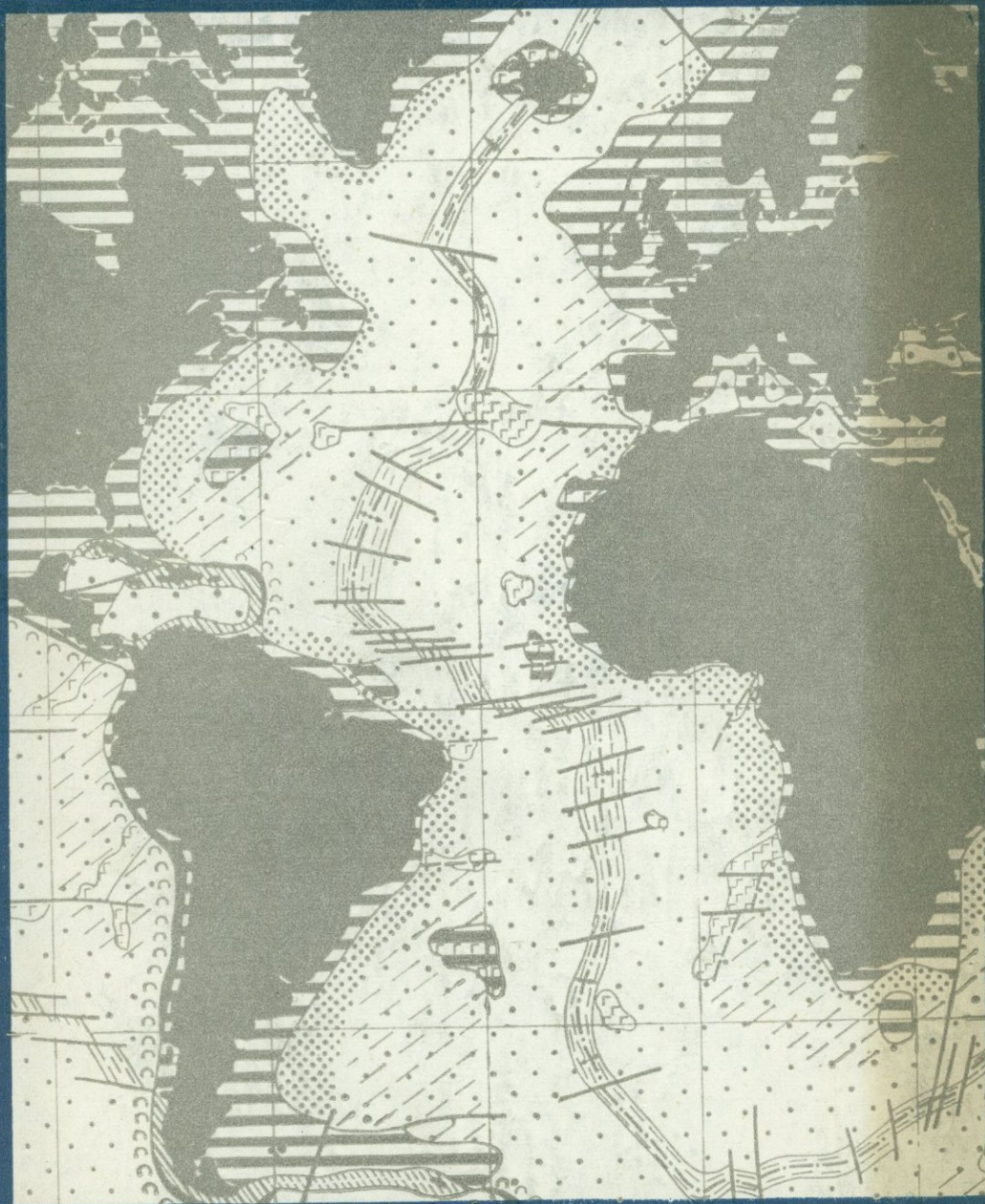


К. В. БОГОЛЕПОВ, Б. М. ЧИКОВ

ГЕОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

551.46+552.5

К. В. БОГОЛЕПОВ, Б. М. ЧИКОВ

ГЕОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ

1997



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1976



Геология дна океанов. Боголепов К. В., Чиков Б. М. «Наука», 1976.

Книга представляет собой сводку новейших материалов по геологическому строению дна Мирового океана. Она состоит из двух частей. В первой части дана общая геоморфологическая и геолого-геофизическая характеристика океанического ложа, в том числе типов современных осадков и вулканизма, геологических формаций и полезных ископаемых дна. Во второй части описываются структурные провинции и излагаются принципы их выделения. Охарактеризованы окраинные зоны тихоокеанского и атлантического типов и освещен вопрос их отождествления с геосинклиналями, рассматриваются эволюционный ряд структурных провинций океанического ложа и проблемы его образования в свете современных геотектонических гипотез.

Табл. 34. Илл. 76. Библ. 533 назв.

Ответственные редакторы:

член-корреспондент АН СССР В. Н. САКС,

член-корреспондент АН СССР Э. Э. ФОТИАДИ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее десятилетие все большее влияние на развитие наук о Земле оказывают исследования ложа Мирового океана. Оно является «кухней» земной коры, где чрезвычайно энергичные и наглядно проявляющиеся тектоно-магматические процессы создают широкое разнообразие структурных форм — от разрывов тонкой базальтовой коры во вздутиях рифтовых поясов до мощных и сложно построенных геосинклинальных призм — будущих складчатых сооружений континентов.

Океан обладает колоссальными энергетическими, минеральными и биологическими ресурсами. Их постепенное вовлечение в мировую экономику, принимая во внимание рост населения земного шара и истощение ресурсов суши, является жизненно необходимым для развития человеческого общества. Усилия по изучению дна океанов со стороны большинства индустриально развитых стран приводят к громадному росту разнообразной геологической информации, требующей систематического обобщения. В настоящее время вряд ли существует отрасль геологического знания, которая не черпает новых данных из исследований океанического дна. Появляется необходимость в существенной ревизии теоретических представлений, строившихся в прошлом только на тех сведениях, которые могла дать консолидированная и испытывавшая длительное преобразование земная кора современной суши.

В этих условиях очень важна подготовка специалистов, вооруженных не только классической «сухопутной» геологией, но и геологией океанического дна, так как совершенно ясно, что дальнейшее совершенствование геологии — науки о глобальных закономерностях строения и развития земной коры и размещения в ней полезных ископаемых — невозможно без синтеза знаний по континентам и океанам.

В основу книги положен курс лекций по геологии дна океанов, который авторы в течение ряда лет читают на геолого-геофизическом факультете Новосибирского университета. По содержанию, как видно из важнейших разделов книги, курс существенно отличается от курса морской геологии, изложенного в учебных пособиях, составленных в США Ф. Шепардом (1951, 1969) и в Советском Союзе М. В. Кленовой (1948) и затем О. К. Леонтьевым (1963, 1968). В названных книгах основное внимание обращено на геоморфологию морского дна и на динамику современных, преимущественно экзогенных, геологических процессов и почти не освещаются вопросы геологического (в том числе глубинного) строения океанического ложа. Поэтому первая задача авторов заключалась в том, чтобы дать студентам систематическое справочное руководство по новому курсу.

Вторая задача состояла в синтезе обширного и разностороннего геологического и геофизического материала по дну океанов, который при небывалом росте современной научной информации разбросан по многочисленным специальным статьям и монографиям советских и зарубеж-

ных авторов и с каждым годом становится все труднее обозримым. С попыткой совместить эти две задачи связано то, что в книге приведены необходимые для подготовки студентов геологической и геофизической специальностей широко известные сведения по геоморфологии, осадконакоплению, вулканизму, полезным ископаемым и геофизическим параметрам океанического ложа. С другой стороны, в ней сосредоточен фактический материал, который по нагрузке и смысловому значению далеко выходит за рамки учебных программ и представляет интерес для лиц, работающих в области теоретической геологии и тектоники дна океанов.

При этом выявляется основная цель работы. Она заключается в уточнении критериев тектонического районирования океанического ложа, в выделении главных структурных элементов (структурных провинций), общих для всей системы Мирового океана, в установлении между ними пространственных отношений и эволюционных — историко-геологических связей. В этих построениях авторы стремились избегать использования многочисленных и часто противоречивых динамических и генетических моделей, если они непосредственно не вытекали из излагаемого фактического материала. Поэтому в работе подробно не рассматриваются конкурирующие в современной науке геотектонические гипотезы, тем более, что в их оценке должны участвовать не только океаническая геология и геофизика, но и критический анализ аналогичного комплекса эмпирических данных по континентам. К тому же изучение геологического строения океанического дна и сравнение слагающих его структурных единиц приводят авторов к убеждению, что мобилистские гипотезы «плитной», или «новой глобальной», тектоники и фиксистские гипотезы «базификации» не столь альтернативны, как часто представляется в пылу научных дискуссий. Каждая из них объясняет определенный круг явлений, и одна из них может служить дополнением другой.

Составление настоящей работы было бы невозможным, если бы ей не предшествовали обширные сводки по различным аспектам геологического строения дна отдельных океанов, выполненные советскими и зарубежными исследователями. Среди них в первую очередь нужно упомянуть двухтомную монографию по осадконакоплению в Тихом океане, выполненную коллективом Института океанологии АН СССР под руководством П. Л. Безрукова, аналогичную работу по исследованиям рифтовых зон Мирового океана, опубликованную под редакцией А. П. Виноградова и Г. Б. Удинцева, монографии Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева по тектонике Тихоокеанского сегмента Земли, результаты геофизических работ по Проекту верхней мантии, изложенные в ряде книг под редакцией В. В. Белоусова и в капитальном издании «Земная кора и верхняя мантия» под редакцией П. Харта, систематически публикуемые сведения о результатах глубоководного бурения, проводимого по международным программам (с участием СССР) на судне «Гломар Челленджер», многотомную сводку по различным проблемам геологии Мирового океана («The Sea», 1963) и, наконец, серию составленных в Советском Союзе тектонических карт (Евразии, Тихоокеанского сегмента Земли, Арктики и Антарктики и т. д.), содержащих обильную и детально проинтерпретированную информацию. Не следует забывать и предшествовавшие этим работам, но не потерявшие значения до сих пор сводные исследования Б. Хейзена, М. Тарп и М. Юинга по Атлантическому океану и Г. Менарда по Тихому океану.

К сожалению, авторы не смогли в полной мере использовать при описании процессов осадконакопления и характеристике геологии подводных континентальных окраин фундаментальную монографию А. П. Лисицына «Осадкообразование в океанах» (1974) и обширную

сводку под редакцией К. Бурка и Г. Дрейка («The geology...», 1974), вышедшие в свет уже после составления книги.

Авторы благодарны В. Н. Саксу, С. Л. Троицкому, Э. Э. Фотиади и А. Л. Яншину за конструктивные замечания и обсуждение ряда проблем, а также своим помощникам по лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР — Л. И. Бирюковой, Г. Я. Диановой, М. Б. Лимоновой, Р. И. Теслюк, М. А. Чиковой, О. П. Шлыковой, взявшим на себя труд по оформлению картографических материалов и библиографии.

Предлагаемая вниманию читателей книга является первым и, очевидно, далеко не совершенным опытом обобщения обширного и разностороннего геологического материала по океанам мира. Авторы надеются продолжить этот опыт и поэтому будут благодарны за все замечания, касающиеся как конструкции книги, изложенных фактических данных и их интерпретации, так и возможности использования ее в качестве справочного пособия по соответствующему университетскому курсу.

Часть I

ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА

ВВЕДЕНИЕ

Принято считать, что океан и континенты представляют собой главные структурные элементы земной коры. Они соответствуют двум основным гипсометрическим уровням поверхности литосферы и принципиально отличаются по внутреннему строению, физическим свойствам и вещественному составу слагающих их горных пород. Эти отличия соответствуют понятию о двух главных типах коры — океанической и континентальной, впервые сформулированному Б. Гутенбергом (1934) и ныне лежащему в основе большинства геологических построений.

Однако представление об океанах и континентах как о глобальных тектонических категориях существенно отличается от физико-географического смысла, вкладываемого в те же названия. Поэтому в дальнейшем, когда речь пойдет о геологической структуре, мы будем пользоваться терминами **«океанические»** и **«континентальные»** сегменты Земли.

В физической географии граница между Мировым океаном и континентами проводится по береговой линии. Ее современное положение зависит не столько от особенностей геологического строения земной коры, сколько от ряда сложно сочетающихся между собой факторов, среди которых наиболее важное значение имеют, во-первых, эвстатические колебания уровня океана, связанные в течение антропогенного периода главным образом с образованием и таянием ледниковых масс; во-вторых, вероятные изменения емкости глубоких впадин Мирового океана, обусловленные крупными тектоническими движениями (поднятиями и опусканиями) его дна и еще не поддающиеся количественному анализу; в-третьих, движения отдельных участков земной коры, охватывающие прибрежные зоны континентов; их примером являются поднятие Скандинавского полуострова или погружение южного побережья Северного моря.

Почти идентичное гипсометрическое положение внешней, как правило, четко выраженной бровки материковой отмели (шельфа), располагающейся на огромном протяжении периферии океанов на глубинах от 100 до 200 м (по Ф. Шепарду, 1969, в среднем 137 м), большинство исследователей связывают с соответствующим повышением уровня океана вслед за эпохой максимального оледенения. Эта точка зрения подтверждается широким распространением субэаральных ледниковых образований на шельфах Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана, продолжением геоморфологически выраженных реликтов речных долин до океанического края шельфа за границами распространения четвертичных ледников, трансгрессивным залеганием четвертичных отложений на различных по возрасту слоях от плиоценовых до докембрийских, как, в частности, устанавливается на шельфах северного

побережья Кольского полуострова или западного побережья Африки. Наблюдения по сети мареографов показывают, что только за последнее столетие уровень Мирового океана поднялся на 8 см за счет таяния материковых ледников Гренландии и Антарктиды.

В Баренцевом море М. В. Кленова (1960) наметила две древние береговые линии, соответствующие подводным террасам, расположенным на глубинах 180—220 и 60—70 м, которые отвечают, по ее представлениям, уровню моря в эпохи миндельского (максимального) и вюрмского оледенений. Аналогичные наблюдения имеются и по другим областям.

Вместе с тем известны многочисленные участки шельфа, опущенные в результате тектонических движений на значительную глубину. В Охотском море установлены абразионные террасы на глубинах 235, 250 и 267 м; его дно, полого погружающееся до глубины 1000—1300 м, может рассматриваться как затопленная часть материка (Марков и др., 1967). Реликтовый абразионный уступ фиксирует древнюю береговую линию на глубине 270 м в районе Фарерских островов. О. К. Леонтьев и О. Г. Удинцева (1971), определяя шельф как подводную окраину материковых платформ, характеризующуюся равнинным рельефом с реликтовыми субэральными формами, отмечают, что глубины океана в его пределах нередко превышают 200 м, достигая 1000 м и более. Многие исследователи рассматривают краевые плато, подобные плато Блейк, или Иберийскому, как окраинные резко опущенные части шельфа.

Эти данные наряду с разломной природой континентальных склонов, на чем мы подробнее остановимся дальше, свидетельствуют о значительной роли погружения окраин континентов при образовании их современных границ. Так, В. В. Белоусов (1972) считает, что развитие шельфа связано преимущественно с постепенным увеличением угла наклона поверхности континентальной коры в сторону океана и что к настоящему времени прогибание на краю шельфа, начавшееся в юрском и меловом периодах, достигло 2—3 км по отношению к первоначальному его положению. Близкую точку зрения высказал ранее Ж. Буркар (1953), объяснявший образование шельфа и различия в его глубинах существованием «континентальной флексуры».

