато-блоковая структура фундамента резко отличается от выровненной современной их поверхности. Это может быть объяснено тем, что ложе океана сформировалось, очевидно, в течение последнего цикла раздвижения литосферных плит при единой направленности рельефообразующих процессов, а континентальные окраины ранее прошли этап длительного субаэрального развития и затем были вовлечены в процессы погружения периферийных частей океанов в результате их раскрытия.

- 2. На основании морфометрических расчетов на ЭВМ и анализа материалов детальных съемок на полигонах установлено сходство общей структуры и морфометрии блоково-грядового рельефа поверхности фундамента всех основных морфоструктур океанического ложа — от рифтовых зон до периферийных частей котловин. Это свидетельствует о генетическом родстве блоково-грядового рельефа, который формировался (и формируется сейчас) в основном в рифтовых зонах, расходясь затем вместе с литосферными плитами в обе стороны от осей раздвижения и постепенно перекрываясь осадочным чехлом. В то же время по мере раздвижения этот рельеф претерпевает некоторые изменения, выражающиеся укрупнении блоков, уменьшении углов наклона и снижении мелкого вторичного расчленения. Очевидно, это связано с тектонической стабилизацией земной коры и с возможными финальными излияниями базальтовых лав при удалении от тектонически активных рифтовых зон.
- 3. Из эндогенных факторов решающее значение в формировании морфоструктуры дна океанов имеют горизонтальные и вертикальные тектонические движения, причем они взаимосвязаны и взаимообусловлены. Горизонтальные движения, выражающиеся прежде всего в раздвижении литосферных плит, определяют общий морфоструктурный план дна океанов, взаимное положение и распределение форм подводного рельефа. Вертикальные движения, сопровождающиеся образованием разломов, ответственны за создание конкретных форм подводного рельефа, за их размеры, высоту и расчлененность. Активную роль в формировании блоковогрядового рельефа на дне океанов, в образовании подводных гор и океанических островов играют также вулканические процессы.

В образовании океанического фундамента решающее значение имеют процессы подъема и дифференциации астеносферного вещества в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов с внедрением интрузий, даек и с излияниями базальтовых лав. Здесь формируется новая океаническая кора и происходит наращивание раздвигающихся литосферных плит. Вдоль активных континентальных окраин и островных дуг, напротив, происходит поддвиг и поглощение океанических плит и формирование новой континентальной коры. На пассивных континентальных окраинах в течение всего цикла раздвижения литосферных плит наблюдается почти постоянное их погружение и перекрытие осадочным чехлом с образованием эпиконтинентальных платформ.

4. Средние скорости раздвижения литосферных плит в океанах в течение позднего мезозоя и в кайнозое менялись от 1—2 до 15—17 см/год, причем, наибольшие скорости отмечаются для позднемелового времени. Средние скорости погружения литосферных плит и дна океанов по мере удаления от рифтовых зон в течение этого же периода составляют 0,02—0,04 мм/год. Такой же порядок имеют темпы погружений континентальных окраин, тогда как вертикальные движения в переходных зонах, особенно в неоген-четвертичное время, характеризуются более значительными амплитуда-

ми и средними скоростями до 0,12—0,15 мм/год. Повышенные скорости вертикальных движений наблюдаются также в рифтовых зонах.

В целом преобладающим типом вертикальных движений на дне океанов является погружение. Такая их направленность показывает, что расширяющиеся океаны (Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый) в течение позднего мезозоя и в кайнозое увеличили свои размеры не только в результате раздвижения литосферных плит, но и вследствие частичного поглощения континентальных окраин при их погружении. Тихий океан, наоборот, в течение этого периода постоянно сокращал свои размеры вследствие надвигания на него с запада и востока континентов Евразии, Австралии, Северной и Южной Америки.

- 5. Срединно-океанические хребты и океанические котловины сформировались как крупнейшие формы подводного рельефа в результате раздвижения литосферных плит и постепенного их погружения по мере удаления от рифтовой зоны. Гребни хребтов находились (и находятся сейчас) на более или менее постоянном батиметрическом уровне, который определяется изостатическим равновесием поднимающегося мантийного диапира и образующейся здесь новой океанической коры. Локальные тектонические движения, приводящие к воздыманию или погружению отдельных участков хребтов и вызванные, вероятно, неодинаковой интенсивностью подъема мантийного вещества, лишь осложняют рельеф хребтов, не изменяя их общей морфоструктуры.
- 6. Сводово-глыбовые поднятия и вулканические массивы на дне океанов образовались в результате массовых излияний базальтовых лав и вертикальных тектонических движений, сопровождавшихся разрывными нарушениями. Зарождение и формирование этих морфоструктур происходило в основном в рифтовых зонах и было обусловлено, вероятно, аномально интенсивным подъемом мантийного диапира. Затем они тектонически стабилизировались и переместились вместе с литосферными плитами до своего современного положения, соответственно погрузившись и перекрывшись осадочным чехлом. Однако в ряде случаев вследствие изменений геометрии перемещения литосферных плит и локальных мантийных возмущений происходили местные тектонические подвижки и раздробление системами разломов, что приводило к некоторым изменениям формы и батиметрического положения сводово-глыбовых поднятий, а также к активизации вулканической деятельности, проявляющейся иногда вплоть до настоящего времени.
- 7. Системы островных дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов формируются в зонах поглощения, где происходит поддвиг одной плиты под другую. Желоба являются морфологическим выражением наклонных сейсмофокальных плоскостей, по которым идет поддвиг, а хребты островных дуг вулкано-тектоническими морфоструктурами, поднятыми в результате глубинных процессов переработки земной коры, вулканических излияний, надвигов и вертикальных тектонических движений. Молодые островные

дуги представлены цепями небольших вулканических островов, зрелые дуги— складчато-вулканогенными структурами относительно крупных островов.

Котловины окраинных морей, расположенные в тылу островных дуг, либо являются реликтами океанического ложа, отшнурованными от дна океана этими дугами, либо сформировались при растяжении и возможном разрыве континентальной коры в результате подъема мантийного диапира благодаря разогреву и разуплотнению мантии в зонах поглощения. При этом островные дуги испытывают относительное перемещение от окраины континента в сторону океанической плиты.

- 8. Выделено четыре основных этапа в формировании морфоструктуры дна океанов в позднем мезозое и кайнозое:
- а) позднетриасовый раннеюрский, когда произошел распад древнего суперконтинента Пангея и возник мезозойский океан Тетис, который разделил Пангею на Лавразию и Гондвану, образовав при этом вместе с древним Тихим океаном сплошной океанический пояс в экваториальной зоне Земли;
- б) позднеюрский—раннемеловой, во время которого произошло раскрытие Атлантического и Индийского океанов, начался распад Гондваны и Лавразии, достиг максимального развития и начал закрываться океан Тетис;
- в) позднемеловой—раннепалеогеновый, характеризующийся формированием основных морфоструктур дна Атлантического и Индийского океанов, раскрытием Северного Ледовитого океана, закрытием океана Тетис и заметным сокращением площади Тихого океана в результате надвигания на него с запада и востока континентальных плит;
- г) неотектонический (позднепалеогеновый—современный), когда полностью сформировался современный морфоструктурный план дна океанов, сложилась система существующих в настоящее время срединно-океанических хребтов, океанических котловин, переходных зон и континентальных окраин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы международного совещания/Ред. А. Н. Пушков. Киев, Наукова думка, 1981. 172 с.
- : 2. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968. 256 с.
- 3. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М., 1980. 240 с. (МГУ).

4. Геологическая история Берингова моря/Ред. В. Б. Курносов. Владиво-

сток, 1981. 116 с. (ДВНЦ АН СССР).

- 5. Геология дна океанов по данным глубоководного бурения/Ред. Н. А. Богданов, Ю. М. Пущаровский. М., Наука, 1984. 174 с.
- 6. *Геология* дна Филиппинского моря/Ред. А. В. Пейве. М., Наука, 1980. 261 с.
- 7. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана/Ред. П. Л. Безруков, Ю. П. Непрочнов. М., Наука, 1981. 256 с.
- 8. Геология океана. 1. Осадкообразование и магматизм океана/Ред. П. Л. Безруков. М., Наука, 1979. 416 с. 2. Геологическая история океана/Ред. А. С. Монин, А. П. Лисицын. М., Наука, 1980. 464 с.
- 9. Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана/Ред. А. П. Лисицын. Океанологические исследования. М., Наука, 1976. 386 с.
- 10. Геофизика океана. 1. Геофизика океанского дна/Ред. Ю. П. Непрочнов. М., Наука, 1979. 470 с. 2. Геодинамика/Ред. О. Г. Сорохтин. М., Наука, 1979. 416 с.
- 11. Герасимов И. П. Новые пути в геоморфологии и палеогеографии. М., Наука, 1976. 400 с.

12. Глубинные разломы океанского дна/Ред. Ю. П. Непрочнов. М., Наука,

1984. 224_c.

- 13. Гравитационное поле и рельеф дна океана/С. А. Ушаков, Ю. И. Галушкин, Г. И. Гапоненко и др. Л., Недра, 1979. 295 с.
 - 14. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1975. 280 с.
- 15. Дибнер В. Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л., Недра, 1978. 212 с.
- 16. Живаго А. В. Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана. В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М., Наука, 1979. с. 8—47.
- 17. Земная кора и история развития Средиземного моря/Я. П. Маловицкий, И. С. Чумаков, К. М. Шимкус и др. М., Наука, 1982. 207 с.
- 18. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979. 312 с.
- 19. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет.— Геотектоника, 1984, № 3, с. 3—16.
- 20. *Ильин А. В.* Геоморфология дна Атлантического океана. М., Наука, 1976. 232 с.

- Исландия и срединно-океанический хребет. Строение дна океана/Ред. В. В. Белоусов, Г. Б. Удинцев. М., Наука, 1977. 206 с.
 - 22. Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. М., Наука, 1979. 267 с.
- 23. Карасик А. М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиции тектоники плит. В кн.: Проблемы геологии полярных областей Земли. Л., 1974, с. 23—31. (НИИГА).
- 24. Левин Л. Э. Геология осадочного чехла дна морей и океанов. М., Недpa, 1984, 251 c.
 - 25. Леонтьев О. К. Дно океана. М., Мысль, 1968. 320 г.
- 26. Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации, М., Наука, 1978.
- 27. Литвин В. М. Морфоструктура дна Атлантического океана и се развитие в мезозое и кайнозое. М., Наука, 1980. 126 с
- 28. Магнитные аномалии океанов и новая глобальная Е. Г. Мирлин. М., Наука, 1981. 216 с.
 - 29. Монин А. С. История Земли. Л., Наука, 1977. 228 с.
- 30. Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования в океане. М., Наука, 1976.
- Орленок В. В. Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя.— Тихоокеанская геология, 1983, № 4, с. 88—100.
- 32. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л., Недра, 1983. 263 с. (ПГО «Севморгеология»).
- 33. Основные черты геологического строения дна Японского моря/Ред.
- И. К. Туезов. М., Наука, 1978. 264 с. 34. Палеобатиметрия Мирового океана в позднем мелу/Л. А. Савостин,
 - Л. П. Волокитина, Л. П. Зоненшайн и др.— Океанология, т. 20, 1980, № 5,
- 35. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений/ Л. М. Балакина, А. В. Введенская, Н. В. Голубева и др. М., Наука, 1972.
- 36. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972. 222 с.
- 37. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М., Наука. 1979. 152 с.
- 38. Рудич Е. М. Движущиеся материки и эволюция океанического ложа. М., Недра, 1983. 271 с.
- 39. Строение дна Охотского моря/Ред. В. В. Белоусов, Г. Б. Удинцев. М., Наука, 1981. 176 с.
- 40. Строение дна северо-запада Тихого океана. Геофизика, магматизм, тектоника/Ред. Ю. М. Пущаровский, Ю. П. Непрочнов. М., Наука, 1984. 232 с.
- 41. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана М., Нау-
- ка, 1972. 394 с. 42. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., Недра, 1971. 548 с.
 - 43. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Запад-
- ная Азия. М., Недра, 1977. 360 с. 44. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австра-
- лия. М., Недра, 1979. 356 с.
- 45. Ballard R. D., Van Andel T. H. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50' N on the Mid-Atlantic Ridge.—Bull. Geol. Soc. Am., 1977, v. 88, № 4, p. 507—530.
- 46. Barker P. F., Burrell J. The opening of Drake passage. Marine Geol., 1977, v. 25, № 1—3, p. 15—34.
- 47. Bonatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 17, p. 3825—3831.
- 48. Bosshard E., McFarlane D. J. Crustal structure of the Western Canary islands from seismic refraction and gravity data. J. Geophys. Res., 1970, v. 75, № 26. p. 4901—4918.
- 49. Cox A. Plate tectonics and geomagnetic reversal.—San Francisco, Freeman, 1973, 702 p.