Несмотря на различие физико-географических и тектонических причин, обусловивших современное географическое положение границ океана и континентов, сами границы проводятся однозначно. Значительно сложнее проведение границы между океаническими и континентальными сегментами земной коры. Оно основано на комплексе геолого-геофизических, в первую очередь сейсмометрических, характеристик, которые в той или иной мере коррелируются с морфоструктурами окраинных частей океана.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНОВ

Прежде чем перейти к геолого-геофизическим критериям разделения континентальных и океанических сегментов, рассмотрим важнейшие черты рельефа океанического дна. Не останавливаясь на истории его изучения, изложенной на примере Атлантического океана Б. Хейзенем, М. Тарп, М. Юингом (1962) и А. В. Ильиным (1971) и Тихого океана

Г. Менардом (1966), Г. Б. Удинцевым (1972), а ранее М. В. Кленовой (1948), отметим, что первая «Генеральная батиметрическая карта океанов» в масштабе 1 : 10 000 000 была составлена по рекомендации Международного географического конгресса в 1899 г. в Монако под руководством принца Монакского Альберта I. Она содержала всего 18 400 измерений глубин. Рельеф глубоководных областей был изображен в самых общих чертах на основе около 7000 измерений. Второе издание карты было выполнено в 1927 г. с использованием 30 000 точечных промеров. Переломным моментом в изучении батиметрии океанов явилось изобретение эхолотов-самописцев, впервые примененных в 1946 г. на экспедиционном судне «Атлантис», принадлежавшем Вудсхольскому океанографическому институту США. С рядом усовершенствований (например, были добавлены прецизионные приставки) они используются до настоящего времени и позволяют проводить не дискретные промеры, как было раньше, а непрерывную запись любых глубин океана.

Результатом обширных экспедиционных работ, проведенных за последние четверть века международными организациями, а также США, Советским Союзом, Швецией, Англией и многими другими странами, явилось новое издание «Генеральной карты Мирового океана» в 1968 г. и серии батиметрических и геоморфологических карт отдельных океанов и их частей, позволяющих составить достаточно полное представление о важнейших особенностях рельефа и крупных морфоструктурах океанического дна. Огромное значение для всего комплекса наук о Земле имело открытие в конце 50-х годов мировой системы срединных океанических хребтов. Правда, сведения о существовании Срединно-Атлантического хребта были получены еще британской экспедицией на «Челленджере» (1872—1876 гг.) и затем уточнены немецкой экспедицией на «Метеоре» в 1925—1927 гг., а существование глубокой депрессии (позднее названной рифтовой долиной) в его осевой части было установлено еще в 30-е годы немецким судном «Алтаир», проводившим исследования в районе Азорских островов по плану Международной комиссии по изучению Гольфстрима. Но в те годы этим отрывочным наблюдениям не могли придать должного значения.

Современные батиметрические карты полностью опровергли господствующие еще недавно представления о простоте рельефа глубоководных частей Мирового океана. Рельеф дна океана оказался не менее сложным и пересеченным, чем рельеф поверхности материков. При этом в нем более четко выражена тектоническая природа, что обусловлено значительно меньшей интенсивностью нивелирующих экзогенных процессов.

Анализ рельефа океанического дна с его сложным чередованием подводных горных сооружений и аккумулятивных равнин позволяет выделить ряд основных геоморфологических провинций, изображенных на рис. 1 (см. в конце книги). Из общей площади Мирового океана, составляющей 361,1 млн. км² (70,8% поверхности Земли), по подсчетам О. К. Леонтьева и О. Г. Удинцевой (1971) приходится: на подводные окраины континентов, включающие, по принятой ими рубрикации, шельф, материковый склон и материковое подножие, — 77,9 млн. км² (21,7%); на «переходные зоны» (глубоководные желоба, островные дуги и глубоководные впадины окраинных морей) — 35,3 млн. км² (9,7%); на ложе океана — 185,1 млн. км² (51,4%); на срединно-океанические хребты — 62,8 млн. км² (17,2%).

Намечается два типа океанических окраин (рис. 2). Один из них характерен для большей части периферии Атлантического и Индийского океанов и для Северного Ледовитого океана, второй — для Тихого океана, особенно его западной части, северо-восточной окраины Индийского океана и окраины Атлантического океана, прилегающей к Центральной Америке.

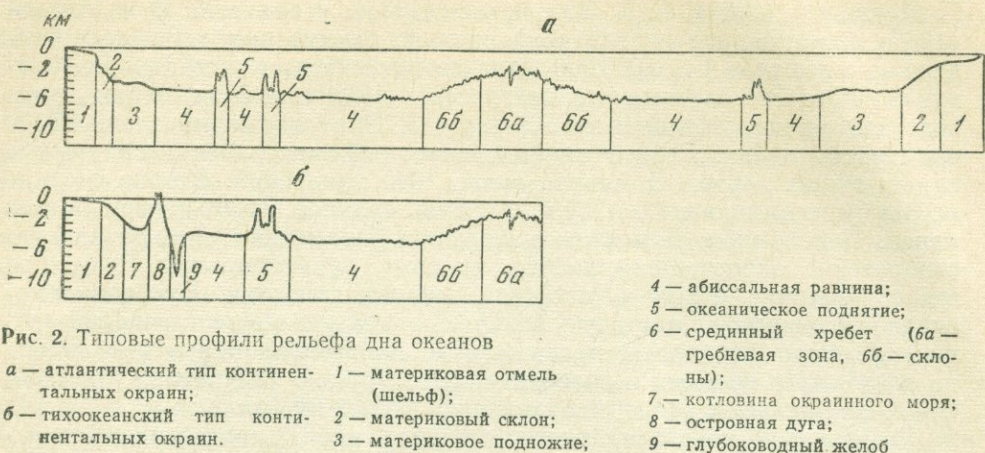


Рис. 2. Типовые профили рельефа дна океанов

а — атлантический тип континентальных окраин; б — тихоокеанский тип континентальных окраин.

1 — материковая отмель (шельф);
2 — материковый склон;
3 — материковое подножие;
4 — абиссальная равнина;
5 — океаническое поднятие;
6 — срединный хребет (6а — гребневая зона, 6б — склоны);
7 — котловина окраинного моря;
8 — островная дуга;
9 — глубоководный желоб

В профиле первого типа по направлению от берегов континента в глубь океана четко выделяются следующие различные в геоморфологическом отношении области: прибрежная отмель (шельф), материковый склон и материковое подножие, переходящее далее в абиссальные равнины океанического ложа. В профиле второго типа вслед за шельфом и материковым склоном выделяются глубоководные впадины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба, которые, в свою очередь, через окраинные океанические валы сочленяются с абиссальными равнинами. Еще Э. Зюсс назвал первый тип побережий атлантическим, второй — тихоокеанским.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ТИП ОКРАИН ОКЕАНОВ

Материковая отмель

Материковая отмель (шельф), представляет собой подводную равнину со сравнительно малым уклоном дна, в среднем около 7—8'. Со стороны океана она ограничена четко выраженной бровкой (перегибом рельефа), расположенной, как правило, на глубинах от 100 до 200 м, но в некоторых случаях погруженной до глубин 300 м и более (шельф Восточной Гренландии, Ньюфаундленда, Антарктиды и др.). Ширина шельфа колеблется в широких пределах от первых десятков километров (восточное побережье Бразилии, значительные участки побережья Западной Африки) до 400 км и более в районе Ньюфаундленда, Британских островов, Северного моря и до 1200 км на севере Азии с его системой мелководных (шельфовых) морей — Баренцевым, Карским и др. Как геоморфологические, так и геологические данные не оставляют сомнения, что материковая отмель представляет собой затопленную часть континентов¹.

Имеются существенные различия в рельефе шельфа между областями, подвергшимися четвертичному оледенению, и внеледниковыми областями. Первые из них характеризуются более расчлененным холмистым рельефом, большей шириной и значительными перепадами глубин. Так, на шельфе районов Лабрадора и Гудзонова залива многочисленные банки чередуются с крупными котловинами, продольными и поперечными желобами и долинами, достигающими глубин 600—700 м.

¹ Ряд исследователей распространяют на шельф понятие о «переходной зоне между континентами и океанами» (Буркар, 1953; Ильин, 1971; Панов, 1963; Шепард, 1951; Эмери, 1969; Моог, Currau, 1963).

Бровка шельфа лежит на глубине 200—400 м. Аналогичный холмисто-котловинный рельеф имеет материковая отмель Ньюфаундленда и Новой Шотландии, расчлененная широкой трогообразной долиной — «каналом» Св. Лаврентия, находящимся на продолжении одноименного эстуария. А. В. Ильин (1971, с. 133) разделяет отмель Новой Шотландии на три области: прибрежную, центральную и внешнюю. Для первой из них характерны относительно крутые склоны, пологие ложбины и валы, вытянутые под прямым углом к берегу. Склон прибрежного шельфа опускается ко дну относительно глубоких котловин, расположенных в центральной зоне, глубина котловин составляет 250—300 м. Внешняя часть шельфа лежит на значительно меньших глубинах. Расположенные здесь многочисленные мелководные банки оконтуриваются изобатой 100 м, а глубина внешнего края шельфа колеблется от 100 до 200 м. У берегов Антарктиды внешняя, выровненная, часть отмели опущена до 400—500 м, а внутренняя, сильно расчлененная, находится на глубинах 150—200 м. Они разделены крутым уступом и депрессией, достигающей глубины 1600 м (Канаев, 1972).

Своеобразие рельефа материковых отмелей Северной Атлантики и Антарктиды обычно связывают с деятельностью ледника. В пределах Северной Америки его граница в антропогене не выходила за пределы мыса Код. Действительно, к югу от этой границы поверхность шельфа приобретает иной, равнинный, характер. Вместе с тем крупные черты рельефа шельфов ледниковых зон, в частности наличие продольных и поперечных желобов, глубоких котловин, отмечаемое рядом исследователей соответствие простирания главных элементов рельефа с направлением складчатых структур каледонид на шельфе Новой Шотландии, позволяют предполагать и значительную роль движений земной коры в формировании рельефа, в том числе опускание и поднятие отдельных блоков, обусловленное неравномерной ледниковой нагрузкой. Продольные и поперечные желоба на шельфе Лабрадора, местами достигающие глубины 750 м, часто лежат на непосредственном продолжении разломов, установленных в прилегающих частях полуострова. Некоторые из желобов в районах гренландского и норвежского шельфов лежат на продолжении характерных форм послеледникового наземного ландшафта — фьордов, в образовании которых ведущая роль отводится тектоническим факторам (Каплин, 1962).

В пределах внеледниковой области поверхность шельфа более выровнена, хотя и имеет волнистый и часто террасированный характер. При низком стоянии океана основным рельефообразующим фактором здесь была речная эрозия, сменившаяся на стадиях эвстатического повышения уровня абразионной деятельностью моря в ходе трансгрессий.

За пределами ледниковой зоны наиболее разнообразны по характеру рельефа береговые отмели тропического пояса. Их разнообразие обусловлено рельефообразующей деятельностью кораллов и известковых водорослей. Обилие биогерм маскирует эрозионные и абразивные формы рельефа, создавая новые морфоструктурные поверхности. Но ведущее значение и здесь имели тектонические движения, обладавшие различной скоростью и различной направленностью для разных тектонических зон и разных блоков.

Весьма характерно однообразие материковой отмели Западной Африки. Ее равнинный рельеф, осложненный главным образом реликтовыми формами речных долин и скалистых выступов, крайне однообразное положение внешней бровки, располагающейся за исключением немногих районов на глубинах 100—110 м, соответствуют тектонической стабильности западной части Африканской платформы. Лишь в северной части материковой отмели Африки, где к берегу подходят альпийские горные сооружения, ее рельеф характеризуется относительной расчлененностью (от Агадира до Касабланки). То же можно сказать о

шельфе северного побережья Южной Америки у залива Пария и о. Тринидад. Для этого района отмечаются существенные колебания глубин бровки шельфа (от 100 до 185 м), наличие крутых уступов и глубоких депрессий, отделенных от внешнего края пологими хребтами (Ильин, 1971). Их ориентировка в различных направлениях может свидетельствовать о широком проявлении блоковых движений. Погружение окраины материка в виде пологой террасы, прослеженной до глубин 1100—1300 м от внешнего края отмели и сменяющейся крутым уступом материкового склона, характерно для шельфа Аргентины.

В отличие от этого шельф у побережья Бразилии шириной не более 15 км имеет преимущественно абразионное происхождение. Его внешний край не опускается ниже 100 м, а обычно расположен на глубинах от 50 до 70 м. Шельф сопряжен с испытывающими поднятие прибрежными частями Бразильского нагорья.

В целом для шельфовой зоны океана характерно существование реликтов субаэрального рельефа, замаскированного наложенными процессами морской абразии и аккумуляции. Наклон шельфа в сторону океана и присутствие резко сброшенных участков, образующих окраинные плато, свидетельствуют о тенденциях к погружению протяженных окраинных частей континентов. Наиболее обширные площади шельфов выработались в результате совместной деятельности тектонических опусканий, морской абразии и осадконакопления.

Материковый склон

Материковый склон является следующей глобальной формой рельефа окраинных частей океана. Его верхняя граница — внешняя бровка материковой отмели расположена, как отмечалось, на глубинах от 100 до 200—400 м. Значительно более широкий разброс глубин отмечается для нижней границы склона. По результатам 200 эхолотных профилей окраин Атлантического океана подножие материкового склона расположено на глубинах от 1000 до 4500 м (Ильин, 1971). Однако благодаря главному переходу материкового склона к материковому подножию граница между ними определяется со значительной долей условности. Средний наклон поверхности материкового склона составляет немногим более 3°, но может достигать 25, а на отдельных участках — 45°. В пределах Атлантического океана средний угол наклона колеблется примерно от 1 до 17°30'. Ширина материкового склона варьирует от 8—10 до 250—270 км.

Типичной формой рельефа наиболее крутых, незамаскированных современными осадками, участков материкового склона является система последовательно чередующихся уступов и субгоризонтальных ступеней (рис. 3). Часто они имеют форму горстов и разделяются понижениями, напоминающими подводные долины или каньоны. Такова морфология склона у побережья Бразилии, а также у западного побережья Африки от Сьерра-Леоне до экватора, где средние углы его наклона составляют 4—5, но часто увеличиваются до 10—12°. Явный сбросовой характер имеет материковый склон вдоль побережий Гренландии, Лабрадора и в районе Флемиш-Кап к востоку от Ньюфаундленда. В нижней части материкового склона Гренландии устанавливается обособленный блок, отделенный от внутренней части склона желобом. Крутой, вероятно сбросовой, уступ выделяется в нижней части склона Лабрадора. Крутые уступы еще резче выражены на склоне Флемиш-Кап. Более спокойный характер рельефа с вогнутым, а не выпуклым, как в приведенных примерах, поперечным профилем, мало заметными уступами и ступенями устанавливается вдоль западного побережья Африки к югу от Канарских островов и вплоть до г. Бисау. Здесь высота склона 2500—3000 м, крутизна не превышает 2—3°, а его

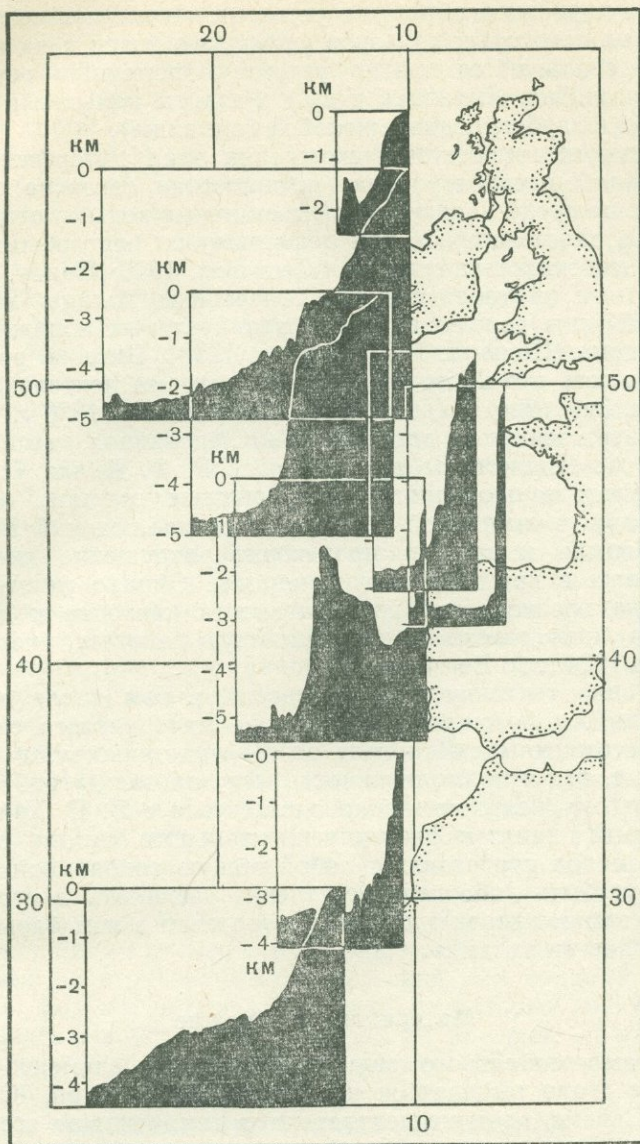


Рис. 3. Характерные профили материкового склона на разных участках Европейского и Африканского секторов Атлантического океана («Рельеф Земли», 1967)

расчлененность незначительна. Вогнутый поперечный профиль, по-видимому, свидетельствует о малой тектонической активности этой зоны и об установившемся здесь равновесии рельефообразующих процессов.

Важной формой рельефа материкового склона является система пересекающих его подводных каньонов. Они представляют собой глубоко врезанные V-образные долины, по которым с континентов и материковой отмели в океан сбрасывается огромное количество обломочного материала, накапливающегося в дальнейшем в виде мощных осадочных линз вдоль материкового подножия. Обломочный материал перемещается по каньонам главным образом мутьевыми потоками. Классической областью распространения подводных каньонов и областью, где они в то же время наилучшим образом изучены, является материковый склон атлантического побережья США и Южного Ньюфаундленда. Подводные каньоны протягиваются на многие сотни миль и опускаются до

материкового подножия, образуя в устьевых частях мощные конусы выноса. Верховья некоторых каньонов устанавливаются и на шельфе. Нередко они располагаются против устьев современных речных долин (Гудзон, Конго, Инд, Амазонка и др.). Развиты каньоны и на склонах островных дуг и глубоководных желобов (см. ниже).

Из нескольких гипотез происхождения этих интереснейших форм рельефа наиболее распространена тектоническая, согласно которой подводные каньоны представляют собой трещинные зоны, в отдельных случаях грабены, заложившиеся при деформациях растяжения в период образования материковых склонов (Леонтьев, 1963; Панов, 1963). Эрозионная гипотеза предполагает, что поперечные долины материкового склона выработаны реками в период значительных понижений уровня Мирового океана (Шепард, 1951; Буркар, 1953). Широко развито представление и о том, что подводные долины созданы деятельностью мутьевых потоков. Эта гипотеза, впервые высказанная в 1936 г. К. А. Дели, нашла подтверждение в детальных исследованиях, выполненных в 60-е годы Р. Ф. Диллом. По наблюдениям Р. Ф. Дилла (см. Шепард, 1969), в результате оползания массы рыхлых осадков, содержащих, судя по составу донных проб и визуальных наблюдений в батискафе, скальные обломки и валуны, происходит разрушение дна каньонов, даже врезанных в кристаллические породы. Однако гипотеза подводной эрозии не противоречит приуроченности каньонов к дизъюнктивным зонам, а лишь дополняет тектоническую гипотезу, впервые высказанную еще в 1924 г. А. Вегенером.

Преобладание тектонических процессов, в том числе дизъюнктивных дислокаций, в формировании рельефа материкового склона представляется несомненным. В пользу этого свидетельствуют как приведенные данные, так и прямолинейность или пологая дугообразность его контуров. Поэтому целиком можно согласиться с В. Е. Хаиным (1973, с. 282), который пишет: «Связь континентального склона с краевыми разломами океанов представляет собой общую закономерность, но эти разломы могут быть либо непосредственно выражены в структуре дна океана, либо замаскированы чехлом и отражены в нем барьерными рифами или соляными валами».

Материковое подножие

В качестве самостоятельного морфоструктурного элемента материковое подножие стало выделяться недавно (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962). В настоящее время одни исследователи рассматривают его как часть океанического ложа, другие включают в состав «подводной окраины материков» (Леонтьев, 1968, 1969). Вопрос этот должен решаться главным образом на основании геологических и геофизических данных, и поэтому мы вернемся к нему ниже. В морфологическом отношении материковое подножие представляет собой наклонную, обычно слабоволнистую равнину, окаймляющую основание материкового склона. Положение ее верхней границы существенно меняется. Так, в районе Ньюфаундленда она располагается на глубинах от 2000 до 4000 м, в районе Южной Америки (между 10 и 30° ю. ш.) — в среднем на глубине 3000 м с тенденцией к увеличению глубин у берегов Гвианы и Аргентины и к уменьшению их у берегов Бразилии. Нижняя граница устанавливается как в западном, так и в восточном секторах Атлантики на глубине порядка 5000 м. Ширина материкового подножия колеблется от 200 до 1000 км и более. Обобщенный поперечный профиль имеет форму вогнутой кривой, выполаживающейся в сторону океана. В районе Новой Шотландии и банки Флемиш-Кап наклон верхней части материкового подножия иногда достигает 1—2°, выполаживаясь на границе с абиссальной равниной до 1—2', и в среднем не выходит за пределы 10'.

Поверхность материкового подножия в основном выровненная, для нее характерно развитие широкой системы холмов высотой от 10—20 до 200—300 м, наиболее четко выраженных в его верхних и нижних частях. По данным сейсмоакустического профилирования, эти холмы представляют собой либо конусы выноса подводных каньонов, рассекающих материковый склон и заканчивающихся у материкового подножия, либо результат оползания крупных блоков осадочных пород, размер которых достигает нескольких километров (Ballard, 1966). Следует иметь в виду также гипотезу Хизена и Холлистера (Heezen, Hollister, Ruddiman, 1966), предполагающих возникновение подобных форм рельефа в результате деятельности придонных течений.

В пределах материкового подножия концентрируется основная масса осадочного материала, находящегося в океане и снесенного с континентов. Благодаря этому аккумулятивные процессы почти полностью подавляют тектонические формы рельефа. Так, сейсмические работы, проведенные на материковом подножии вдоль побережья США, свидетельствуют о существовании здесь крупного тектонического прогиба, выполненного 8—10-километровой толщей осадков, но никак не выраженного в рельефе. Вероятно, аналогичное внутреннее строение имеет материковое подножие и во многих других районах. В выравнивании рельефа большую роль играют придонные течения, они устанавливаются по многочисленным знакам ряби на подводных фотографиях. Не меньшее значение имеют текучесть и низкие показатели статического напряжения сдвига, присущие накапливающимся здесь весьма тонким, преимущественно терригенным, осадкам.

Итак, рельеф материкового подножия имеет в основном аккумулятивное происхождение. Исключение составляют отдельные районы (часть побережья Бразилии, центральная часть побережья Северо-Западной Африки), где значительная ширина материкового подножия не может быть объяснена выносом большого количества терригенного материала и скорее связана с интенсивным вулканизмом, широким развитием лавовых покровов и системами подводных и надводных вулканов (острова Зеленого Мыса, Фернанду-ди-Норонья и др.). На этих примерах может быть намечен второй тип материкового подножия — не аккумулятивный, а структурно-вулканический. Он отличается от первого типа и по формам рельефа: для него характерны многочисленные ступени, разделенные уступами, морфология которых лишь в малой степени замаскирована осадочным материалом (Collete et al., 1969).

ТИХООКЕАНСКИЙ ТИП ОКРАИН ОКЕАНОВ

Тихоокеанский тип океанических окраин отличается существованием значительно более сложной переходной зоны, лежащей между шельфом и абиссальными равнинами. В ней вместо сравнительно простого по формам рельефа, присущего постепенно погружающемуся к океаническим пучинам материковому склону, выделяется сложное чередование впадин окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов. Между тихоокеанским типом и рассмотренным уже атлантическим типом океанических окраин существуют различные виды переходов, что может быть прослежено вдоль атлантического побережья Центральной Америки. К югу от мыса Гаттерас располагается плато Блэйк, образовавшееся за счет обрушения материковой отмели на глубину от 900 до 1400 м. В структуре плато Блэйк устанавливается два меридионально вытянутых трога, заполненных осадочными породами мезозойско-кайнозойского возраста (Sheridan et al., 1966). Они разделены своеобразным структурным хребтом (поднятием фундамента). Приокеанический желоб, по данным К. Эмери (1969), протягивается на север вплоть до Новой Шотландии, а на юге, по-видимому, сливается с геоморфологи-

чески выраженным глубокоководным желобом Пуэрто-Рико. Усложнение структуры материкового склона намечается и в северной части атлантического побережья Южной Америки (к югу от окончания дуги Малых Антильских островов). Здесь на траверзах Джоржтауна и устья р. Амазонки устанавливаются две широкие ступени. Они оконтуриваются изобатами 1000 и 2000 м и, судя по данным сейсмопрофилирования, представляют собой, подобно плато Блейк, оторванные по разломам и опущенные участки шельфа (Collete et al., 1969). Между этими двумя участками — к югу от плато Блейк и вплоть до венесуэльского побережья Южной Америки — зона материкового склона приобретает черты, характерные для «переходной зоны». Она включает в свой состав еще более сложное сочетание островных поднятий, глубоких котловин и желобов Карибского моря и его восточного ограничения.

Наиболее полно «переходная зона» выражена вдоль северного и западного побережий Тихого океана — от берегов Аляски до Новой Зеландии (см. рис. 1). Ее ширина огромна: она достигает 1500—2000 миль в центральных и южных, наиболее выдвинутых в сторону океана, частях. В ее состав, как уже отмечалось, входят глубокие котловины окраинных морей, подводные и наземные (островные) горные сооружения, за которыми закрепилось название «островные дуги», и глубокоководные желоба, непосредственно прилегающие к островным дугам и отделяющие их, как правило, от абиссальной равнины океана.

Глубоководные котловины окраинных морей

Глубоководные котловины представляют собой более или менее обширные депрессии с плоским или расчлененным отдельными поднятиями дном, в различной степени выровненным осадками. Очертания котловин зависят от особенностей структурного плана «переходной зоны», но обычно они имеют овальную или изометричную форму. Для них характерны глубины 3000—5000 м. Особенно большими глубинами отличается Филиппинская котловина (5500—6000 м). По положению в «непереходной зоне» глубокоководные котловины могут быть разделены на два типа. К первому типу относятся котловины, располагающиеся между материковой отмелью континента и островной дугой (рис. 4). Это котловины Южно-Охотская, Берингова, Южно-Китайского и Кораллового морей и т. п. Второй тип представлен котловинами, ограниченными как с внешней, так и с внутренней стороны хребтами островных дуг. Среди них могут быть названы наиболее крупные и глубоко погруженные Филиппинская, Северо- и Южно-Фиджийская котловины.

Равнинная поверхность ложа котловин в ряде случаев осложнена крупными поднятиями. Так, в котловине Берингова моря выделяются поднятия Ширшова и Бауэрса. Поднятие Ширшова прослеживается от Олюторского мыса до о. Атту на западе Алеутской гряды. На протяжении около 370 миль поднятие отделяет от Берингоморской котловины ее западную Камчатско-Корякскую часть. Поднятие имеет ступенчатое строение и возвышается над окружающим дном на 3100 м на севере и на 1700 м на юге. Ширина его основания изменяется соответственно от 90—130 до 22—30 миль. Вершинная поверхность на большей части поднятия выположена; крутизна склонов составляет 4—5° (Гершанович, 1969). Поднятие Бауэрса, имеющее дугообразную форму, возможно, является ответвлением Алеутской островной дуги. На его склонах также намечается ряд структурных террас и ступеней. Покров рыхлых осадков на обоих поднятиях либо отсутствует, либо имеет незначительную мощность (рис. 5). Не исключено существование на поверхности поднятий вулканических построек.

Другим примером поднятий, располагающихся внутри окраинных глубокоководных котловин, является возвышенность Ямато в южной ча-

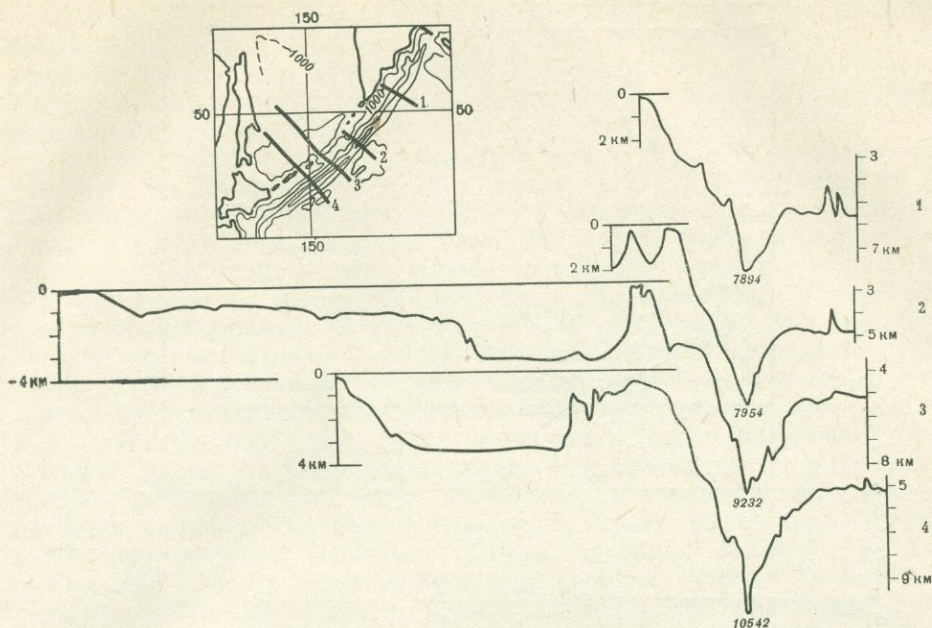
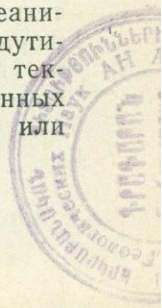


Рис. 4. Профили глубоководной впадины Охотского моря, Курило-Камчатской островной дуги и глубоководного желоба (Удинцев, 1972)

сти впадины Японского моря. Возвышенность венчается двумя параллельными подводными хребтами высотой до 2700 м, разделенными депрессией. Крутые склоны поднятия (до 14°) подчеркивают его блоковую структуру. К юго-западу от Ямато дно котловины имеет холмистый, местами горный рельеф. Отдельные горы обладают признаками подводных вулканов. Существенная роль в рельефе впадины Японского моря наряду с аккумулятивными поверхностями выравнивания принадлежит трещинной тектонике, в частности, с ней связаны подводные каньоны, а также прямолинейный уступ, образующий восточный борт котловины.