50. Delaney J. R., Johnson H. P., Karsten J. L. The Juan de Fuca Ridge hot spot-propagating rift system: new tectonic, geochemical, and magnetic data.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, № 12, p. 11747—11750.

51. East Pacific Rise at 21 °N: the volcanic, tectonic, and hydrothermal processes of the central axis/R. D. Ballard, J. Francheteau, T. Juteau et al. - Earth

a. Planet. Sci. Lett., 1981, v. 55, № 1, p. 1—10.

52. Emery K. O., Uchupi E. Western North Atlantic Ocean: topography, rocks, structure, water, life, and sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1972, v. 17.

53. Ewing M., Eittreim S., Truchan M., Ewing J. Sediment distribution in the

Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 1969, v. 16, № 3, p. 231—248.

54. Ewing M., Carpenter G., Windisch C., Ewing J. Sediment distribution in the oceans: the Atlantic.—Bull. Geol. Soc. Am., 1973, v. 84, № 1, p. 71—88.

55. Forsyth D. W. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic

and Scotia Šea.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, № 11, p. 1429—1443.

 Geology of Continental Margins/Ed. Burk C. A., Drake C. L. New York— Berlin, Springer, 1974, 1009 p.

57. Geology of the North-West European continental shelf/Ed. Naylor D.,

Monteney S. N. London; Graham Trotman Dudley, 1975. 162 p.

58. Heezen B. C., Tharp M., Ewing M. The Floor of the Oceans, 1. The North Atlantic. Geol. Soc. Am., spec. paper, 1959, № 65. 122 p.

59. Heezen B. C., Fornary D. J. Geological map of the Pacific Ocean. In:

Init. Rep. Deep Sea Drill. Project, 1975, v. 30, p. 754.

60. Houtz R. E., Hayes D. E., Markl R. G. Kerguelen Plateau bathymetry. sediment distribution and crustal structure.— Marine Geol., 1977, v. 25, № 1—3, p. 95—130.

61. Initial Reports of the Deep Sea drilling Project. Washington, US Govt.

Print. Office, 1969-1983, v. 1-71. 1187 p.

- 62. Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and new global tectonics.—
- J. Geophys. Res., 1968, v. 73, № 18, p. 5855—5899.
 63: Kumar N. Origin of "paired" aseismic rises: Ceara and Sierra Leone rises in the Equatorial, and Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic.— Marine Geol., 1979, v. 30, № 3—4, p. 175—191.

64. Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J. Plate Tectonics. Amsterdam-

London-New York. Elsevier Sci. Publ. Comp., 1973. 302 p.

- 65. Mammericks J., Anderson R. N., Menard H. W., Smith S. M. Morphology and tectonics evolution of the East-Central Pacific. - Bull. Geol. Soc. Am., 1975, v. 86, № 1, p. 111—118.
- 66. Melson W. G., Hart S. R., Thompson G. St. Paul's rocks, Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages, and implications on sea-floor spreading.— Mem. Geol. Soc. Am., 1972, v. 132, p. 241-272.

67. Murauchi S., Ludwig W. J., Den N. Structure of the Sulu Sea and the

Celebes Sea.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, № 17, p. 3437—3447.

- 68. Ocean Basins and Margins. V. 1-6./Ed. Nairn A. E. M., Stehli F. G. New York—London, Plenum Press, 1973—1982. 776 p.
- 69. Pitman W. C., Talwani M. Sea-floor spreading in the North Atlantic.-Bull. Geol. Soc. Am., 1972, v. 83, № 3, p. 619-649.

70. Ringwood A. E. Composition and petrology of the earth's mantle. New York, Mc Grow-Hill Book Co., 1975. 618 p.

- 71. Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott C. The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present.— J. Geol., 1977, v. 85, № 5, p. 509—5<u>5</u>2.
- 72. The Sea. 4. New concepts of Sea Floor evolution/Ed. Maxwell A. E. New York—London, Wiley-Intersci. Publ., 1970, part 1—2. 790 p.
- 73. Stroup J. B., Fox P. J. Geologic investigations in the Cayman Trough: evidence for thin oceanic crust along the Mid-Cayman Rise.— J. Geol., 1981, v. 89. № 4, p. 395—420.
- 74. Van Andel T. H., Ballard R. D. The Galapagos rift at 86 °W: volcanism, structure and evolution of the rift valley.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № 10, p. 5390—5406.

75. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges.—

Nature, 1963, v. 199, № 4897, p. 947—949. 76. Vogt P. R. Volcano height and plate thickness.—Earth a. Planet. Sci. Lett., 1974, v. 23, p. 337—348.

77. Vogt P. R., Schneider E. D., Johnson G. L. The Crust and Upper Mantle beneath the Sea.—In: Geophys. Monograph. Am. Geophys. Un., 1969, № 13, p. 556-617.

78. Volcanoes and Tectonosphere/Ed. Aoki H., Iizuka S. Tokyo, Tokai Univ.

Press, 1976. 370 p.

79. Whitmarsh R. B. Axial intrusion zone beneath the median valley of the Mid-Atlantic Ridge at 37 °N detected by explosion seismology.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, v. 42, № 1, p. 189—215.

80. Whitman J. M., Harrison C. G. A., Brass G. W. Tectonic evolution of the

Pacific Ocean since 74 Ma.—Tectonophysics, 1983, v. 99, № 2-4, p. 241-249.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Рельеф дна океанов	. 13 оны 29
Глава 2. Рельеф поверхности фундамента и структура осадочно	ого чехла 79
Общая схема . Континентальные окраины . Переходные зоны . Ложе океанов и срединно-океанические хребты . Связь рельефа дна океана с рельефом поверхност мента и роль осадконакопления	95 104 и фунда-
Глава 3. Глубинное строение фундамента и аномальные геофизиче	еские поля 131
Литосферные плиты и строение земной коры по ским данным	оры 153 160 172 иной коры
Глава 4. Эндогенные факторы формирования морфоструктуры дн	а океанов 185
Сейсмотектоника	191
Глава 5. Развитие морфоструктуры дна океанов в мезозое и Направленность и последовательность развития мо	кайнозое 230 рфострук-
туры дна океанов Позднетриасовый—раннеюрский этап Позднеюрский—раннемеловой этап Позднемеловой—раннепалеогеновый этап Неотектонический этап	238
Заключение	267
Список литературы	. 271

МОНОГРАФИЯ

Владимир Михайлович Литвин

МОРФОСТРУКТУРА ДНА ОКЕАНОВ

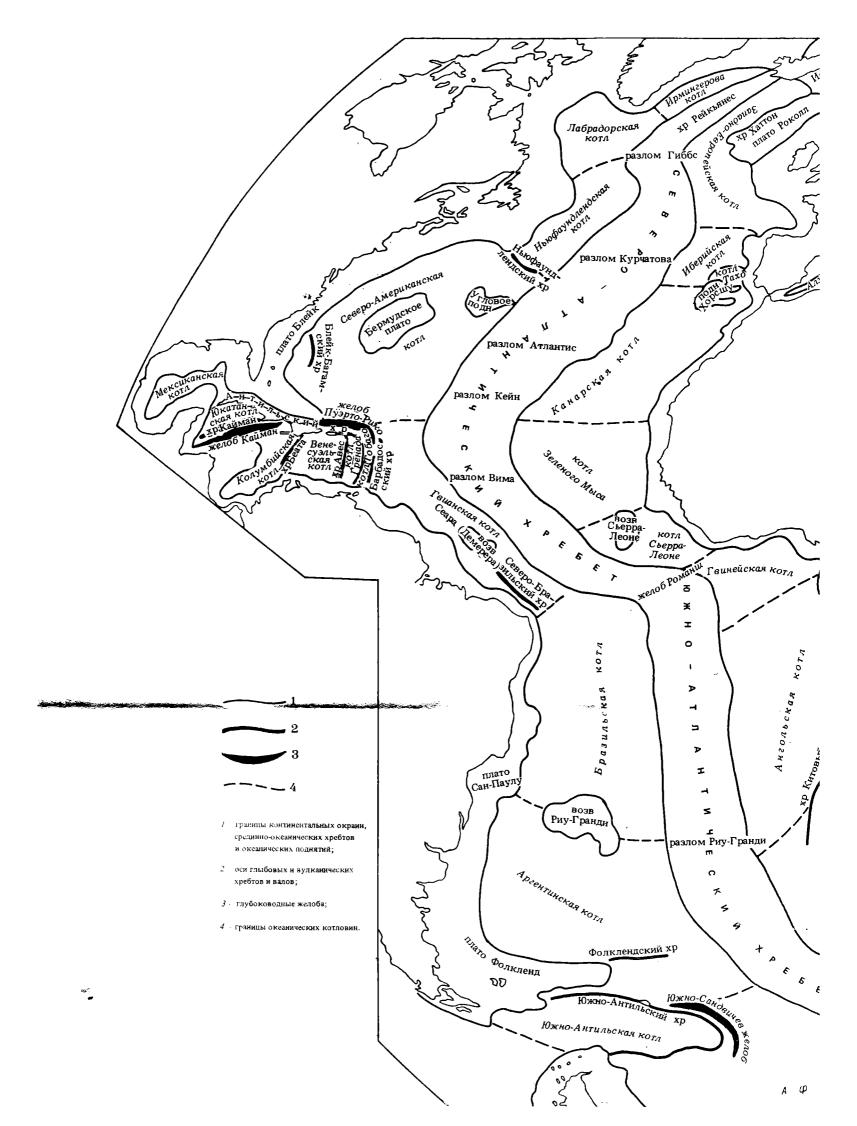
Редактор издательства Л. Г. Ермолаева Технический редактор Н. П. Старостина Переплет художника В. М. Иванова Корректоры И. Б. Богданова, Е. А. Стерлина