Филиппинская глубоководная котловина находится на восточном, далеко выдвинутом в сторону океана фланге «переходной зоны». От других котловин она отделена горными хребтами островных дуг Филиппинской, Рюкю и Японской, а от ложа Тихого океана хребтами островных дуг Палау, Марианской и Идзу-Бонинской. Подводный горный хр. Кюсю-Палау делит котловину на две части: западную (собственно Филиппинская котловина) и восточную (котловины Нампо и Западно-Марианская). Протяженность хребта почти 1600 миль, ширина около 50—70 миль, высота над ложем котловины до 5500 м. Профиль хребта очень сложен: в нем сочетаются хорошо выраженные крупные блоки и отдельные вулканические пики. Одна из гор хребта достигает уровня океана и наращивается коралловым рифом Паресе-Вела. Сложный рельеф дна котловин, в значительной мере, вероятно, созданный вулканическими постройками, хорошо виден на системе профилей (рис. 6). Г. Б. Удинцев (1972) отмечает, что Филиппинскую котловину пересекает огромная зона разломов, протягивающаяся от о. Тайвань на юго-восток в направлении Каролинских островов. Эта зона, по мнению Г. Б. Удинцева, весьма напоминает рифтовую зону срединно-океанических хребтов. Однако она не сопровождается существенным вздутием земной коры, а данные о ее глубинном строении и современной тектонической активности отсутствуют. В отличие от расположенных близко к континенту котловин, подобных котловинам Берингова или



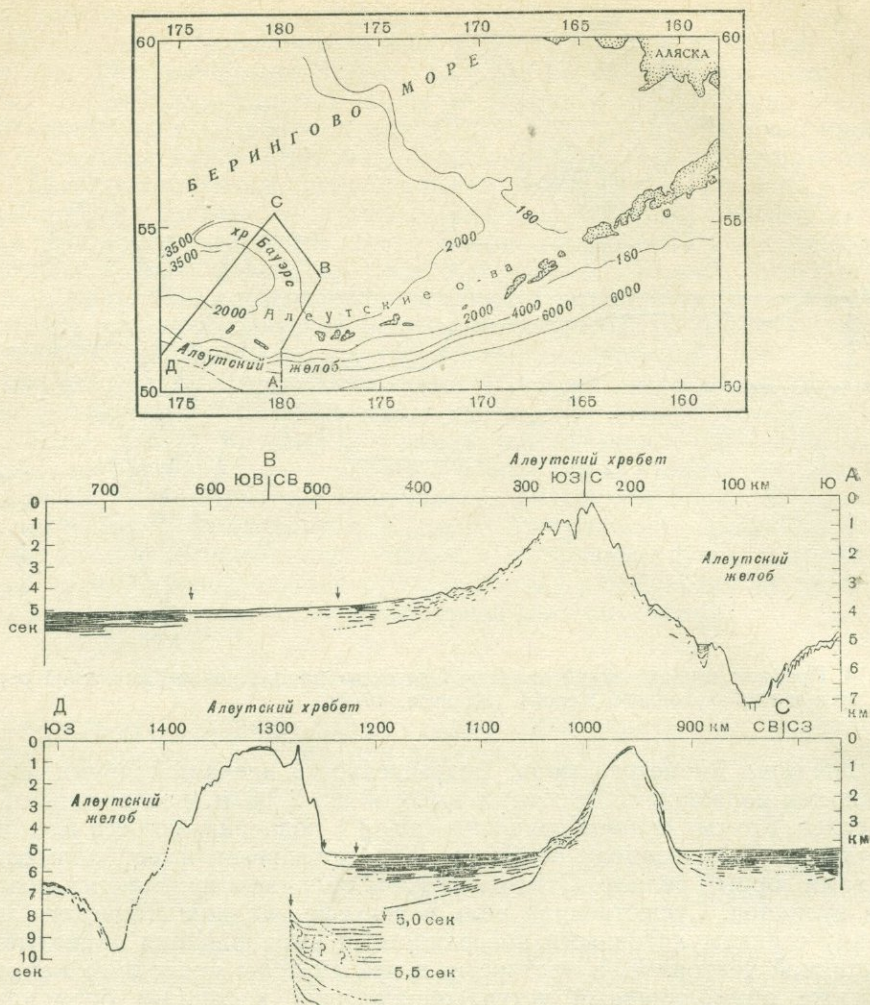


Рис. 5. Профили дна Берингова моря по данным непрерывного сейсмического профилирования (Sholl, Marlow, 1970)

Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 25 : 1

Японского морей, роль аккумулятивного выравнивания в рельефе дна Филиппинской котловины невелика в связи с малым притоком терригенного материала и значительными глубинами, препятствующими биогенному карбонатакопчению.

Островные дуги

Островные дуги представляют собой огромные горные сооружения протяженностью от 1000—2000 км (Курильская, Рюкю, Марианская) до 3000—4000 км (Тонга-Кермадек, Кюсю-Палау). Как правило, они имеют дугообразную форму с различным радиусом кривизны от сравнительно пологих (Алеутская, Курильская, Марианская) до резко изогнутых (архипелаг Бисмарка). В последнем случае длина их относительно небольшая. Сравнительно редки хребты почти прямолинейной формы (Тонга-Кермадек, Колвилл-Лау).

Наряду с одинарными островными дугами (Идзу-Бонинская, Волкано, отчасти Марианская и др.), широко развиты дуги, которые состоят из двух или даже трех (северная часть дуги Рюкю) параллельных гряд,

расположенных на одном цоколе, но разделенных более или менее глубоким продольным понижением (Алеутская, Курильская и др.). В особый тип могут быть выделены раздваивающиеся дуги (Соломоновых, Ново-Гебридских островов и др.), разделенные в средней части овальным вытянутым прогибом.

Типичным примером островных дуг может служить Алеутская дуга (см. рис. 5). По описанию Г. Б. Удинцева (1972), образующий ее горный хребет протягивается от берегов Северной Америки к берегам Евразии в виде дуги радиусом около 760 миль с центром вблизи мыса Наварин. Над уровнем воды горное сооружение выступает лишь своими вершинами и гребнями — островами Командорской и Алеутской гряд и полуостровами Аляска и Кенай. Ее восточная часть состоит из двух четко выраженных хребтов. Внешний хребет выступает в виде п-ова Кенай и островов Афогнак, Кадьяк, Чирикова и Троицы. Внутренний хребет, отделенный прогибом пролива Шелихова, несет на себе Командорскую островную гряду и основную часть Алеутской гряды. Большая часть островов имеет складчатую структуру и приурочена к гребню хребта, меньшая имеет вулканическое происхождение и располагается вдоль его северного склона. К числу последних относятся одиночные вулканы Богослов, Сигуам, северная половина о. Атха, о. Большой Ситхин, северная половина о. Адах, острова Канага и Танага и др. Внешний хребет по направлению на запад постепенно теряет геоморфологическое выражение и переходит в своеобразную, постепенно выклинивающуюся ступень внутреннего хребта.

Ширина горного сооружения Алеутской дуги и его высота над дном Берингова моря и Алеутского глубоководного желоба изменяются в широких пределах. На востоке, где отмель Алеутских островов смыкается с мелководьем Бристольского залива в Беринговом море и с отмелью восточного побережья залива Аляска, ширина цоколя достигает 250 миль. На западе, в районе Командорских островов, она суживается до 50 миль, на остальном протяжении колеблется от 75 до 30 миль, еще более сужаясь в районах седловин-проливов. Превышение гребня хребта Алеутской дуги над почти горизонтальным дном котловины Берингова моря изменяется от 4500 м в районе Командорских островов до 6500 м в районе о. Уникак. Превышение над дном Алеутского желоба достигает у вершин вулкана Шишалдина (высота 2856 м) на о. Уникак 9900 м и у горы Мак-Кинли на п-ове Аляска (высота 6193 м) — 11 300 м. Г. Б. Удинцев отмечает интересный параллелизм между продольными профилями хребта и желоба, заключающийся в том, что амплитуда высот между ними в среднем равна примерно 8500 м, чем ниже оказывается хребет, тем мелководнее желоб. «Создается впечатление, — пишет он, — что хребет и желоб составляют единую складку, амплитуда которой на всем протяжении более или менее постоянна... Интересно отметить, что подобное постоянство амплитуды складки земной коры, независимо от ее гипсометрического уровня, мы встречаем и во многих других дугах Тихого океана» (Удинцев, 1972, с. 270). Крутизна склонов, широкое развитие на них уступов и ступеней, характер сочленений с Алеутским желобом и глубокой котловиной Берингова моря хорошо выражены на рис. 5.

Крупнейшая система островных дуг, часто выделяющаяся под общим названием Марианская, но в сущности состоящая из ряда звеньев — дуг Идзу-Бонинской, Волкано, собственно Марианской, Яп, Палау, — ограничивается с востока и юга Филиппинскую котловину и протягивается более чем на 2800 миль (см. рис. 1). Этот горный пояс, сопряженный на всем протяжении с глубоководными желобами, состоит из двух почти параллельных хребтов. Внешними являются хребты островных групп Идзу-Бонин и Марианской, внутренними — подводные хребты, в том числе хребет, несущий острова Волкано. В юго-западной

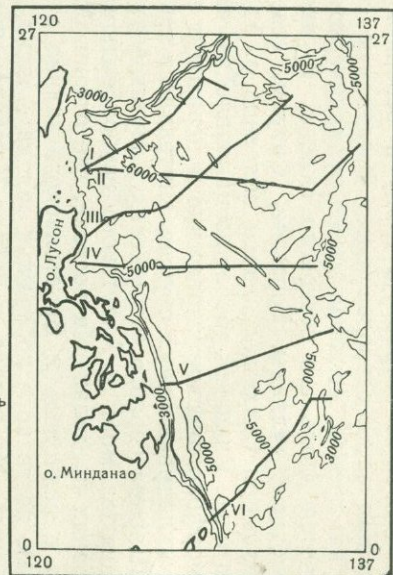
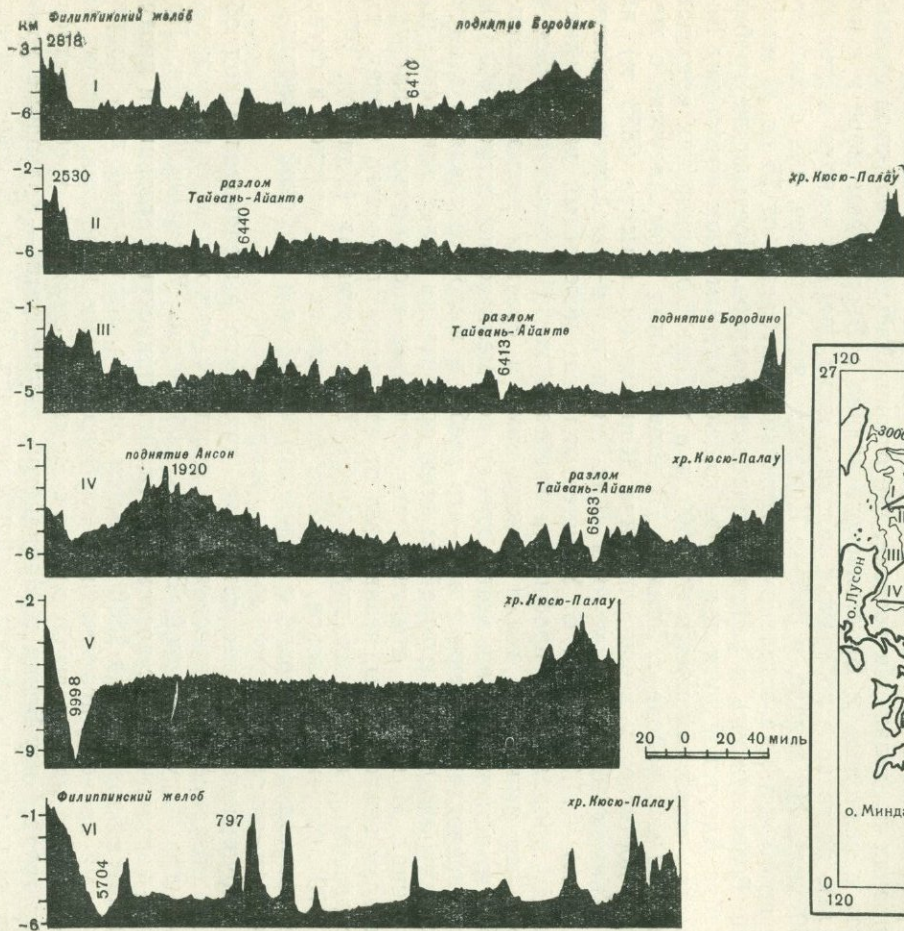


Рис. 6. Профили дна Филиппинской котловины (Удинцев, 1972)

части системы внутренний и внешний хребты смыкаются, и к западу от о. Гуам хребет как монолитное образование выражен слабо — преобладающую роль здесь играют обособленные горы, характерные для тыловой части дуги. Именно здесь, в сопряженном с дугой глубоководном желобе, экспедицией на «Витязе» в 1957 г. была измерена величайшая глубина Мирового океана (11 022 м). В поперечном профиле Марианской островной дуги четкий перелом отделяет верхнюю — более пологую часть склона (2—3°), принадлежащую собственно массиву хребта, от нижней части склона (5—7°), относящейся уже к глубоководному желобу. Профиль хребта относительно узок по сравнению с хребтами островных дуг, имеющих складчатое строение (Японская, Курило-Камчатская дуги), и сходен с профилями вулканических сооружений, к числу которых он, по-видимому, и относится. К западу от главного хребта Марианской и Идзу-Бонинской дуг распространены многочисленные вулканические подводные горы, банки и острова. Эта вулканическая зона ограничена с запада вторым — внутренним хребтом, также образованным цепью вулканических гор.

Глубоководные желоба

С островными дугами пространственно тесно связаны глубоководные желоба. Как правило, они располагаются вдоль фронтальных склонов дуг, ориентированных в сторону океана. В западной части Тихого океана они образуют почти непрерывную цепь, протягивающуюся от аляскинского побережья Северной Америки до Новой Зеландии и разветвляющуюся в пределах Филиппинско-Марианского расширения «зоны перехода». Занимая окраинное положение в «зоне перехода», они рассматриваются в качестве ее пограничных морфоструктур. Со стороны океанических котловин глубоководные желоба ограничены столь же протяженной системой пологих краевых валов. Кроме того, система глубоководных желобов (Перуанско-Чилийский, Центрально-Американский) располагается и вдоль восточного побережья Тихого океана, образуя редуцированную, состоящую из одного только желоба, «зону перехода», сопряженную с Андийским поясом кайнозойских горных сооружений Америки. Отдельные глубоководные желоба, правда, отличающиеся небольшой длиной, известны и внутри глубоководных котловин окраинных морей западной окраины Тихого океана. Это желоба Флорес и Банда в одноименных морях Индонезийского архипелага, а также Бугенвильский и Ново-Гебридский желоба котловин Соломонова и Кораллового морей, расположенные не с фронтальной, как обычно, а с тыльной стороны Соломоновой и Ново-Гебридской островных дуг.

Морфология глубоководных желобов подробно описана в работах Г. Менарда (1966) и Г. Б. Удинцева (1972). Она хорошо выражена на профилях через Японский желоб (рис. 7), а также через Алеутский желоб (см. рис. 5). В целом глубоководные желоба — это огромные по протяженности прогибы длиной в несколько тысяч миль (Алеутский около 2200, Перуанско-Чилийский — 3400, Тонга-Кермадек — 1700 миль), при ширине по изобатам 5,5—6 км, редко превышающей 10—12 миль. В поперечном профиле они имеют несимметричную V-образную (или близкую к ней) форму с более крутым (10—25°) склоном, обращенным в сторону островной дуги и пологим (3—8°) склоном, обращенным в сторону океана. С глубиной крутизна склонов увеличивается, и местами отмечаются почти отвесные уступы. В желобе Тонга, на глубине, превышающей 9000 м, устанавливается узкое ущелье шириной 2—4 мили. Ширину дна в 5 миль при почти отвесных стенках имеет с глубины 7—7,5 км желоб Кермадек. Дно Японского желоба к востоку от о. Хонсю представляет собой узкую полоску горизонтальной поверхности шириной от 1 до 10 и в редких случаях до 20 миль,

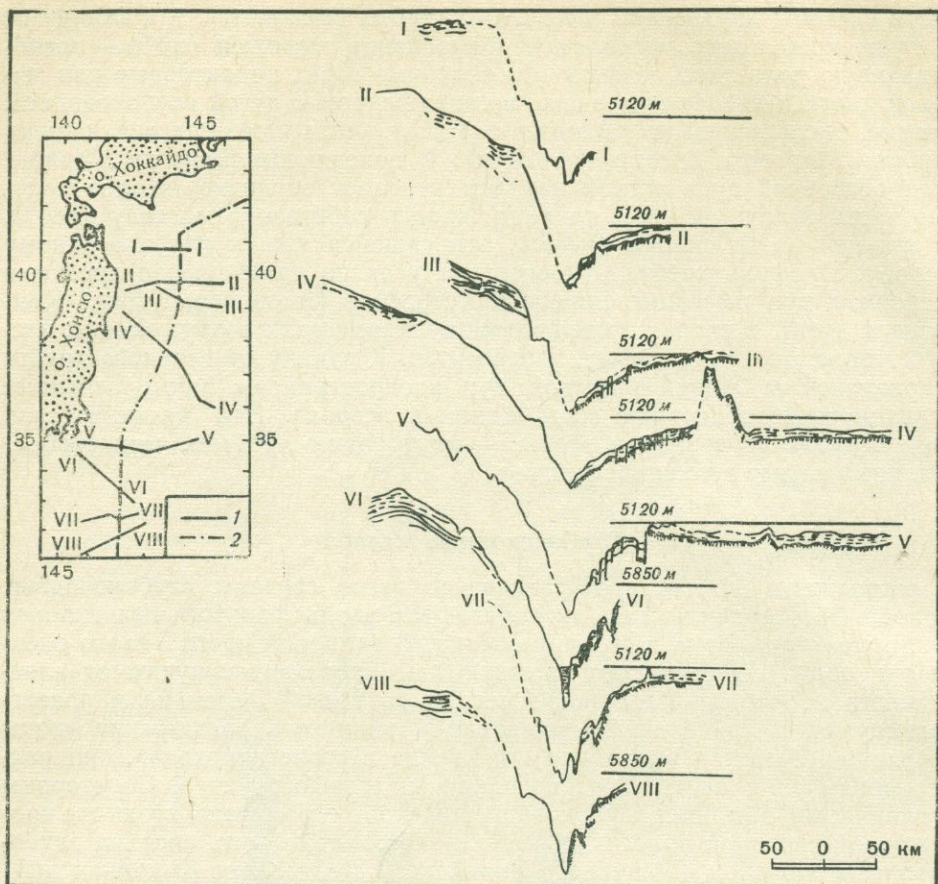


Рис. 7. Строение осадочного покрова в районе Японского глубоководного желоба по данным непрерывного сейсмического профилирования (Ludwig et al., 1966)

1 — линии разрезов; 2 — ось желоба. Показанный штриховой фундамент соответствует надбазальтовому слою по данным ГСЗ. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 25

образованную рыхлыми отложениями. Рельеф дна желобов в значительной степени связан с количеством поступающего в них обломочного и вулканогенного материала. Наряду с обычной пелагической седиментацией значительную роль в транспортировке осадков, по-видимому, играют мутьевые потоки подводных каньонов. При значительном поступлении осадочного материала желоба теряют характерную для них V-образную форму. Так, западная часть Яванского желоба на широте Зондского пролива заполнена толщей осадков мощностью до 3 км и представляет собой довольно широкую, плоскую или слегка холмистую аккумулятивную равнину (Постельников, Затонский, Афремова, 1964). Из-за заполнения осадками в современном рельефе почти не выражена южная часть Перуанско-Чилийского желоба, хотя существование его устанавливается по геофизическим данным (Hayes, 1966).

В заключение характеристики рельефа «переходной зоны» тихоокеанского типа следует подчеркнуть, что по сравнению с другими морфоструктурами Земли (как континентальными, так и океаническими) она характеризуется наибольшей высотой отметок поверхности, достигающей 12—15 км, при весьма высоком градиенте рельефа. По этим показателям она несравнима даже с величайшими альпийскими горными сооружениями континентов.

ОКЕАНИЧЕСКОЕ ЛОЖЕ

В пределах ложа Мирового океана выделяются глубоководные равнины, разделяющие их подводные поднятия и срединно-океанические хребты. Последние по классификации, предложенной О. К. Леонтьевым (1971), образуют самостоятельный класс планетарных морфоструктур, не входящий в состав ложа океанов и обладающий особым типом земной коры.

Глубоководные равнины

Глубоководные (абиссальные) равнины расположены преимущественно на глубинах от 4000 до 6000 м. Они непосредственно смыкаются с одной стороны с материковым подножием при атлантическом типе окраин океанов или с глубоководными желобами при тихоокеанском типе, а с другой стороны — с мировой системой срединно-океанических хребтов. Наиболее мелководны равнины Северной Атлантики (Лабрадорская и Исландская). Они расположены на глубинах от 2600 до 3100 м (Исландская) и от 3000 до 4000 м (Лабрадорская). Значительно большую глубину, в среднем 5500 м, но зачастую до 6500—6900 м имеет днище крупнейших котловин Тихого океана (рис. 8).

По особенностям рельефа глубоководные равнины могут быть разделены на плоские и холмистые. Если первая группа имеет субгоризонтальную более или менее волнистую поверхность океанического дна с наклонами, не превышающими 2—5', и постепенным изменением глубин, то вторая — преобладающая группа изобилует отдельными холмами или даже горами; нередко они достигают высоты 1000 м и более, а иногда выходят на поверхность в виде изолированных островов. Таковы острова Тонгарева, Старбак и Джарвис в Центральной котловине Тихого океана. Их основание лежит на глубине около 5200 м. К подобным же одиночным горам относятся в той же котловине гора Страхова и гора Витязя, высоты которых достигают 4800, 5000 м, и т. д.

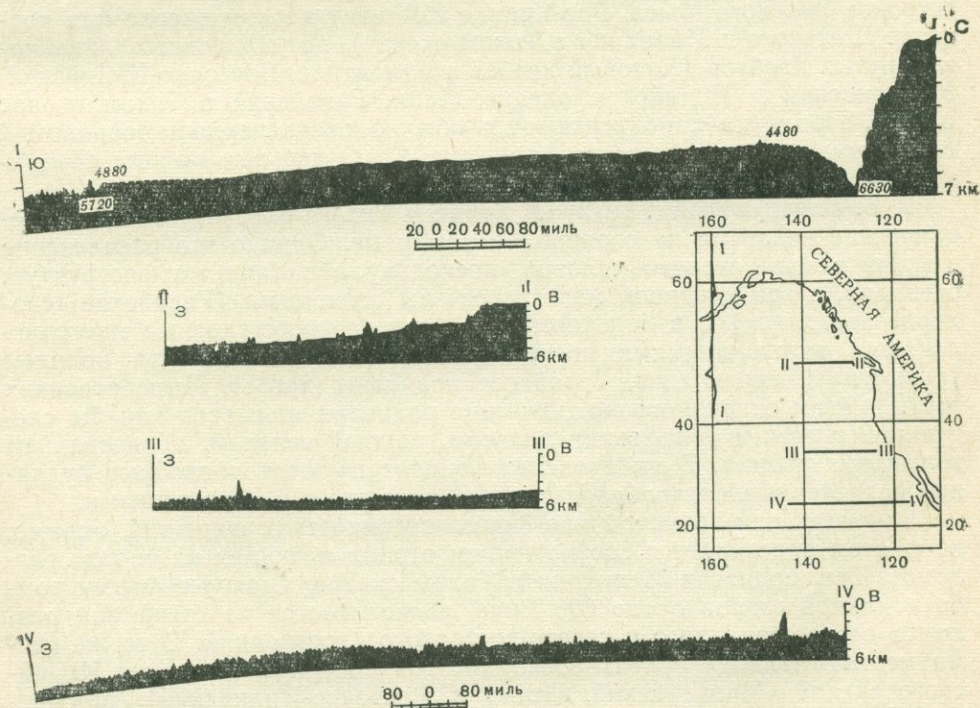


Рис. 8. Профили дна Северо-Восточной котловины Тихого океана (Удинцев, 1972)

Аналогичные примеры могут быть приведены для Индийского океана. В холмистых равнинах Атлантического океана площади плоских и пересеченных участков дна, по данным А. В. Ильина (1971), равновелики. Абиссальные равнины с отдельными горными вершинами и холмистым рельефом представляют собой районы широкого развития вулканизма центрального типа. Горы имеют вид вулканических конусов, часто со срезанными волновой абразией вершинами (гайоты). Холмы, вероятно, являются своеобразными лакколитами (Менард, 1966).

Наряду с холмами и подводными горами в пределах океанических равнин широко развиты уступы и желоба. Их образование в большинстве случаев связывают с зонами разломов. Таковы, по В. Ф. Канаеву (1967), «желоба-разломы» Чагос, Ланка, Диамантина и др. в Индийском океане, системы линейных структур Эмпейрор на севере Тихого океана (Erickson, Nanglier, Lucas, 1970) и линейные впадины Атлантики (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962). В их числе следует отметить протяженный Северо-Западный каньон, пересекающий Лабрадорскую и Ньюфаундлендскую глубоководные равнины и протягивающийся более чем на 2000 км. Вопрос о его эрозионной или тектонической природе не может считаться решенным. Многие из «желобов — разломов» или линейно-вытянутых прогибов располагаются на сочленении абиссальных равнин с подводными поднятиями и хребтами и, по-видимому, отражают существование компенсационных прогибов или трещинных зон. В Индийском океане к ним относятся желоба Амирантский, Ланка, Восточно-Индийский, а также желоб Оби, разделяющий Западно-Австралийский хребет и Южно-Австралийскую котловину.

Океанические поднятия

Океанические поднятия разграничивают абиссальные равнины на отдельные котловины. В плане форма поднятий различна — от почти изометричных, имеющих вид массивов (Бермудское поднятие, поднятие островов Зеленого Мыса, Рио-Гранде в Атлантическом океане или поднятие Шатского и Манихики в Тихом океане), до удлиненных, линейно-вытянутых хребтов (Китовый хребет в Атлантике, Восточно-Индийский, Мальдивский в Индийском океане, Лайн, Гавайский в Тихом океане и др.). Поднятия характеризуются обычно расчлененным рельефом с перепадом высот до 2 км и более (рис. 9). Отдельные высоты объединены общим приподнятым цоколем.

Г. Б. Удинцев (1967, 1972) на примере Тихого океана разделяет океанические поднятия на сводовые и глыбовые. Однако это расчленение в значительной степени условно, поскольку оба типа морфоструктур, очевидно, в той или иной мере рассечены разломами (Гавайское «сводовое поднятие») и в большинстве случаев сопровождаются многочисленными вулканическими постройками, связанными общим цоколем (поднятие Сьерра-Леоне, Гавайское поднятие, хребет Императорских гор). В этом отношении океанические поднятия являются как бы следующей ступенью в развитии рельефа, идущей вслед за образованием холмистых равнин. В их пределах концентрируются подводные вулканы, разделенные платообразными поверхностями и перемычками.

Линейная или изометричная форма океанических поднятий, видимо, во многом определяется соотношением ограничивающих их систем разломов. Так, поднятие Манихики в Тихом океане, имеющее форму ромба с длиной сторон около 600 миль, располагается на стыке зон разломов северо-западного и северо-восточного простираний. В то же время меридиональная ориентировка хребтов центральной части Индийского океана (Мальдивский, Ланка и Восточно-Индийский), по мнению В. Ф. Канаева (1967), указывает на существование здесь системы крупных однонаправленных разломов.

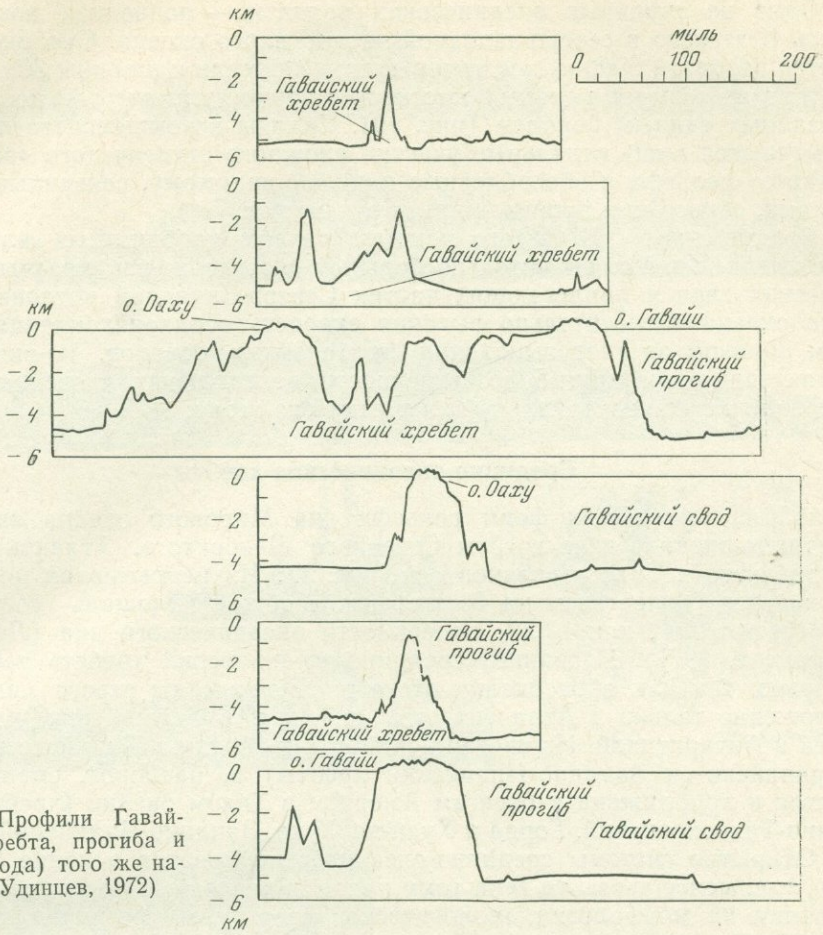


Рис. 9. Профили Гавайского хребта, прогиба и вала (свода) того же названия (Удинцев, 1972)

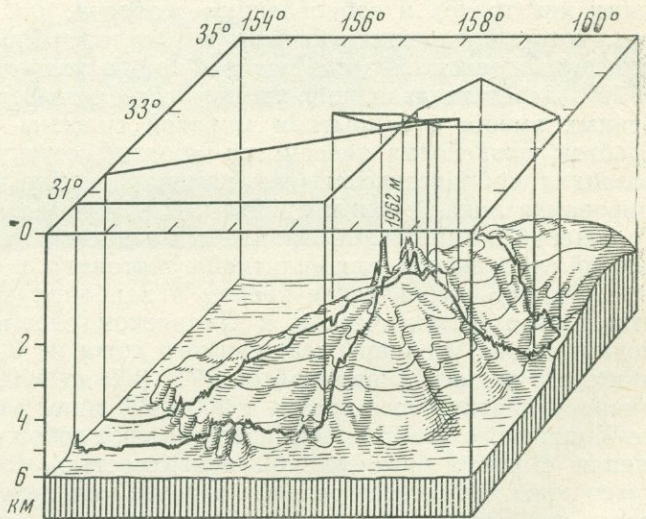


Рис. 10. Блок-диаграмма подводного поднятия Шатского (Удинцев, 1972)

В уступах, достигающих у Китового хребта крутизны 40° (примерно такой же наклон отмечен у отдельных гряд поднятия Манихики) и имеющих, несомненно, разломную природу, на поверхность, по данным драгирования, выходят магматические породы основного и ультраосновного состава.

Одно из типичных океанических поднятий — подводная возвышенность Шатского в северо-западной части Тихого океана. Оно оконтуривается изобатой 5500 м, достигает длины 900 миль и ширины 300 миль и состоит из четырех крупных массивов с вершинами от 1962 до 3130 м, связанных единым цоколем (рис. 10). Склоны возвышенности пологие. Намечаются лишь отдельные участки сложного ступенчатого «раздробленного» рельефа и обособленные пики, по-видимому, связанные с разломами, сбросами и проявлениями вулканизма.

Возвышенность Шатского покрыта чехлом карбонатных илов. Их накопление идет со значительно большей скоростью, чем красных пеллагических глин в прилегающих частях Северо-Западной котловины Тихого океана. Относительно высокая скорость осадконакопления, главным образом за счет выпадения карбонатных осадков, по-видимому, характеризует и другие возвышенности центральных частей океанов, особенно в приэкваториальной климатической зоне.