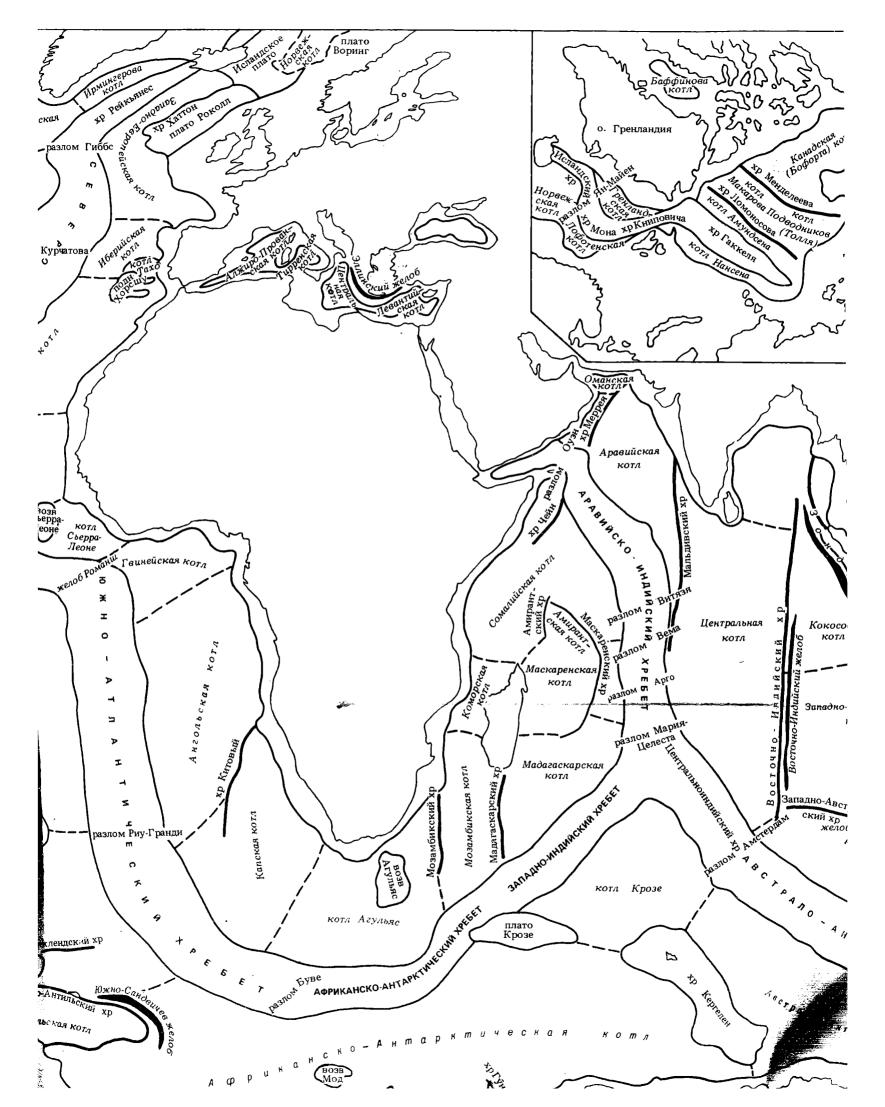
ИБ № 6808

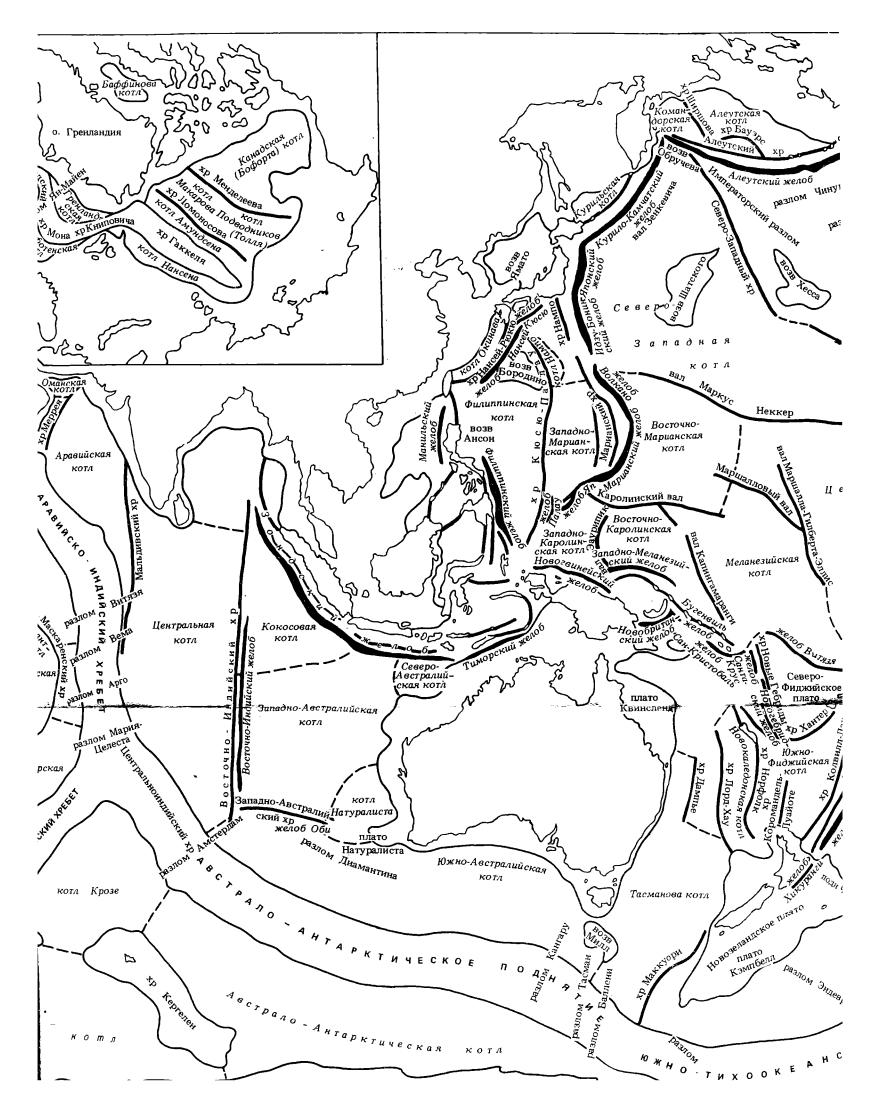
Сдано в набор 11.10.86. Подписано в печать 21.01.87. М-20924. Формат 60×90¹/₁6. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 17,25+1,35 усл. печ. л. вкл. Усл. кр.-отт. 18,6. Уч.-изд. л. 21,89. Тираж 940 экз. Заказ 1344/751. Цена 3 р. 60 к.

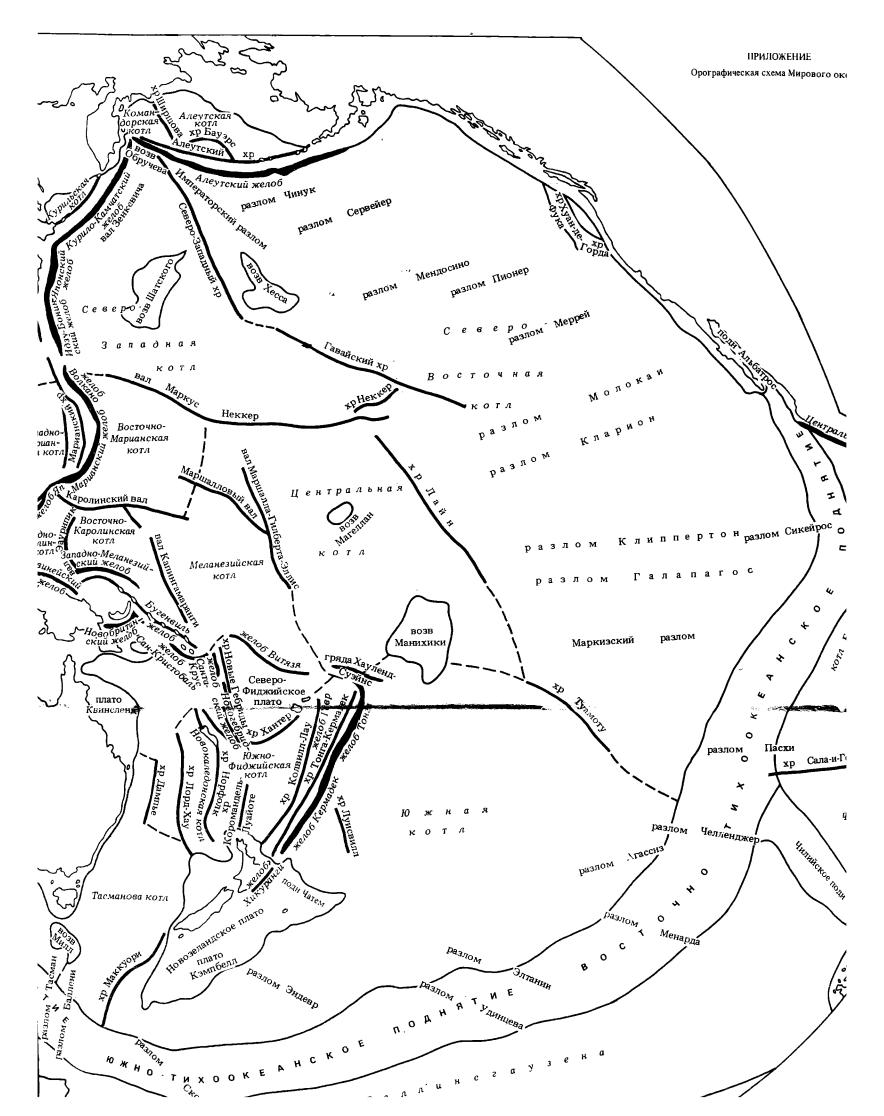
Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

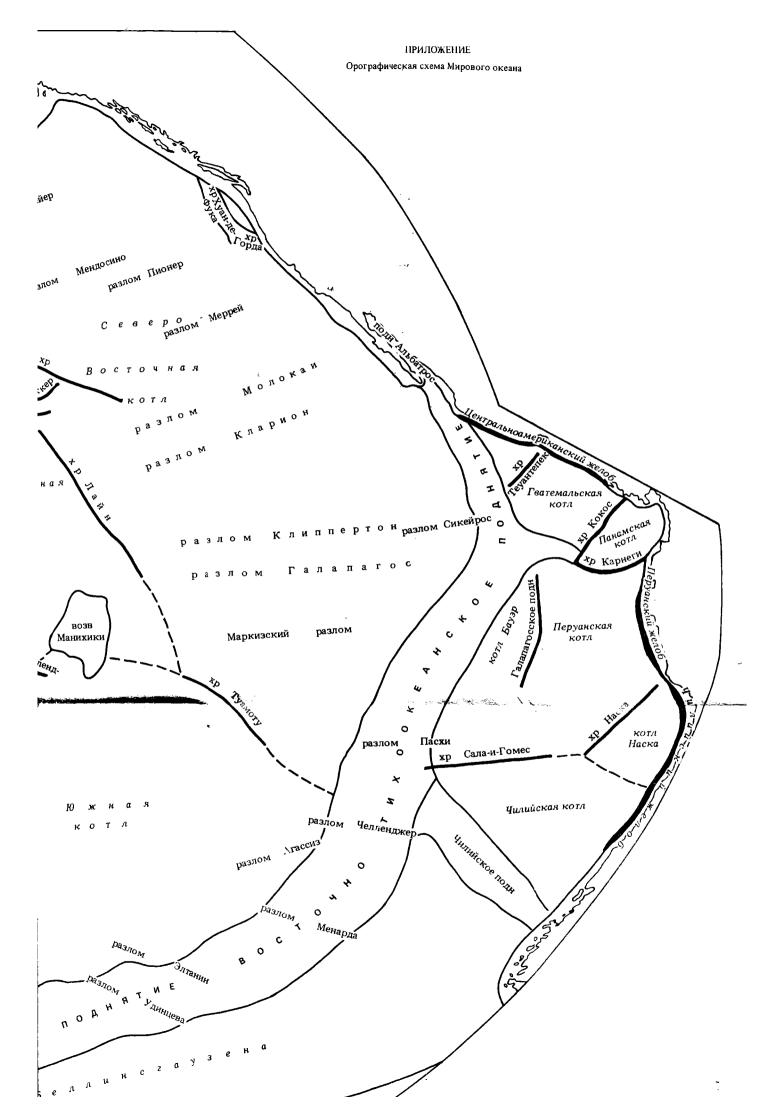
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

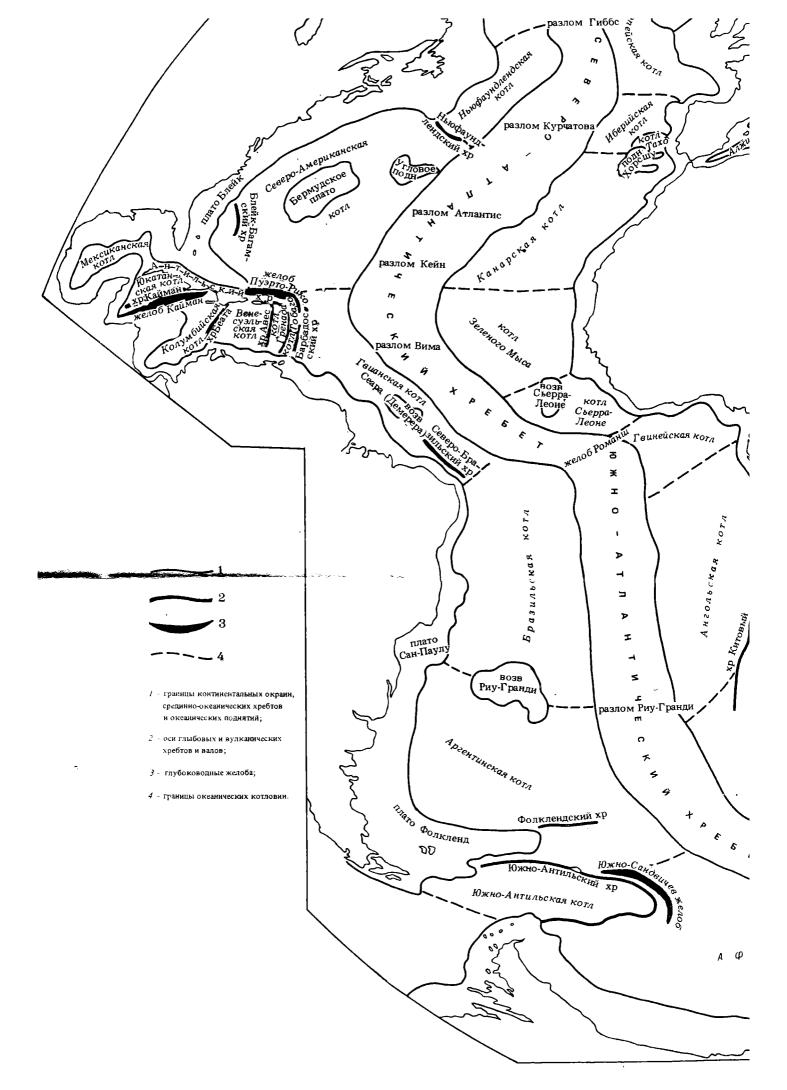


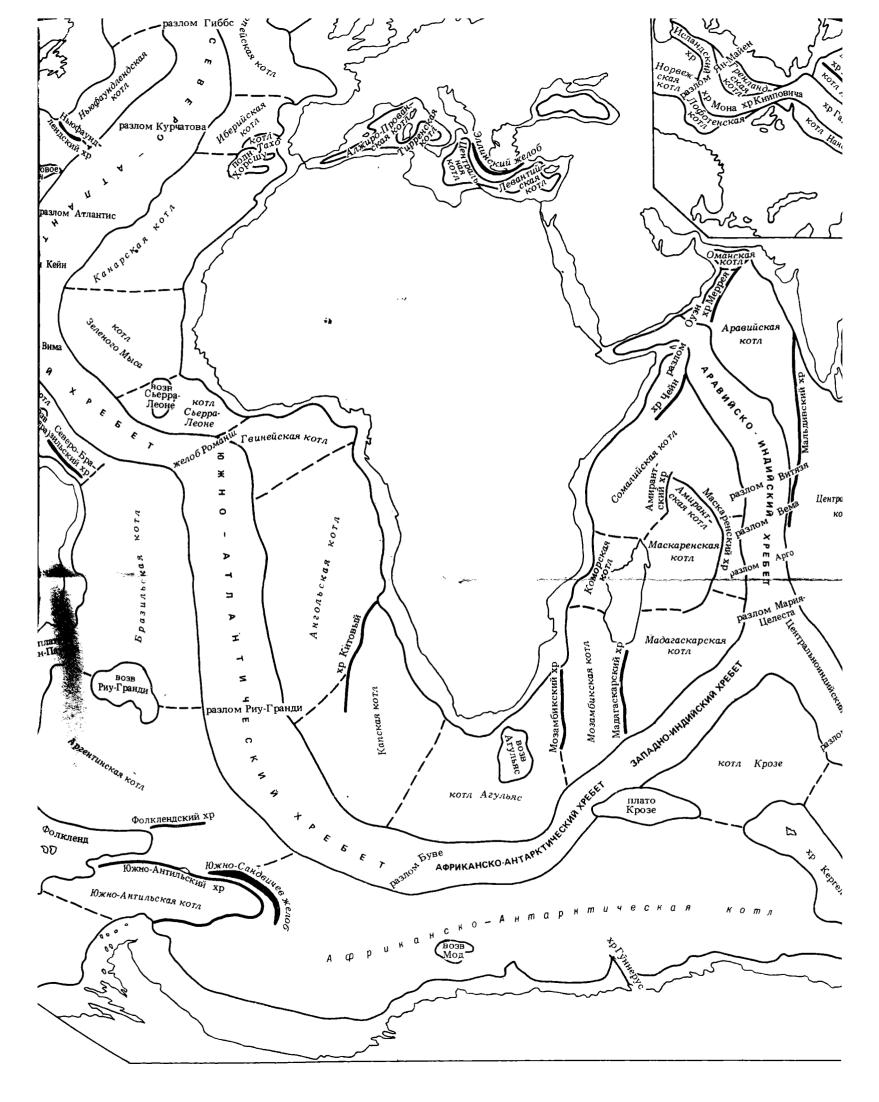


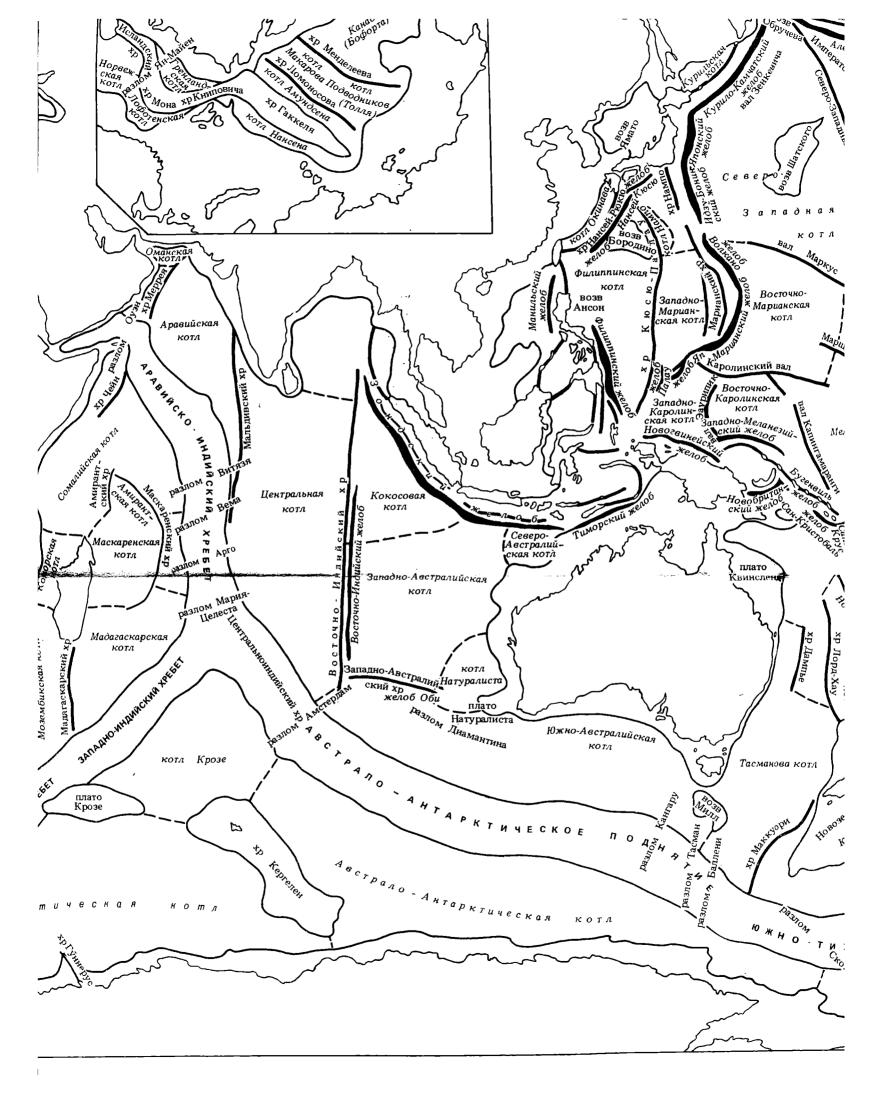


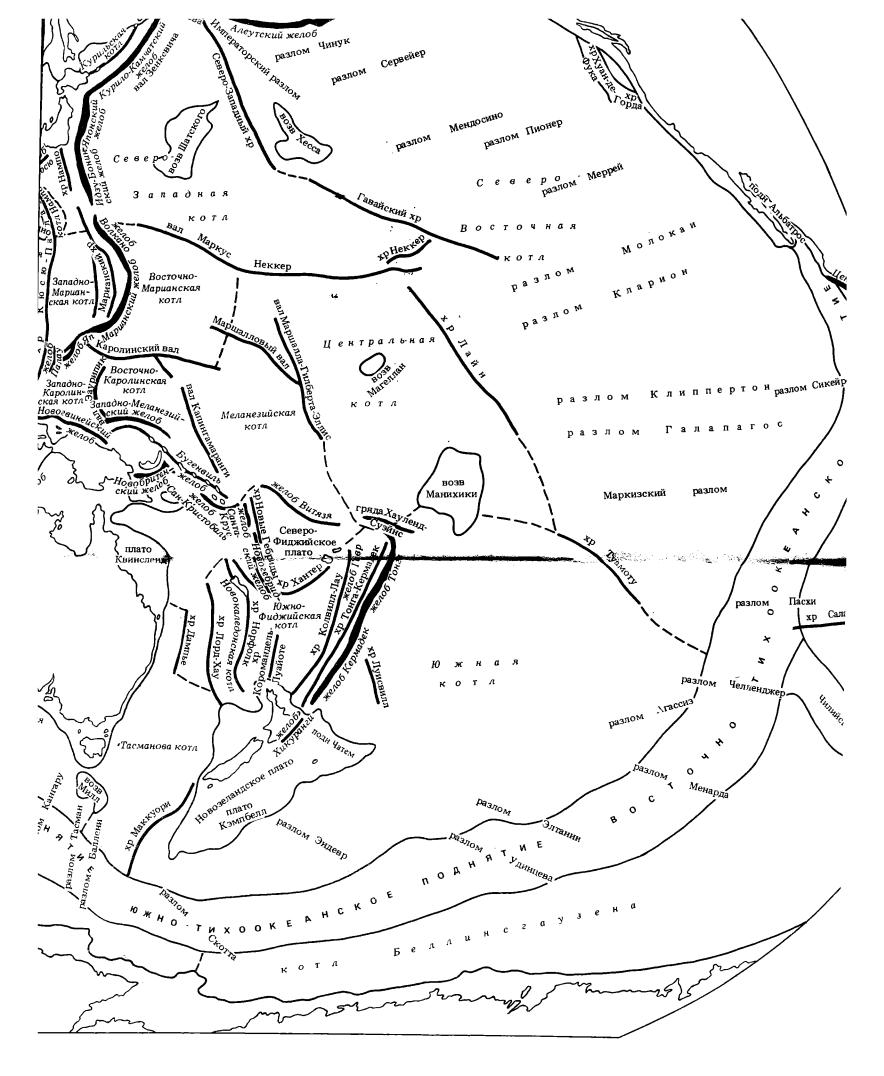


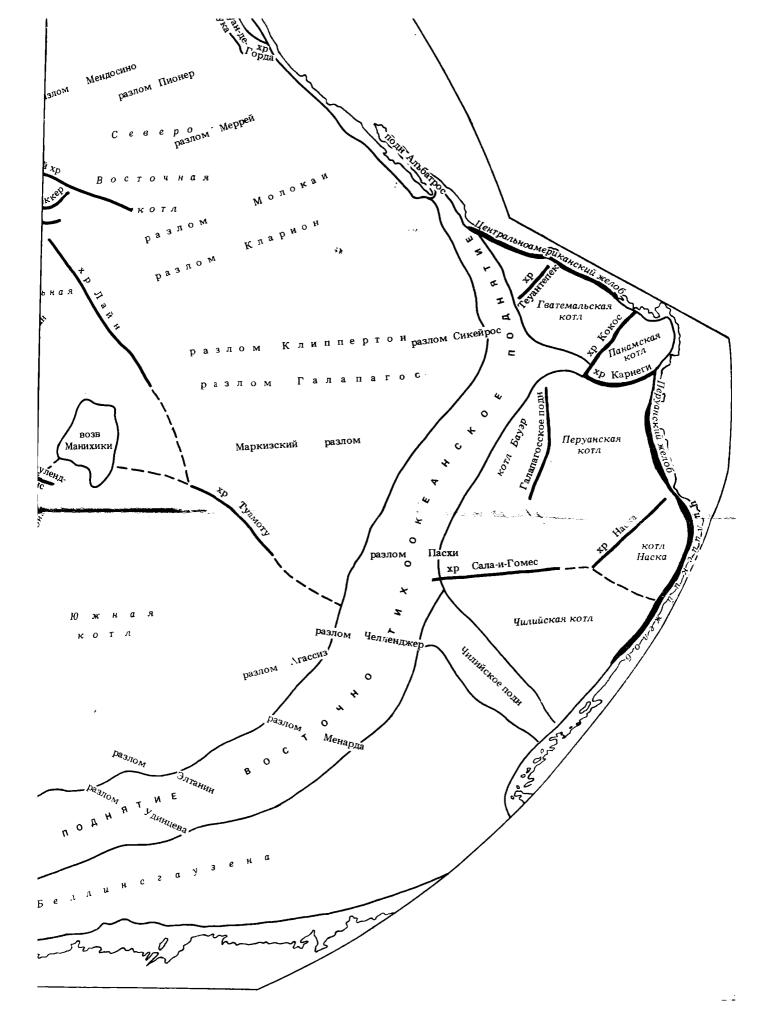












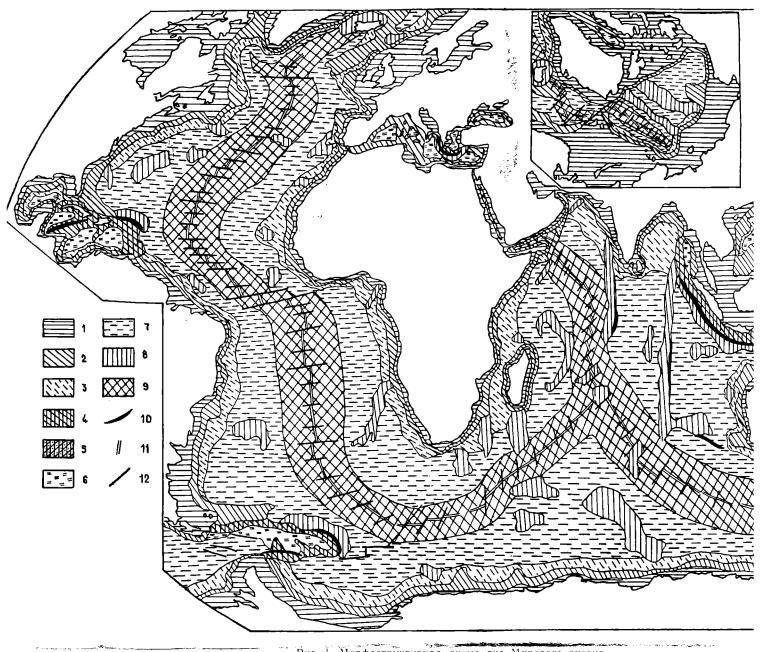
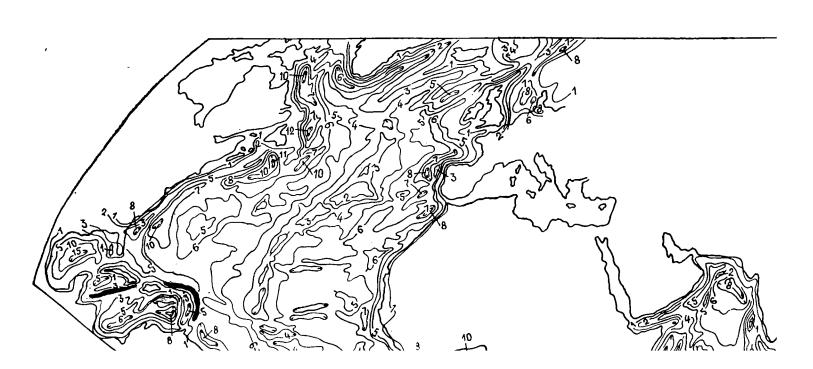
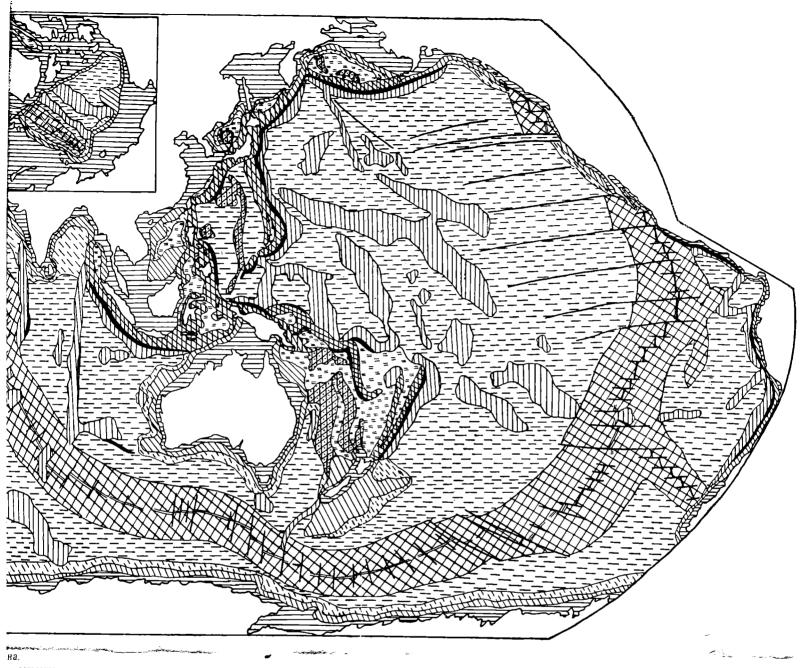


Рис. 1. Морфоструктурная схема дна Мирового океана.

1 — шельф; 2 — континентальный склон; 3 — континентальное подножие; 4 — островные дуги; 5 — глыбовые хребты и пороги переходных зон; 6 — дно котловин краевых морей; 7 —

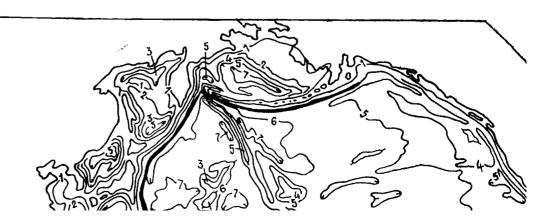
дно океан динно-океа