Срединно-океанические хребты

Одной из важнейших форм рельефа дна Мирового океана являются срединно-океанические хребты Северного Ледовитого, Атлантического, Индийского и Тихого океанов (см. рис. 1). Их непрерывная цепь протягивается более чем на 60 тыс. км, а общая площадь составляет 62 845 тыс. км², или 17,2% поверхности океанического дна (Леонтьев, Удинцева, 1971). Название «срединно-океанический хребет» несколько условно, так как образования этого типа занимают строго медианное положение только в Атлантическом океане и в районе между Австралией и Антарктидой. Их система сдвинута к западу в Индийском океане (Аравийско- и Западно-Индийский хребты) и, наоборот, смещена на восток и приближена к берегам Америки в Тихом океане (хребты Восточно-Тихоокеанский, Горда и Хуан-де-Фука, Западно-Чилийский).

Открытие системы срединно-океанических хребтов в конце 50-х годов, т. е. менее четверти века тому назад, и последующие за этим исследования их морфологии, геологической структуры, геофизических особенностей и связи со строением мантии рассматриваются многими учеными как толчок к «обновлению» геологии, как процесс, сравнимый с тем, который пережили физики в 90-х годах прошлого века, и с тем, что наблюдается сейчас в развитии молекулярной биологии (Буллард, 1971). Действительно, широкий круг геологических явлений, установленных вместе с открытием мировой системы срединно-океанических хребтов, потребовал пересмотра многих геотектонических концепций, возродил мобилистические взгляды на природу и закономерности формирования лика Земли и привел к созданию ряда новых теоретических положений и гипотез, объединяемых в настоящее время под названием «новой глобальной», или «плитной», тектоники.

Срединно-океанические хребты в наиболее типичной форме представлены в Атлантическом и Индийском океанах. Это высокие, приподнятые над уровнем океанического ложа на 3,5—4 км, непрерывные, линейные поднятия шириной от 200—300 до 1200—1300 миль для Срединно-Атлантического хребта и 200—400 миль для Аравийско- и Западно-Индийского хребтов. Они представляют собой сложные горные сооружения с резко расчлененной поверхностью, постепенно переходящей через зоны холмистого рельефа к более или менее выровненной поверхности дна котловин (рис. 11). Системы гор и разделяющих их долинообразных депрессий вытянуты в соответствии с общим простираем хребтов и лишь в отдельных случаях располагаются под углом к их оси (южная часть Аравийско-Индийского хребта).

Амплитуда расчленения поверхности хребтов увеличивается с приближением к их осевым частям. Полоса особенно высоких, так называе-

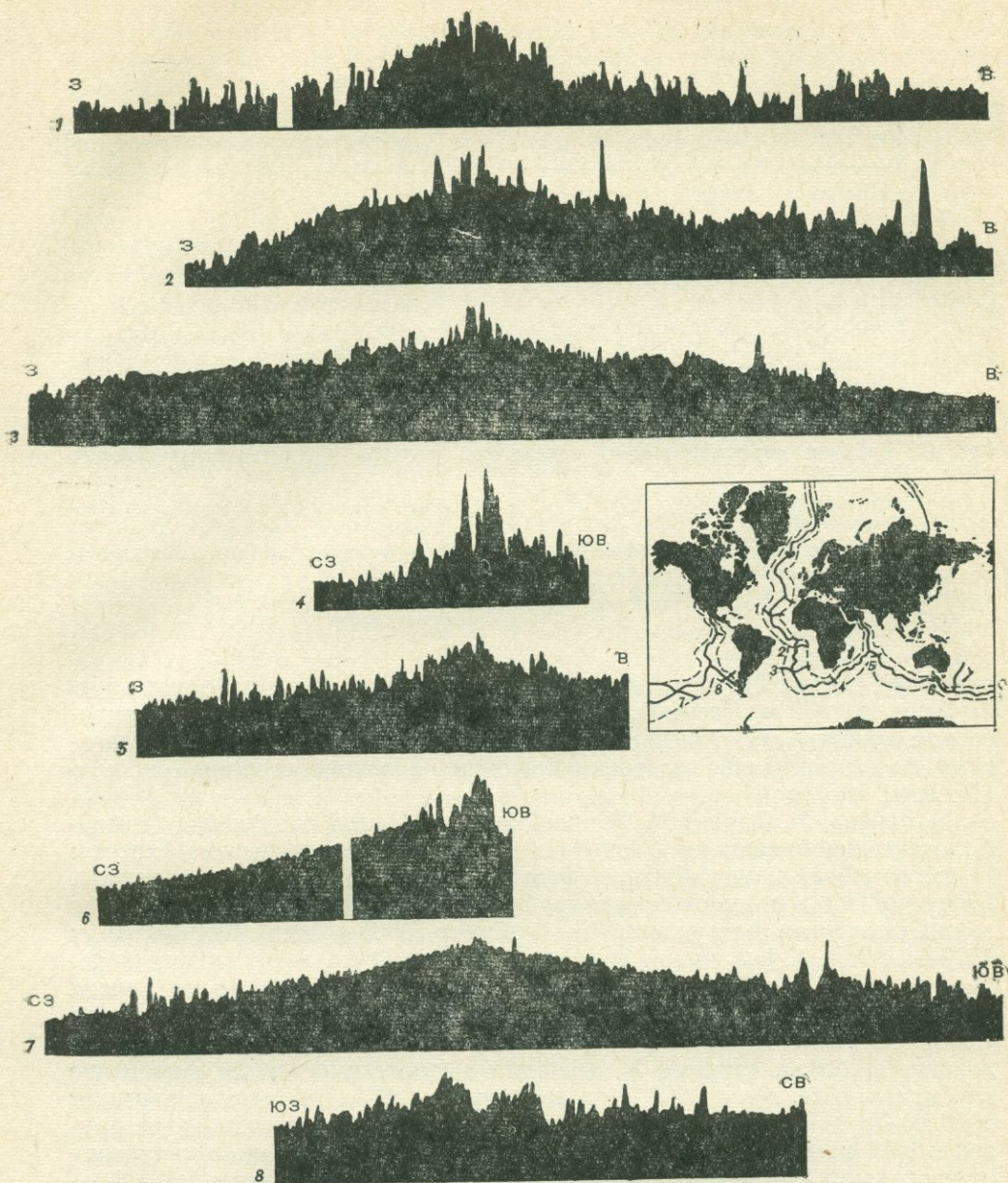


Рис. 11. Типичные профили срединно-океанических хребтов (Фогт, Шнейдер, Джонсон, 1972)

рых рифтовых, гор сопряжена с наиболее характерной формой рельефа — узкой линейно-вытянутой рифтовой долиной. В Аравийско-Индийском хребте ширина долины на высоте 1000 м от ее дна составляет 6—20 миль, крутизна склонов от 10 до 40°. Часто они разделяются ступенями на несколько уступов. В ряде случаев дно рифтовой долины располагается глубже прилежащих частей океанического ложа (Леонтьев, 1968; Канаев, 1972). Однако для Срединно-Атлантического хребта в целом это не так — морфометрические показатели рельефа (рис. 12) свидетельствуют, что в его пределах рифтовая долина располагается на 1 и даже на 2 км выше, чем подножие склонов. Аналогичные данные имеются и по Африканско-Антарктическому хребту. Здесь

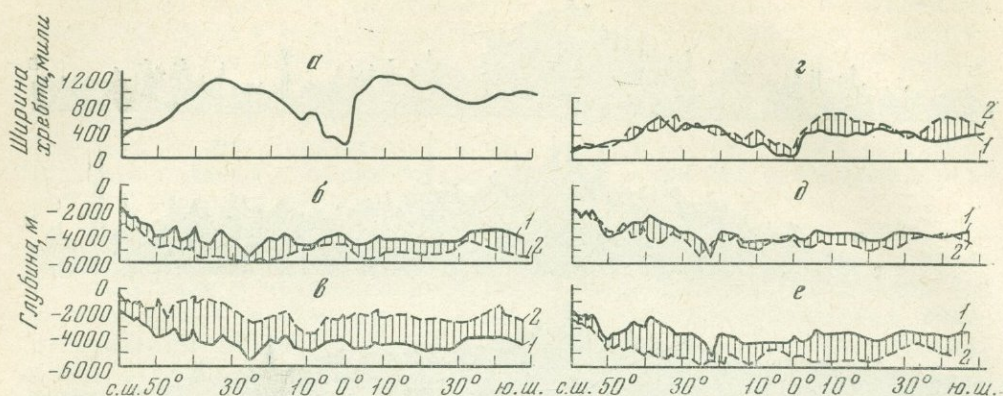


Рис. 12. Графики морфометрических показателей рельефа Срединно-Атлантического хребта (Ильин, 1971)

а — изменение ширины хребта; соотношение:

з — ширины западного (1) и восточного (2) склонов хребта,

б — средних глубин хребта (1) и границы подножия западного склона (2),

д — глубины рифтовой долины (1) и средних глубин хребта (2),

в — минимальных (1) и средних (2) глубин хребта,

е — глубины рифтовой долины (1) и границы подножия восточного склона (2)

рифтовая долина при ширине днища около 5 миль имеет относительную глубину до 1000 м. Самые глубокие депрессии в Африканско-Антарктическом хребте с относительной глубиной от 1750 до 3000 м располагаются не на центральном гребне поднятия, а по обе стороны от него (Живаго, 1967).

Б. Хейзен, М. Тарп и М. Юинг (1962) выделили следующие геоморфологические провинции (зоны) в Срединно-Атлантическом хребте: 1) зону гребня, включающую рифтовую долину (или несколько долин), рифтовые горы и высокое «раздробленное плато», 2) зоны склонов с тремя ступенями погружения на глубинах 3000—4200, 4000—4500 и 4300—5100 м. С различной степенью достоверности и с разными перепадами высот эти геоморфологические зоны намечаются и в других срединно-океанических хребтах. В продольном направлении колебания среднего уровня глубин Срединно-Атлантического хребта также выражаются многими сотнями и тысячами метров: в северной Атлантике глубина хребта всего 1800 м, а на широте 25° с. ш. она превышает 5000 м. Средний уровень превышений этого хребта над подножием близок к 1000 м, но он волнообразно меняется по простиранию в диапазоне от нескольких сот метров до 1,5—2,0 км. Максимальные (свыше 1500 м) превышения среднего уровня над подножием характерны для районов, ограниченных 10—25 и 25—40° с. ш., а минимальные (200—300 м) выявлены в районах 25 и 10° с. ш. и 32° ю. ш. (Ильин, 1971). Волнообразные колебания среднего уровня свойственны и другим срединно-океаническим хребтам («Исследования...», т. I, 1972; Удинцев, 1972).

Менее контрастные формы рельефа и отсутствие осевой рифтовой долины, во всяком случае достаточно четко выраженной, характеризуют срединно-океанические хребты Тихого океана (поднятия Восточно-Тихоокеанское и Альбатрос) и южной части Индийского океана (Австрало-Антарктическое поднятие).

Восточно-Тихоокеанское поднятие (см. рис. 1) имеет ширину от 400 до 600 миль. Подножие его склонов лежит на глубине 3700—4200 м. Его осевая зона, оконтуренная изобатой 3000 м, имеет в поперечнике от 90 до 150 миль, расширяясь в районе о. Пасхи. Высота хребта над ложем океана колеблется в разных звеньях от 900 до 1700 м; ампли-

туда неровностей на поверхности хребта в среднем равна для среднего звена 200—300 м, но отдельные горные пики поднимаются над хребтом на высоту 500—1000 м. Неровности рельефа в осевой зоне хребта представляют узкие вытянутые гряды шириной около двух миль и высотой 300—500 м. Склоны хребта часто осложнены разломами, имеющими вид уступов и глубоких трещин. Местами обнаруживаются довольно глубокие и широкие осевые депрессии. Однако их структурное и морфологическое соответствие рифтовым долинам остается проблематичным (Удинцев, 1972).

Аналогичный характер рельефа имеет и крайнее северо-восточное звено Восточно-Тихоокеанского поднятия, известное под названием плато Альбатрос. Высота осевой части его свода над окружающим пространством ложа океана составляет в среднем 1000—1500 м. Как и для более южных отрезков, для него типично симметричное расположение многочисленных подводных гряд и желобов по отношению к оси хребта. Грядовый рельеф прослеживается до самого горла Калифорнийского залива.

Подобно другим срединно-океаническим хребтам Восточно-Тихоокеанское поднятие характеризуется чрезвычайно широким развитием вулканических форм рельефа. Все острова, располагающиеся на хребте и являющиеся вершинами его отдельных пиков, имеют вулканическое происхождение. Судя по морфологическим данным, подтвержденным драгировками, «вся область срединных хребтов Тихого океана является областью сплошного вулканизма с преобладанием вулканических сооружений грядового типа с ориентировкой гряд преимущественно вдоль основных простираний хребтов или, реже, вдоль пересекающих их линий поперечных разломов» (Удинцев, 1972, с. 254).

Наряду с линейным характером, продольным грядовым расчленением и наличием осевых рифтовых долин рельеф срединно-океанических хребтов осложнен множеством поперечных уступов и долин. Они связаны с разломами, разделяющими хребты на отдельные, часто смещенные один по отношению к другому, сегменты. Таковы формы рельефа, приуроченные к разломам Чейн, Романш, Вима, Атлантис, Сан-Паулу в Срединно-Атлантическом хребте, Кларион, Клиппертон, Галапагосский, Пасхи в Восточно-Тихоокеанском поднятии. Морфологическим выражением разломов, кроме уступов и поперечных депрессий, являются резкие горизонтальные смещения рифтовых долин и продольно-грядовых форм рельефа. Амплитуда этих смещений достигает многих десятков и сотен километров.

Максимальное смещение (до 750 км) и наибольшая насыщенность поперечными аномалиями рельефа характерны для экваториальных частей Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского хребтов. Намечается общая «встречная» тенденция относительного смещения отрезков этих хребтов вдоль поперечных нарушений (табл. 1).

Таблица 1. Направление смещений гребневых зон срединно-океанических хребтов

Хребет	Широты				
	экваториальные	средние		высокие	
		северные	южные	арктические	антарктические
Срединно-Атлантический	Запад	Восток	Восток	Восток	Запад
Восточно-Тихоокеанский	Восток	Запад (район о. Ванкувер)	Слабо выражено	?	Восток

В то же время в расположении отрезков рифтовых долин меридионально ориентированного Аравийско-Индийского хребта наблюдается чередование смещений к западу и востоку, и наряду с ортогональными установлены диагонально секущие хребты борозды (разломы Вима и др.).

Таким образом, срединно-океанические хребты представляют собой морфологически четко выраженную планетарную систему и являются зонами интенсивного современного горообразования. Они обладают рядом существенных особенностей геологического строения земной коры и мантии, о которых будет сказано дальше в соответствующих разделах книги.

В целом рельеф дна океанов обусловлен, с одной стороны, тектоническими процессами, выражающимися в короблении земной коры, контрастных движениях отдельных блоков и вулканизме, и с другой — нивелирующей деятельностью осадконакопления.

Глава II

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И МАГМАТИЗМ ДНА ОКЕАНОВ

Океаны являются конечными водоемами стока, где аккумулируются огромные количества осадочного материала, образующего на их дне прерывистый покров рыхлых отложений. По оценке О. К. Леонтьева (1968), использовавшего расчеты Ф. Кюнена (Kuenen, 1950), Г. В. Лопатина (1950) и других исследователей, ежегодный его приток достигает $22\,000 \times 10^6$ т и в зависимости от источников поступления может быть выражен цифрами, приведенными в табл. 2.

Таблица 2. Ежегодные поступления материала в Мировой океан
(по О. К. Леонтьеву, 1968)

Источник поступления материала	Количество, в 10^6 т/год	Источник поступления материала	Количество, в 10^6 т/год
Снос реками	18,0	Биогенные образования	1,0
Морская абразия	0,3	Снос ледниками	0,4
Вулканическая деятельность	2,0	Образование конкреций	0,012
		Космическая пыль	0,005

Не останавливаясь на специальных вопросах методики подсчетов, отметим, что приведенные в табл. 2 цифры следует рассматривать как сугубо ориентировочные. Н. М. Страхов (1971), основываясь на той же работе Г. В. Лопатина, а также на исследованиях О. А. Алексина и Л. В. Бражниковой (1964), определяет общую массу осадочных веществ, ежегодно сбрасываемых реками в современные моря и океаны, в 16×10^9 т и указывает, что из этого количества $12,65 \times 10^9$ т терригенных взвесей поступает на дно в результате чисто механической седиментации, около $1,5 \times 10^9$ т осаждается биогенным путем и только около $0,125 \times 10^9$ — хемогенным; остальное остается в растворе. По подсчетам А. П. Лисицына (1974), полный взвешенный сток рек составляет 18,529 млрд. т, т. е. близок к цифре, указанной в табл. 2.

Полностью отсутствуют данные о количестве эдафогенного (донного) обломочного материала, поступающего в сферу седиментации в ре-

зультате размыва пород ложа океана подводными течениями и суспензионными потоками.

Оценка количества твердых продуктов, сбрасываемых в океан в результате вулканических извержений, основана на расчетах К. Саппера (Sappere, 1927), пытавшегося подсчитать объем материала, выброшенного всеми известными к тому времени вулканами за период с 1500 г. по 1914 г. Полученные им цифры явно занижены. В частности, это касается Курило-Камчатской зоны. По исследованию И. И. Гущенко (1965), вулканы одной Северной Камчатки выбрасывают ежегодно в среднем 36—45 млн. т пеплов. Каждое из крупных извержений, разделяющихся интервалами около 150 лет, дает пирокластического материала от 1 до 10 млрд. т. Только вулкан Шивелуч выбросил в течение голоцена $1,2 \times 10^{12}$ т, или около 5000 км^3 в пересчете на плотную породу. В настоящее время не поддается определению количество материала, поступающего на дно океана при подводных вулканических извержениях. Н. М. Страхов (1971) считает возможным увеличить рассчитанную К. Саппером цифру в три раза — 6×10^9 т; Е. К. Мархинин (1967) увеличивает ее в полтора раза — 3×10^9 т.

Таблица 3. Основные группы и типы современных океанских осадков (по П. Л. Безрукову, В. П. Петелину, И. А. Алексиной, 1970, с изменениями)

Группа осадков		Тип осадков	Группа осадков		Тип осадков
I. Терригенные		Грубообломочные Пески Алевриты Глины	II. Биогенные	Кремнисто-карбонатные	Диатомово-кокколито-фораминиферовые Радиоляриево-кокколито-фораминиферовые
II. Биогенные	Кремнистые	Диатомовые Диатомово-радиоляриевые Кремнево-губковые	III. Полигенные		Пелагические (красные) глубоководные глины
	Карбонатные	Фораминиферовые Кокколитовые Кокколито-фораминиферовые Птероподово-фораминиферовые Кораллово-водорослевые Ракушечные Мшанковые	IV. Вулканогенные (вулканокластические)		Кислые Средние Основные
			V. Аутигенные (седиментационно-диагенетические)		Железо-марганцевые (конкреции и корки) Фосфатные Глауконитовые Цеолитовые

Основой для рассмотрения наиболее общих закономерностей распределения осадков на дне океана может служить классификация, разработанная группой исследователей Института океанологии АН СССР во главе с П. Л. Безруковым и использованная при составлении карт донных отложений Мирового океана, вошедших в «Физико-географический атлас мира» (1964) и карты донных осадков Тихого океана («Тихий океан», кн. 1, 1970). В модифицированном виде эта классификация показана в табл. 3, которая отражает вещественный состав осадков и их происхождение, а для обломочных пород — гранулометрический состав. Исходя из размера преобладающей фракции, кластические осадки разделяются на псефиты — гравий, галька, валуны (крупнее 1 мм); псаммиты или пески (от 0,1 до 1 мм); алевриты (от 0,01 до 0,1 мм); пелиты, глинистые илы, глины (меньше 0,01 мм). Псефитовая, псаммитовая и пелитовая размерности могут выделяться и для вулканокластических осадков. Для остальных групп характерны главным образом алевритовая, глинистая и в меньшей мере песчаная размерность. Исключение составляют массивные карбонатные породы, представленные в основном рифовыми образованиями, а также некоторые химические осадки.

ТИПЫ ОСАДКОВ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Представление о соотношениях различных типов осадков дают расчеты, опубликованные по Тихому океану («Тихий океан», кн. 1, 1970). От общей площади его дна (без окраинных морей) приходится (в %): на долю площадей, покрытых терригенными бескарбонатными осадками, 10,2, биогенными слабо карбонатными и карбонатными осадками — 37,8, слабо кремнистыми и кремнистыми — 10,8, кремнисто-карбонатными — 6,1, красными глубоководными глинами — 35,1.

К основным факторам, влияющим на современное осадконакопление, относятся: 1) орография, речной сток и строение водосборных бассейнов; 2) глубины океана и рельеф его дна; 3) климатическая зональность; 4) динамика океанических вод; 5) биологическая продуктивность; 6) эксплозивная деятельность вулканов. Эти факторы, в той или иной мере взаимосвязанные, определяют сложную, накладывающуюся одна на другую циркумконтинентальную, климатическую и вертикальную зональность в распределении важнейших типов осадков (Безруков, 1970б).

Циркумконтинентальная зональность, по определению П. Л. Безрукова (1970б, с. 302), заключается в закономерных изменениях состава донных отложений и их мощности по мере удаления от континентов, в общей смене в этом направлении терригенных (а также более спорадически развитых бентогенных) осадков различными пелагическими биогенными осадками или полигенными илами (красными глубоководными глинами), обладающими наиболее низкими скоростями седиментации. Зональность распределения терригенного материала на дне океана зависит от концентрации минеральных взвесей, уменьшающейся до минимальных величин в центральных — пелагических областях.

В отдельных океанических бассейнах циркумконтинентальная зональность осадконакопления обладает рядом специфических особенностей.

В первую очередь отчетливо видно неодинаковое поступление продуктов денудации с разных континентов или их частей, отличающихся по рельефу и находящихся в разных климатических поясах. Так, подавляющая масса терригенного материала поступает в Индийский океан в тропической гумидной зоне главным образом из южной части Азии с ее высокогорным рельефом и многоводными реками. Значительно меньше обломочного материала выносится из Африки и особенно Австралии, располагающейся в аридной зоне. С различием притока продуктов денудации связана резкая асимметрия в распространении терригенных осадков, образующих широкую полосу по северной и северо-восточной периферии Индийского океана и практически выклинивающихся у берегов Австралии. Со стороны Антарктиды терригенный материал выносится только ледниками и айсбергами. По наблюдениям А. П. Лисицына (1961), вокруг нее образуется пояс характерных слабо сортированных айсберговых осадков. Основную часть их составляет обломочный материал (от пелитового до грубообломочного), перемещенный айсбергами и выпавший на дно по мере их таяния. Айсберговые осадки опоясывают Антарктиду поясом шириной от 100—300 до 1000 км. Они спускаются в периферические части океанических котловин до глубины 3 км и более.

Аналогичным образом осложняется циркумконтинентальная зональность в Тихом океане. Здесь терригенные осадки в северном полушарии распространены шире, чем в южном. Подавляющую массу обломочного материала поставляют Азия и Северная Америка, расположенные в гумидных климатических зонах. Меньшую роль играет снос из Южной Америки и незначительную — из Австралии.

На шельфах главную роль в транспортировке материала играют приливные, вдольбереговые и разрывные течения и волновые процессы. В пределах материковых склонов наибольшее значение приобретают суспензионные (мутевые) потоки и подводные оползни. Далее в глубь океанических бассейнов ведущая роль в разносе минеральных взвесей принадлежит поверхностным и глубинным течениям. Влияние крупных питающих петрографических провинций на минеральный состав песчано-алевритовых осадков отчетливо прослеживается на многие сотни километров от побережий (Безруков, 1970б).

Вместе с уменьшением количества терригенного материала по мере удаления от суши возрастает относительная роль пелагического органического компонента осадков — остатков планктонных микроорганизмов, как известковых, так и кремнистых. За пределами приконтинентальных зон, где преобладают терригенные осадки, образуются биогенные пелагические илы или абиогенные пелагические (красные) глины. Эти глины накапливаются чрезвычайно медленно и образуются только в условиях низкой биологической продуктивности вод, исключающей возможность биогенного кремнеаккумуляции, и только на глубинах, превышающих предельную (критическую) глубину карбонатаккумуляции — линию растворения CaCO_3 .

В известной мере циркумконтинентальной зональности подчинена повышенная концентрация органического вещества, приуроченная главным образом к подножиям материкового склона. Например, вдоль азиатских побережий Индийского океана содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ составляет 1—1,5, иногда до 4—5%, тогда как в осадках пелагических областей оно уменьшается до 0,25%. В целом содержание органического вещества подчинено климатической зональности. Но следует учесть, что в отдельных прибрежных зонах высокая биологическая продуктивность связана с подъемом к поверхности вод из глубоких горизонтов океана (апвеллингами).

Циркумконтинентальная зональность в распределении терригенных отложений не означает однообразной и последовательной смены от побережий в глубь океанов грубозернистых осадков более тонкозернистыми, как это изображалось ранее на упрощенных схемах, идеализированным выражением которых является «литологическая чечевица», обычно приводимая в учебниках и иллюстрирующая соотношение в разрезе трансгрессивных и регрессивных частей осадочных толщ. Особенности подводного рельефа, динамики вод, существование мутевых потоков, в руслах которых происходят не только отложение псаммитовых осадков, но и размыв коренных пород ложа океана, значительно нарушают идеальную картину постепенной механической дифференциации обломочного материала.

Динамика водных масс на больших глубинах океана изучена недостаточно, но проведенные в последние годы инструментальные замеры свидетельствуют о существовании придонных течений, скорость которых достигает 100—150 см/сек (Булатов, 1971). В стрежневой части Гольфстрима скорость течения на различных глубинах составляет (км/сек): 1000 м — 97; 2000 м — 81; 3000 м — 35 (Баранов, 1971), т. е. достаточно не только для переноса фракций песчаной размерности, но и для размыва пород дна. Известно, что при скорости 5 см/сек переносятся мелкоалевритовые частицы, а при скорости 10 см/сек и мелкий песок. Для размыва дна вследствие сил сцепления осадков необходимы значительно большие скорости, чем для переноса, — для песчаных фракций до пяти раз и для пелитов в десятки и сотни раз (Лисицын, 1966б; Heezen, Hollister, 1964). Скорости мутевых потоков значительно выше, чем донных течений. Они измеряются многими десятками сантиметров и даже метрами в секунду, т. е. могут быть сопоставлены со скоростями горных потоков на суше. Так, мутевой поток, образовавшийся при

землетрясении 1929 г. в районе Большой Ньюфаундлендской банки, по данным последовательных разрывов подводных кабелей, распространялся со скоростью до 19,1 м/сек (Heezen, 1963).

Существование внутренних волн и придонных течений, способных размывать дно океанов и транспортировать терригенный материал, подтверждается многочисленными подводными фотографиями размывов и знаков ряби на абиссальных глубинах. Широко распространены размывы глубоководных океанических осадков или выпадение отдельных стратиграфических горизонтов, что установлено по кернам буровых скважин, пройденных с судна «Гломар Челленджер».

Весь этот комплекс наблюдений заставляет при палеогеографических реконструкциях с большей осторожностью подходить к использованию таких текстурных признаков мелководности, как диагональная или косая слоистость, знаки ряби и размывы без их тщательного анализа. То же относится и к определению тектонического смысла переывов в осадконакоплении, обычно трактуемых как результат поднятия соответствующих участков земной коры или чередования морских трансгрессий и регрессий.

Нарушение классической последовательности в размещении осадков — от псефитов до алевролитов и глин — стало особенно ясным в результате изучения современного осадконакопления на шельфах. Смена грубых осадков тонкими в направлении от литорали в глубь материковых отмелей в зависимости от глубины дна и расстояния от берега, как правило, не выдерживается. Часто наиболее грубые пески располагаются у внешней бровки шельфов. Таким образом, распределение осадков по механическому составу оказывается противоположным тому, которое можно было бы ожидать, если бы их состав контролировался только закономерностями механической дифференциации, связанными с волновой сортировкой. Обзор строения материковых отмелей Атлантики и отчасти Тихого океана привел Ф. П. Шепарда (1969, с. 223) к следующим выводам: «Представление о том, что осадки на шельфе хорошо отсортированы и изменяются последовательно от грубых близ берега до тонких у внешнего края шельфа превратилось в некую геологическую догму, с трудом сдающую завоеванные позиции... Представляется несомненным, что отдельные области шельфов, в пределах которых можно найти подтверждение предполагаемой традиционной слоистости осадков по направлению к внешнему краю, являются исключением. Действительная картина... приводит к выводу, что распределение зон осадков на шельфе не подчинено какой-либо определенной закономерности и очень мало связано как с расстоянием того или иного участка шельфа от берега, так и с глубиной шельфа».

Отмеченные отклонения свидетельствуют о сложности и многообразии локальных и региональных факторов, влияющих на распределение основных типов осадков, однако эти отклонения не нарушают наиболее общих закономерностей циркумконтинентальной зональности осадконакопления в океанах в целом. В тектоническом отношении весьма важно, что циркумконтинентальной зональности подчинено распределение мощностей терригенных отложений. Их максимальные мощности устанавливаются в пределах материковых склонов и особенно у их подножий, что может быть проиллюстрировано картой изопахит северной части Атлантического океана (рис. 13) и видно из сводки В. В. Орленка (1971).

Климатическая зональность осадконакопления заключается в закономерной смене осадков по мере перехода из одних географических (широтных) поясов, или зон, в другие. Она отражается на составе и распределении как терригенного, так и биогенного материала (Безруков, 1970б, с. 306). В качестве примера влияния климатической зональности на распространение терригенных осадков можно привести рас-

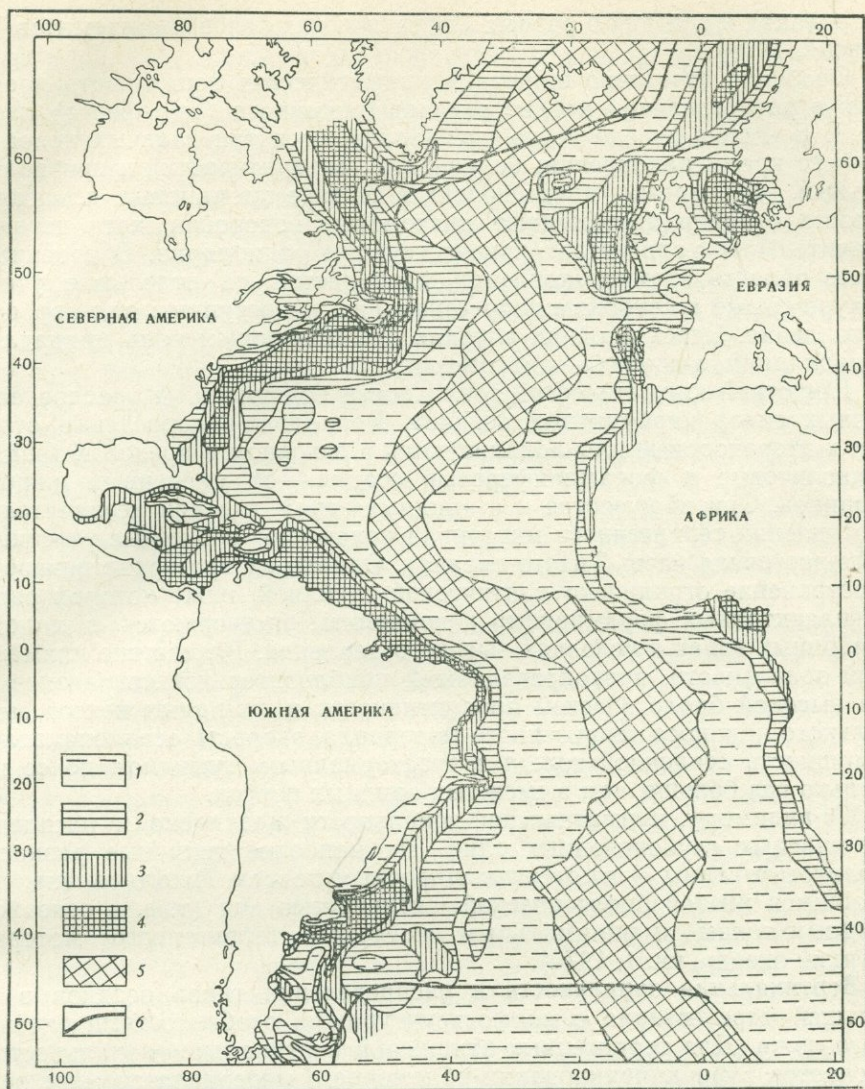


Рис. 13. Карта изопахит мощности осадочного слоя Атлантического сегмента (по В. В. Орленку, 1971)

1—5 — мощность осадков, км: 1—0—0,1; 2—1,0—2,0; 3—2,0—3,0; 4—более 3,0; 5—0—1,5 (переменная); 6 — границы ледового седиментогенеза

пространение в антарктической и отчасти северной полярной зонах океана марино-ледниковых или айсберговых отложений, а также резкое увеличение объемов поступающего в океан обломочного материала из гумидных зон по сравнению с зонами аридными. В зависимости от климатической зоны несколько изменяется гранулометрический состав осадков и соотношение глинистых минералов. П. Л. Безруков отмечал более широкое развитие галечных и песчаных отложений на шельфах высоких широт по сравнению с шельфами субтропических и тропических зон. Распределение глинистых минералов в донных осадках свидетельствует о преобладании хлоритов в бореальном и антарктическом поясах, гидрослюд — в гумидных зонах умеренного климатического пояса и в аридном поясе, каолинита — в тропиках и влажных субтропиках, что в целом соответствует распределению глинистых минералов в корях вы-

ветривания и осадках в разных климатических поясах континентов (Горбунова, 1970).