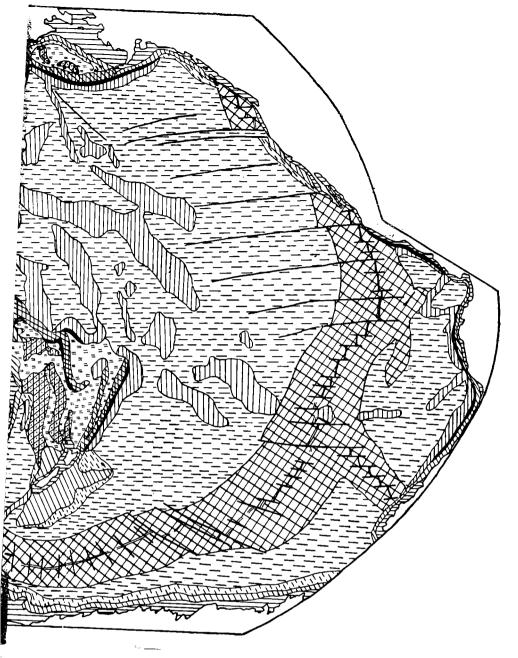




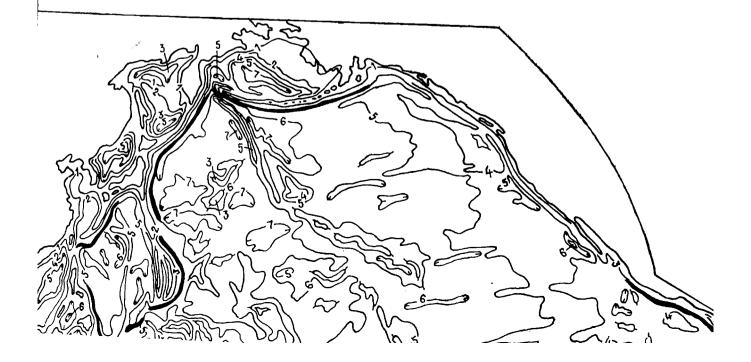
— островные ду-евых морей; 7 —

дно океанических котловин: 8 — глыбовые и вулканические поднятия и хребты; 9 — срединно-океанические хребты; 10 — глубоководные желоба; 11 — рифтовые долины, 12 — разломы. На врезке показан Северный Ледовитый океан.





бовые и вулканические поднятия и хребты; 9— среубоководные желоба; // — рифтовые долины, 12 разломы. ван Северный Ледовитый океан.



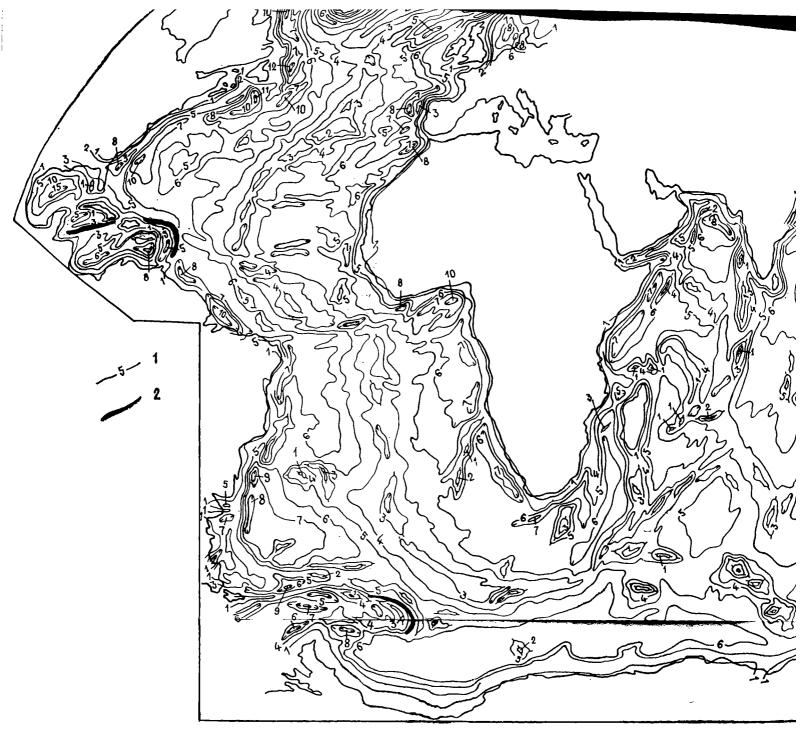
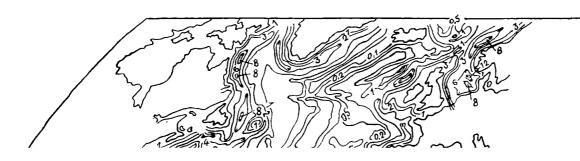


Рис. 18. Карта рельефа п I- изолинии глубии поверхности ф:



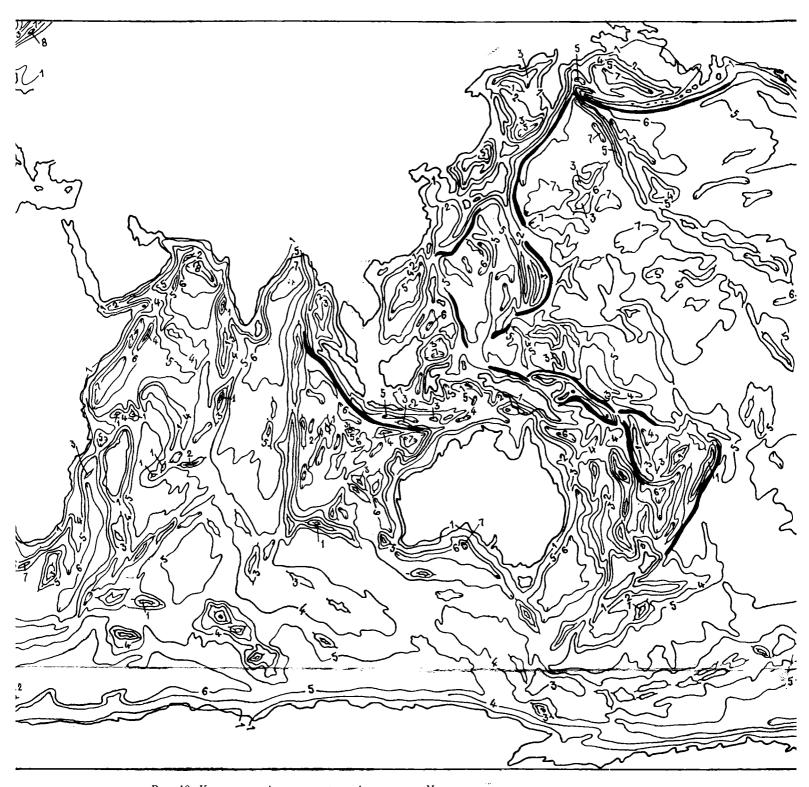
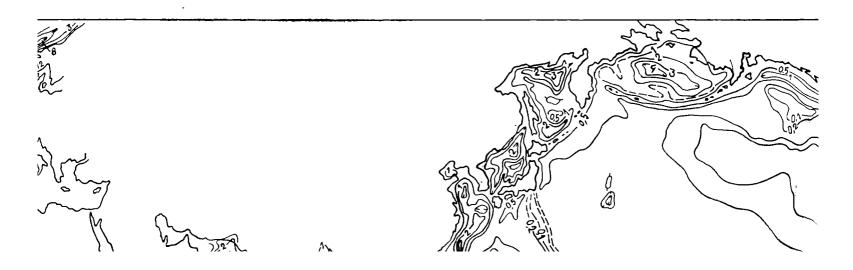
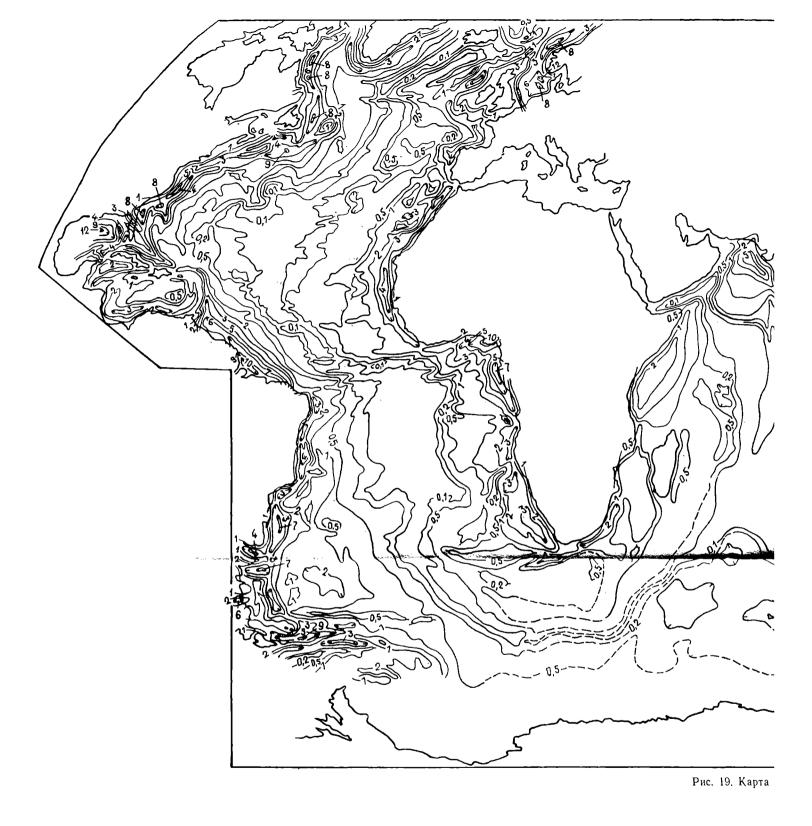


Рис. 18. Карта рельефа поверхности фундамента Мирового океана. I- изолинии глубин поверхности фундамента (от уровия океана), км; 2- глубоководные желоба.



е и вулканические подиятия и хребты; 9— сре-оводные желоба; 11— рифтовые долины, 12— чазломы. Северный Ледовитый оксан. га Мирового океана. кеана), км; 2— глубоководные



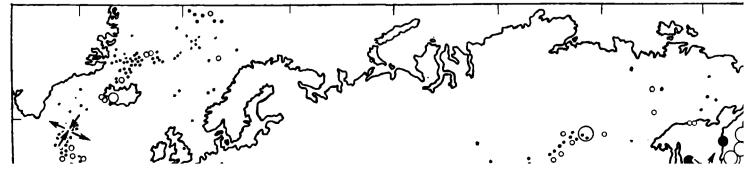
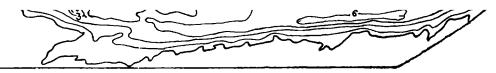


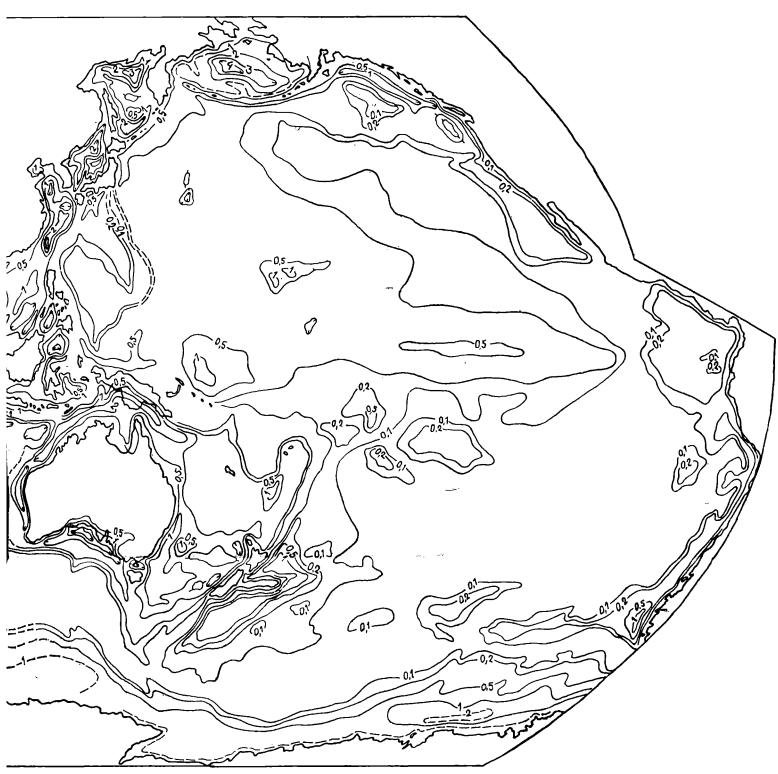


Рис. 19. Карта мощности осадочного чехла Мирового океана. Изопахиты даны в километрах.





тента Мпрового океана. т океана), км; 2— глубоководные



Инрового океана.



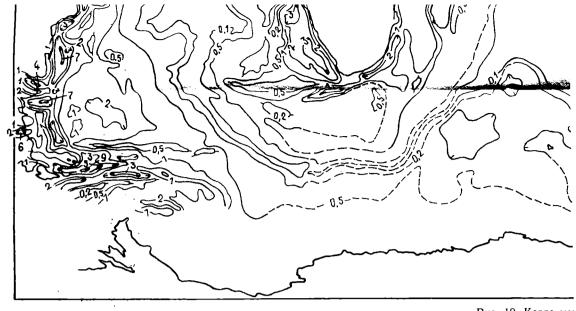


Рис. 19. Карта мог

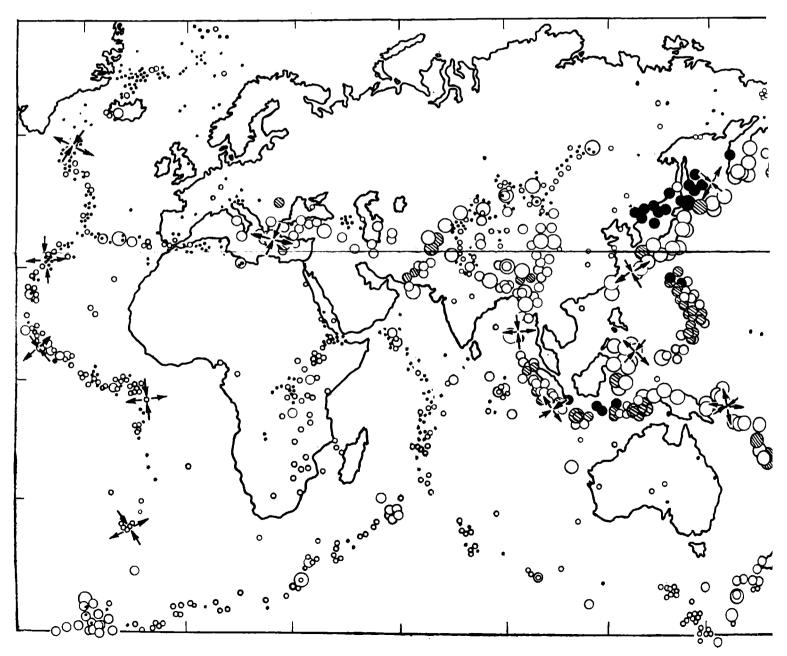
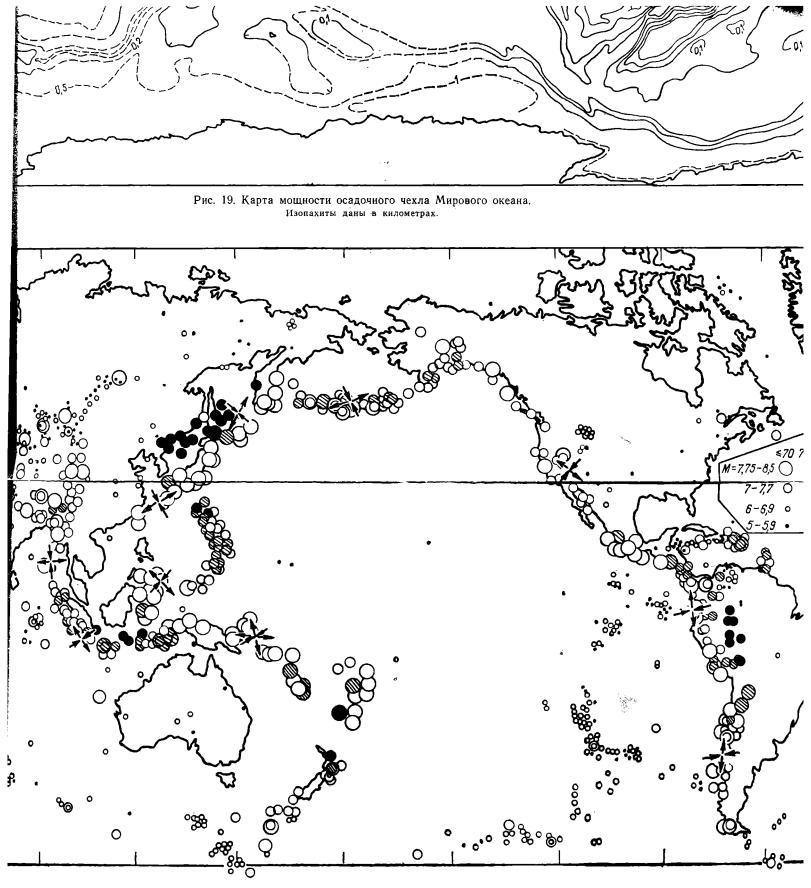
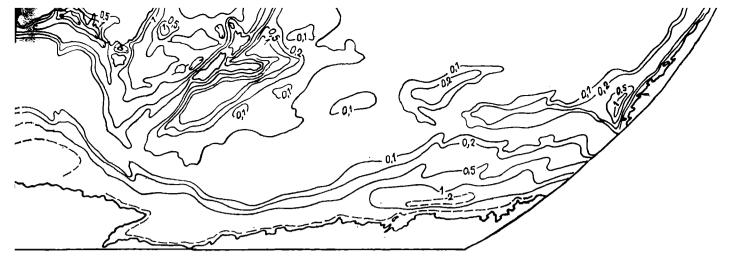


Рис. 49. Карта эпицентров землетрясений земного шара с магнитудой $M\!\geqslant\!5$ 1904 по 1960 г. (по $J\!\!1$. М. Балакиной и др. [1 Стрелками показана ориентировка напряжений в очагах :

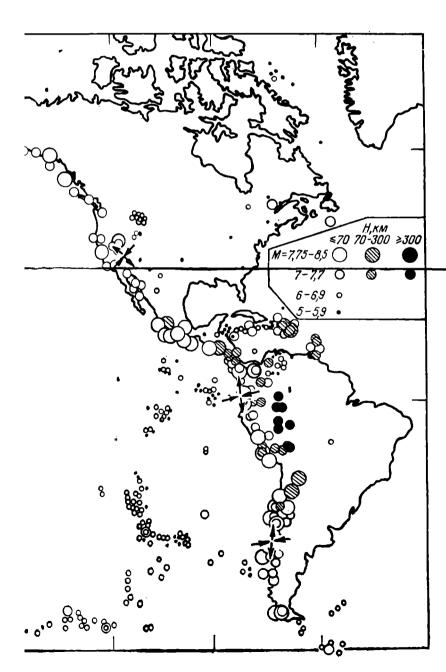


ров землетрясений земного шара с магнитудой М≥5 и с разной глубиной очагов Н за период с 1904 по 1960 г. (по Л. М. Балакиной и др. [1972 г.]).

Стрелками показана ориентировка напряжений в очагах землетрясений.



вого океана.



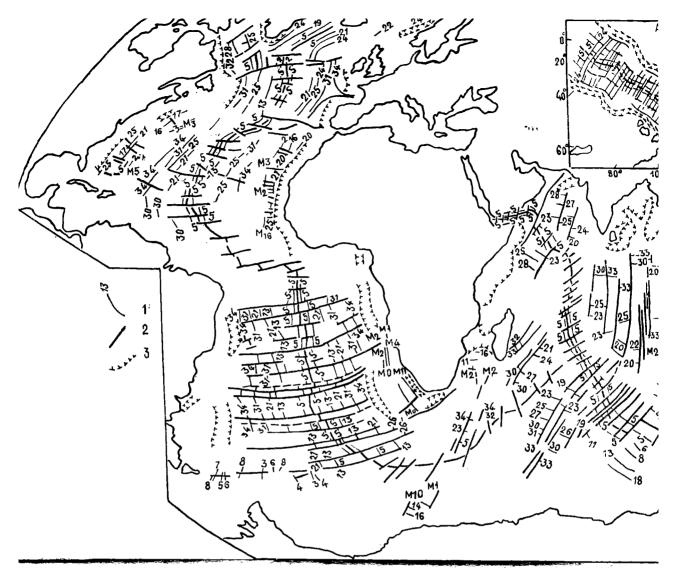


Рис. 47. Карта полосовых магнитных аномалий Мирового I- полосовые магнитные аномалии с присвоенными им ном



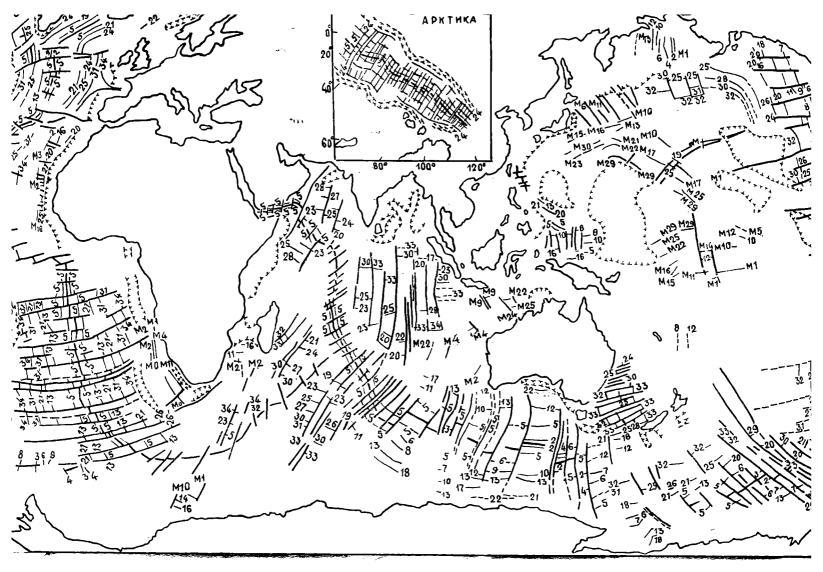
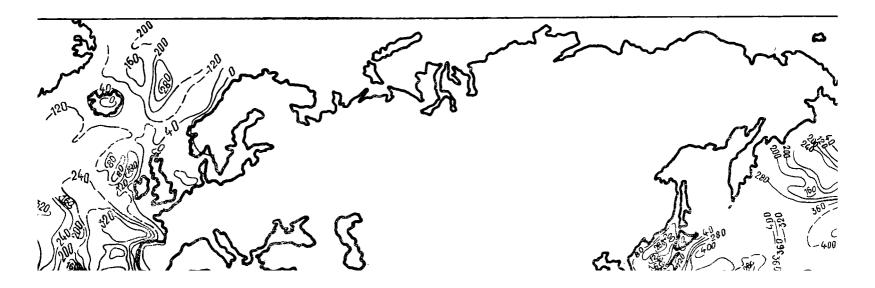
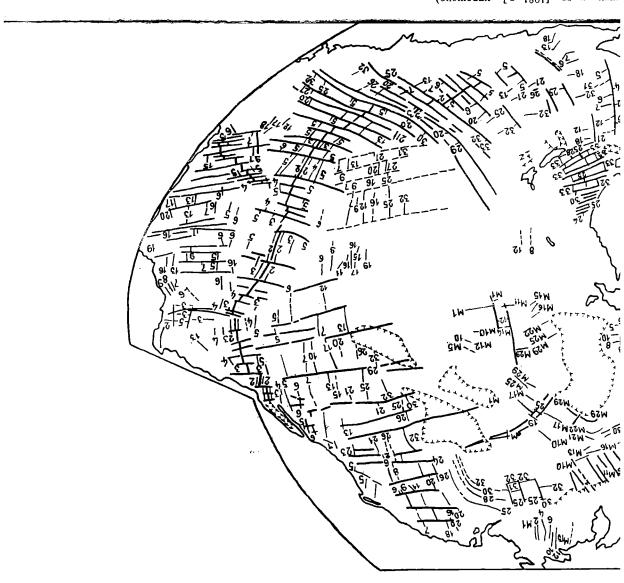
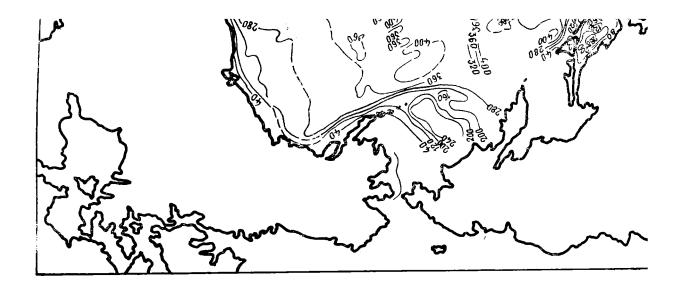


Рис. 47. Карта полосовых магнитных аномалий Мирового океана (по А. М. Карасику и др. [1981 г.], упрощено). 1- полосовые магнитные аномалии с присвоенными им номерами; 2- разломы; 3- границы зон спокойного магнитного поля.





сику и др. [1981 г.], упрошено). вницы зон спокойного матнитного поля.



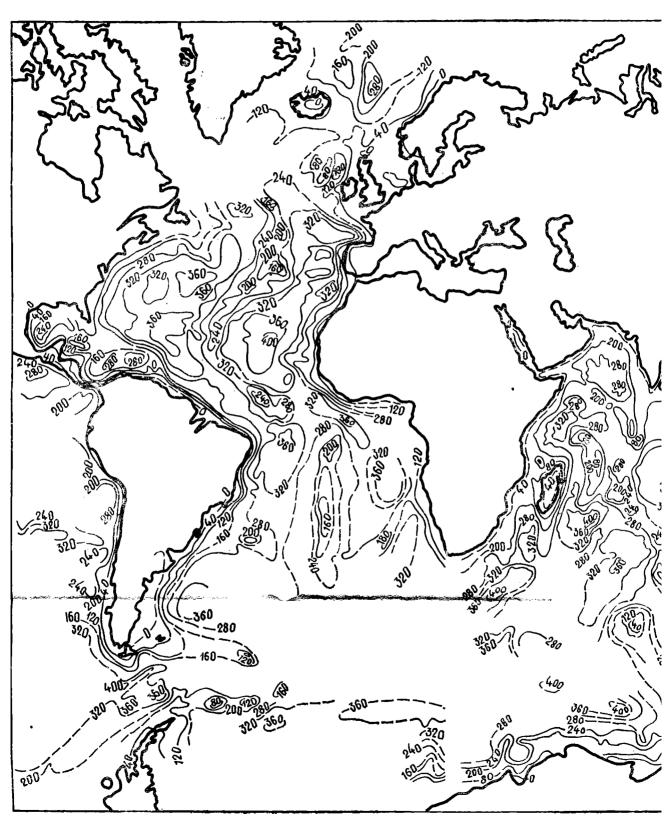


Рис. 48. Карта аномалий Буге

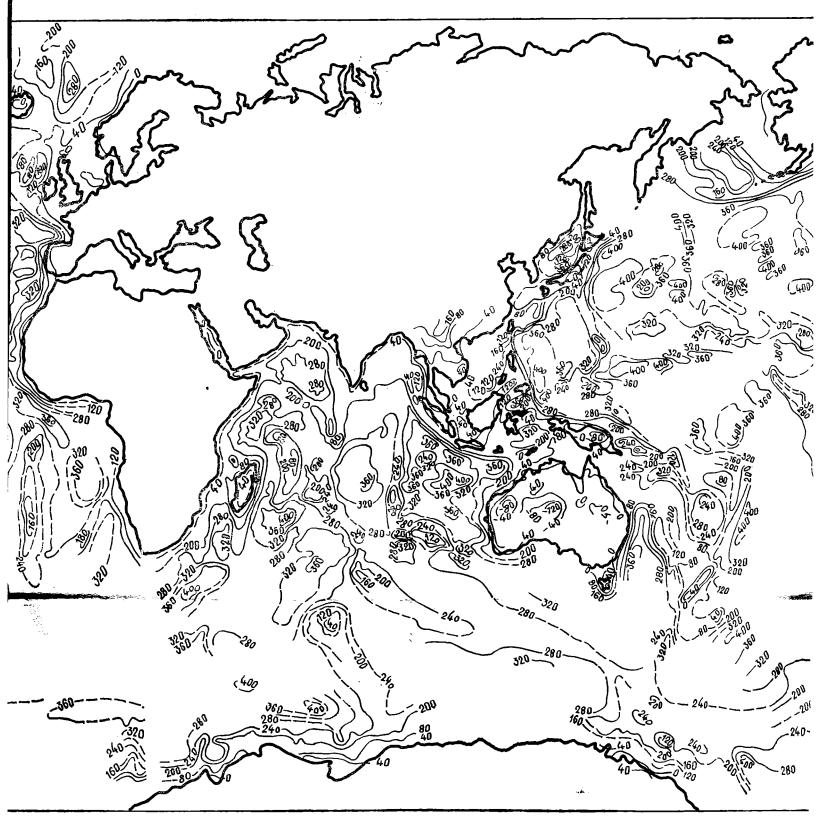


Рис. 48. Қарта аномалий Буге Мирового океана (по А. Г. Гайнанову [1980 г.]). Изоаномалы даны в миллигалах.

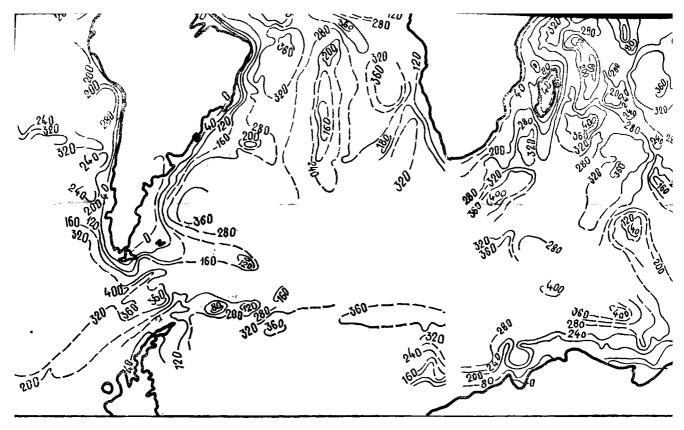


Рис. 48. Қарта аномалий Буге M Изоанох

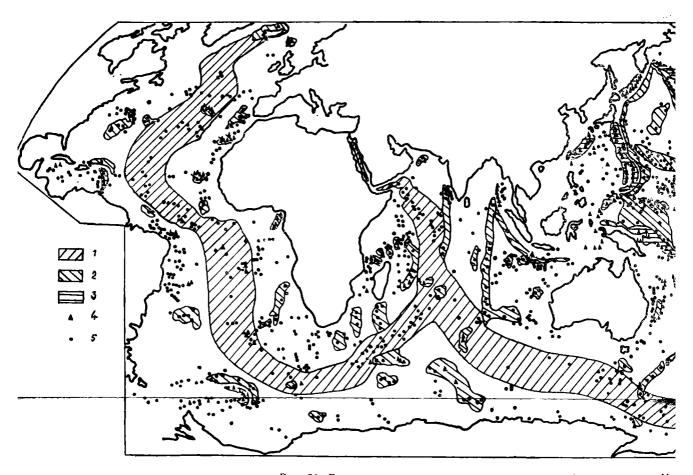


Рис. 51. Вулкано-тектонические и вулканические морфоструктуры дла Ми 1 — срединно-океанические хребты; 2 — сводово-глыбовые поднятия, хребты и валы; 3 — островные дуг подводные горы.

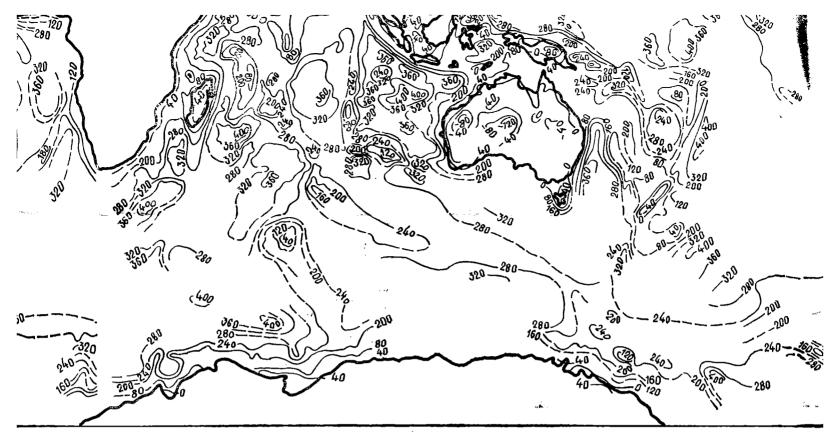
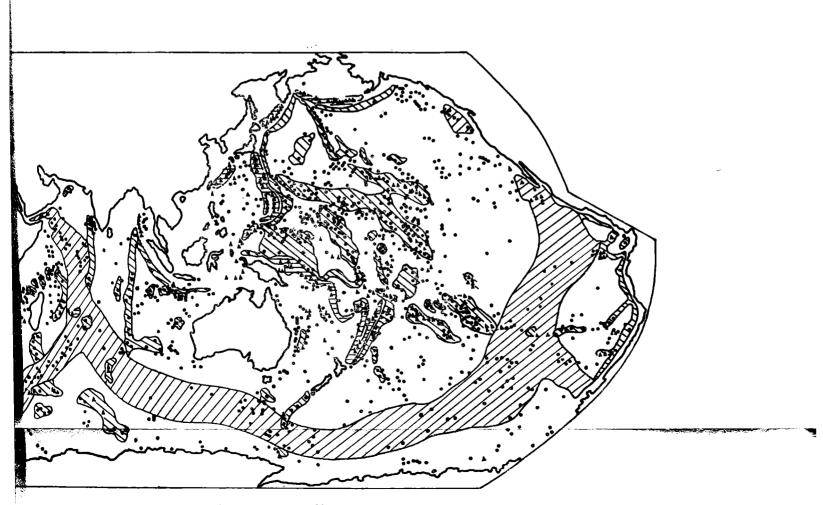
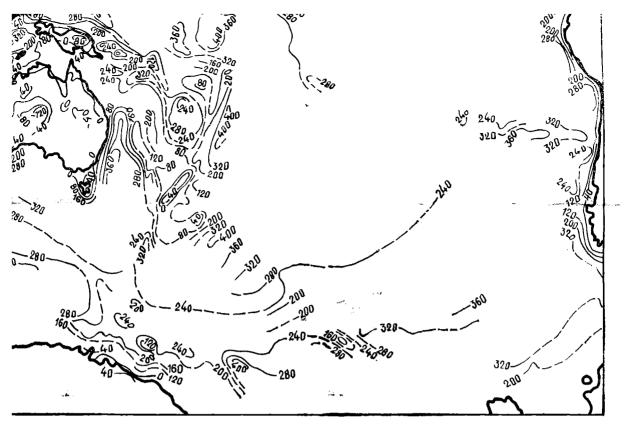


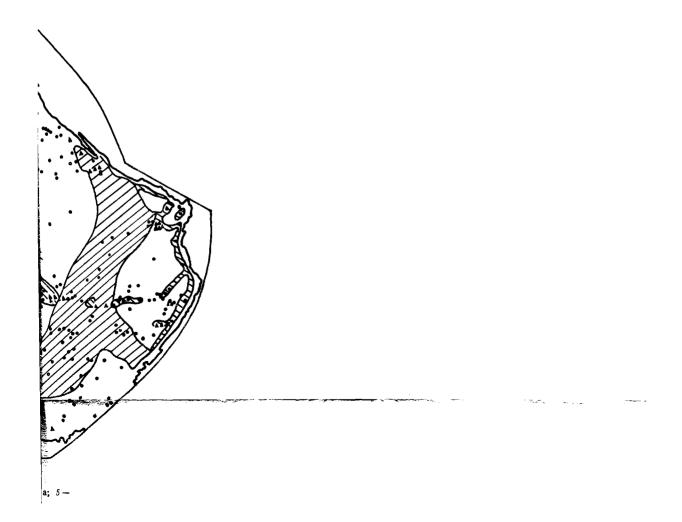
Рис. 48. Қарта аномалий Буге Мирового океана (по А. Г. Гайнанову [1980 г.]). Изоаномалы даны в миллигалах.



сано-тектонические и вулканические морфоструктуры дна Мирового океана. 2- сводово-глыбовые поднятия, хребты и валы; 3- островные дуги; 4- вулканические острова; 5- подводные горы.



`айнанову [1980 г.]).



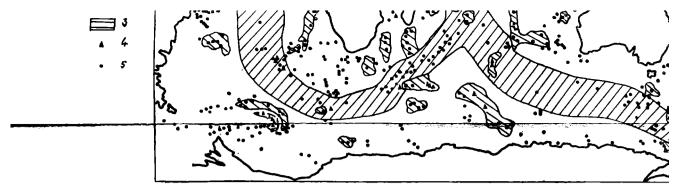
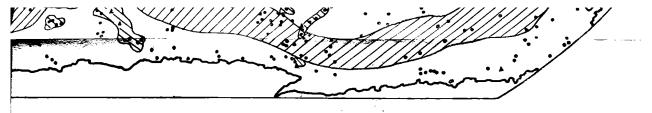


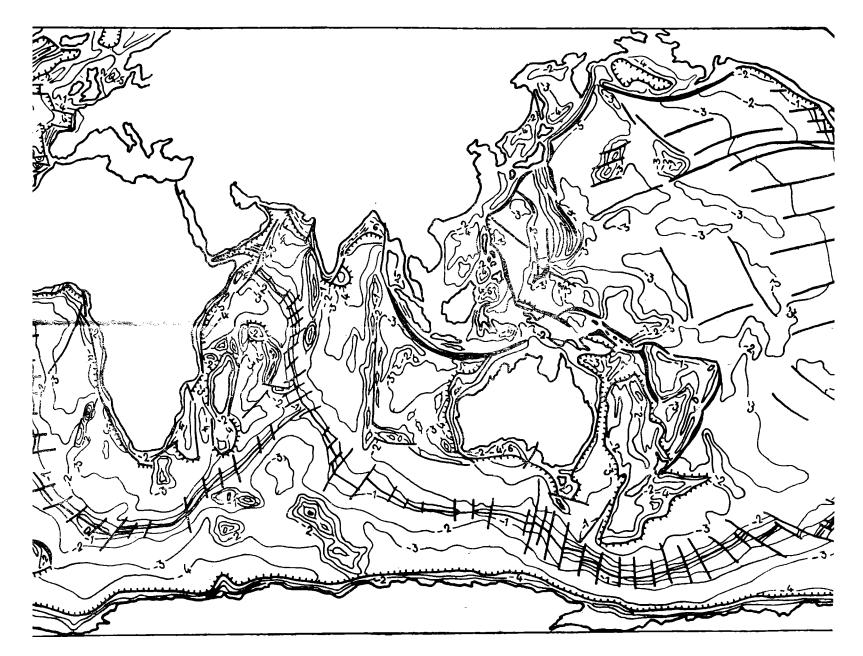
Рис. 51. Вулкано-тектонические и вулканические морфоструктуры I — срединно-океанические хребты; 2 — сводово-глыбовые поднятия, хребты и валы; 3 — остр подводные горы.

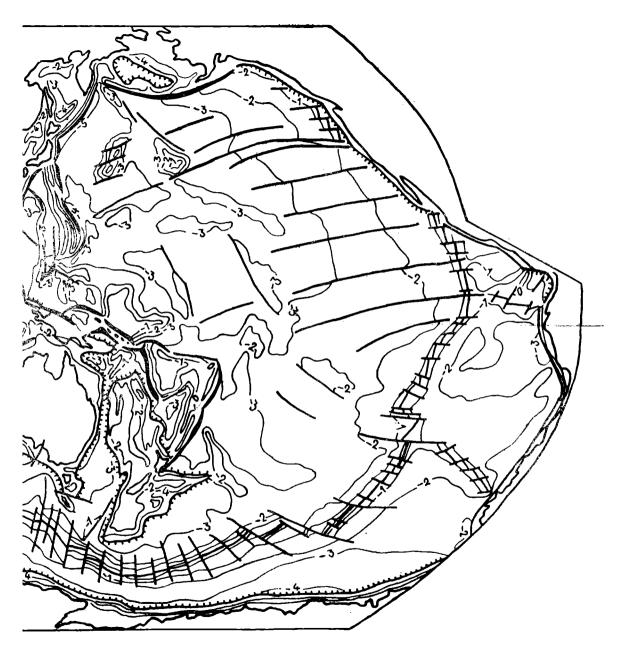


Рис. 56. Карта вер 1— изолинии амплитуд вертикальных движений, км; ложем океана



 γ лкано-тектонические и вулканические морфоструктуры дна Мирового океана. 2- сводово-глыбовые поднятия, хребты и валы; 3- островные дуги;: 4- вулканические острова; 5- подводные горы.





о океана.

и окраинами (включая переходные зоны) и оба.