Особенно отчетливо широтная климатическая зональность проявляется в распределении на дне океанов биогенного (аморфного) кремнезема. В Тихом океане четко устанавливаются три главных пояса биогенного кремнезема: бореальный, антарктический и приэкваториальный. В первых двух поясах в составе кремнистых компонентов донных осадков преобладают диатомовые водоросли, хотя нередко в значительных количествах присутствуют и радиолярии. В тропическом поясе область кремнезема распадается на отдельные участки, приуроченные к глубоким депрессиям дна, недоступным для карбонатонакопления. Здесь в одних случаях доминирующая роль принадлежит радиоляриям, в других — диатомеям.

Широтной климатической зональности подчинено и распределение разных типов карбонатных осадков. Кораллово-водорослевые отложения и птероподовые илы локализуются в основном в пределах тропиков, кокколитовые и фораминиферовые осадки — от умеренных широт до тропиков. Они образуются и в аридных зонах, где при незначительном поступлении терригенного материала покрывают обширные участки дна (юго-восточная часть Тихого океана). Однако их пространственное распространение ограничено критической глубиной, ниже которой раковины планктонных фораминифер и кокколиты растворяются в холодных придонных водах в условиях высокого давления. Вследствие климатической зональности, предопределившей приблизительное совпадение поясов высокой биологической продуктивности и гумидных поясов максимального привноса терригенного материала, скорость осадконакопления и мощность осадочной толщи в экваториальном гумидном поясе в несколько раз больше, чем в смежных аридных поясах.

По-видимому, климатической зональности подчинено и распределение красных глубоководных глин. Их наиболее типичные разности — цеолитовые глины — тяготеют к широтным поясам Тихого океана, отличающимся низкой биологической активностью вод (т. е. в основном к аридным зонам) и минимальным притоком терригенного материала («Тихий океан», кн. 1, 1970).

Вертикальная зональность в распределении типов осадков в наибольшей мере связана с морфоструктурными особенностями океанического ложа. Для терригенных отложений вертикальная зональность заключается в фракционировании обломочного материала по мере ослабления подвижности придонных вод с глубиной. Кроме того, она выражается в накоплении турбидитов — отложений мутовых потоков на значительных глубинах у подножий материковых склонов или в глубоких желобах. Именно здесь накапливаются наиболее мощные толщи песчано-алевролитовых и глинистых отложений, близкие по составу и внутренней структуре к терригенно-флишевым и аспидным формациям миогеосинклиналей геологического прошлого.

Для биогенных осадков вертикальная зональность имеет еще большее значение. При прочих благоприятных условиях ей подчинено формирование мелководных ракушечных, мшанковых, кораллово-водорослевых образований, а также накопление всего комплекса пелагических карбонатных илов. Их пространственное соотношение с площадями распространения бескарбонатных осадков — кремнистых диатомово-радиоляриевых илов и красных глин — на обширнейших площадях океанического ложа целиком определяется глубинами. Предельная глубина распространения карбонатных пелагических осадков (содержащих CaCO_3 более 10%) получила название критической, или компенсационной. Глубже нее, в недосыщенных карбонатом кальция глубинных водах, растворение известковых биогенных частиц превалирует над их накоплением. Величина критической глубины довольно постоянна для

каждой климатической зоны. В Тихом океане она увеличивается от 4000 м в высоких широтах до 4900—5100 м в экваториальном поясе (Лисицын, Петелин, 1970).

В условиях существования критических глубин для накопления различных типов органогенных осадков вертикальная зональность имеет значение и для распределения мощностей осадочного чехла. Так, на поднятиях создаются условия, благоприятные для накопления более мощных толщ карбонатных осадков (от кораллово-водорослевых построек до кокколито-фораминиферовых илов) по сравнению со смежными прогибами и впадинами океанического дна. Следовательно, происходит дополнительное седиментационное поднятие уровней положительных морфоструктур (часто неправильно называемое инверсией), превышающее компенсационное повышение дна отрицательных морфоструктур — океанических котловин и впадин. Это явление может корректироваться особенностями рельефа и динамикой вод — переносом донными течениями, оползанием по склонам, мутьевыми потоками. Однако оно имеет существенное геологическое значение и требует пересмотра общепринятых представлений об обязательном уменьшении мощностей на приподнятых участках донного рельефа. В условиях глубоководной морской, преимущественно органогенной, седиментации это не всегда так.

Чем более пересеченным является рельеф дна, особенно на участках, приближенных к источникам сноса терригенного материала, тем сложнее распространение различных типов осадков на площади. Наиболее сложный пятнисто-полосовой характер оно имеет в «переходной зоне».

В последние годы советскими исследователями выделен еще один тип осадков, представляющий собой продукты подводного разрушения и размыва коренных пород океанического дна. В. П. Петелин (1971) предложил для их обозначения термин «эдафогенные» отложения (греч. *εδαφος* — «эдафос» — дно). В наиболее типичной форме они выражены в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, где по способам образования выделяются: 1) подводный элювий, не претерпевший существенного перемещения; 2) подводно-оползневые и обвальные отложения; 3) турбидито-оползневые осадки, образованные при совместном действии оползней и суспензионных потоков высокой плотности; 4) турбидиты — отложения суспензионных потоков. Турбидиты отличаются от турбидито-оползневых образований лучшей сортировкой, относительной тонкозернистостью и меньшим содержанием грубообломочного материала, отчетливо выраженной градационной слоистостью. Подчеркивается, что важным признаком выделенного типа осадков, сложенного в рифтовых зонах продуктами разрушения ультраосновных и основных пород, следует считать примесь типичных океанических пелагических компонентов, в первую очередь — биогенных остатков (радиолярий, фораминифер, спикул, зубов рыб), связывающих эдафогенный комплекс с другими пелагическими образованиями (Безруков и др., 1972).

ВУЛКАНИЗМ И ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОСАДКИ

Распространение на дне океана пирокластических осадков определяется закономерностями размещения подводных и надводных вулканических аппаратов и их поясов. Известно, что в настоящее время (данные на 1970 г.) из 771 действующих вулканов¹ (702 наземных и 69 подвод-

¹ 219 из них находятся в сольфатарной стадии. Следует отметить, что цифры действующих вулканов не точны из-за недостатка данных по некоторым районам. В работе, посвященной вулканической деятельности в историческое время, В. И. Володавцев (1966) дает общую цифру вулканов около 850.

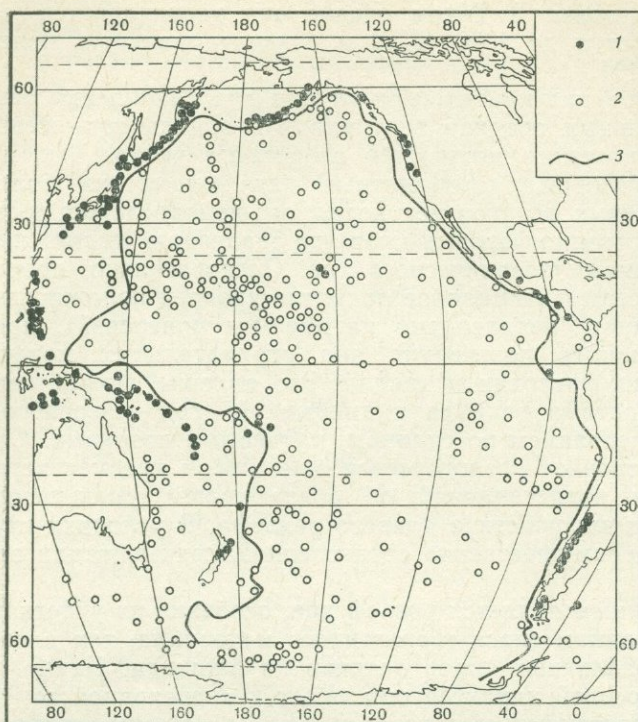


Рис. 14. Андезитовая линия и распространение вулканов в Тихом океане («Тихий океан», кн. 1, 1970)

- 1 — надводные вулканы;
 2 — основные подводные вулканы;
 3 — положение андезитовой линии

ных), в обрамлении Тихого океана — на островных дугах и частью в пределах прилегающих к океану кайнозойских горных сооружений, т. е. в так называемом огненном, или андезитовом, поясе, — насчитывается свыше 440 вулканов. Во внутренних частях океана указывается около 20 действующих вулканов.

В Атлантическом океане (включая Исландию и о. Ян-Майен) установлено 63 надводных и 18 подводных действующих вулканов, в Индийском океане — 103 надводных и 4 подводных вулкана, из которых соответственно 92 и 3 вулкана принадлежат Яванской дуге (Влодавец, 1971). Эти цифры явно занижены из-за отсутствия сведений о всех подводных вулканах. Если часто цитируемые данные Г. Менарда о более чем 10 000 подводных вулканических горах на дне только одного Тихого океана вряд ли соответствуют действительности (Удинцев, 1972), то во всяком случае их число очень велико. Так, несомненным представляется обилие подводных вулканических аппаратов центрального и трещинного типов в пределах срединно-океанических хребтов. Об этом свидетельствует молодой возраст лав, поднятых при драгировании, а также энергичный вулканизм в Исландии, расположенной в зоне Срединно-Атлантического хребта. Тем не менее непосредственное влияние на распределение вулканокластического материала в осадках оказывают главным образом надводные вулканы, а в Тихом океане, в частности, вулканы, располагающиеся в пределах «зоны перехода» или в приокеанических горных системах континентов (Андийская, Центрально-Американская и т. п. вулканические зоны). Это связано с различиями типов вулканов и с различными масштабами их эксплозивной деятельности.

По составу продуктов извержения, характеру вулканической деятельности и пространственному расположению вулканы Тихого океана четко разделяются на два основных типа. Первый тип располагается по периферии Тихого океана, соответствующей «зоне перехода», и ограничен со стороны океанического ложа так называемой андезитовой линией, эмпирически установленной П. Маршаллом еще в начале века (Marshall, 1911). Эта линия была проведена им по внешней стороне глубо-

ководных желобов, сопряженных с окраинными островными дугами и мезозойско-кайнозойскими горными сооружениями Северной и Южной Америк. Она образует почти замкнутое кольцо (рис. 14), конфигурация которого хорошо согласуется с новейшими фактическими данными. По петрохимическим особенностям продуктов извержений вулканы, расположенные между андезитовой линией и континентами, продуцируют лавы и пирокласты, относящиеся к щелочноземельной группе, пересыщенной кремнекислотой (Мархинин, 1967). Некоторые исследователи относят их к одному классу с материковыми вулканическими образованиями, противопоставляя классу океанических, преимущественно толеит-базальтовых, вулканитов. Состав пород внутри андезитового пояса колеблется в широких пределах от риолитов до оливиновых базальтов, но явно преобладают андезиты и андезито-базальты. По-видимому, химический состав лав зависит от региональных изменений вещества и структуры земной коры, глубины расположения магматических очагов и возможностей внутриочаговой дифференциации. Так, из смежных вулканов Камчатки изливаются лавы от андезито-базальтового до риолитового состава. Вулканизм андезитовой зоны отличается чрезвычайно высоким коэффициентом explosивности (отношение количества пирокластического материала к эффузивным породам). Он достигает 90—95% (Ритман, 1964).

Второй тип вулканов располагается во внутренней части океанов (в Тихом океане внутри контура андезитовой линии). Количество действующих наземных вулканов (образующих острова) невелико. Данных о подводных вулканах, как отмечалось выше, недостаточно. Некоторое представление о них по Тихому океану может дать рис. 14. По петрохимическим особенностям продукты вулканической деятельности относятся к низкокальциевым толеитам и их щелочным дифференциатам (нефелиновые базальты, мончикиты и т. п.). Преобладают оливиновые базальты. Наземный (островной) вулканизм (например Гавайских островов) отличается небольшим коэффициентом explosивности (1—3%). Нет оснований предполагать его увеличение для подводных извержений. Более того, высказываются предположения (Ритман, 1964), что на глубинах больше 2000 м explosивные извержения невозможны, так как критическое давление водяного пара в этих случаях оказывается меньшим, чем гидростатическое¹. Однако среди донных осадков широко известны палагонитовые туфы и неизменные гиалокластические образования. Широко развиты и пористые эффузивные породы, вплоть до шлакоподобных.

Несмотря на вероятность весьма широкого распространения вулканической деятельности в глубоководных котловинах и особенно на поднятиях океанического дна и в срединно-океанических хребтах, представляется несомненным, что в балансе пирокластического материала, поступающего в Тихий океан и в северо-восточную часть Индийского океана, преобладающую роль играет explosивная деятельность вулканов андезитовой зоны. Это положение подтверждается схемой минералогических провинций ложа Тихого океана (рис. 15), свидетельствующей о циркумконтинентальном размещении пирокластического материала и тектонической зональности.

Рассмотрение роли вулканизма в осадконакоплении было бы неполным, если бы мы не коснулись влияния на состав осадков магматических эксгаляций и минерализованных термальных вод. Данных о масштабах этих процессов, по-видимому локальных, еще недостаточно.

¹ В. М. Влодавец отмечает, что давление, создаваемое взрывом при особо сильных извержениях, достигает 2500—3000 атм. В связи с этим Н. М. Страхов (1960) заключает, что при столь крупных величинах дополнительное преодоление 300—600 атм не может служить препятствием для explosий на дне океанов и что они могут возникать даже на глубине 5—6 км.

Вместе с тем они очень характерны и интересны с точки зрения познания процессов осадочно-вулканогенного рудогенеза.

В 1964—1966 гг. в глубоком (до 1500 м) рифтовом желобе центральной части Красного моря (рис. 16) английским исследовательским судном «Дискавери» и американскими судами «Атлантис II» и «Чейн» были открыты три впадины глубиной более 2000 м, выполненные горячими рассолами с температурой во впадине Дискавери 44,7° С и соленостью 270 г/л и во впадине Атлантис (наиболее крупной из трех) соответственно 56° и 310 г/л. Рассолы содержали повышенное в 10 раз по отношению к нормальной морской воде количество натрия, калия, кальция, хлора, увеличенное от 1000 до 50 000 раз количество цинка, меди, железа, марганца. Концентрация кремнезема также повышена в 200 раз с лишним. В пестроцветных алевритово-глинистых илах, имеющих температуру на 5—10° выше, чем покрывающий их рассол, содержится (% в сухом остатке, предварительно отмытом от растворимых солей): слабо окристаллизованных окислов железа — 60—80, аморф-

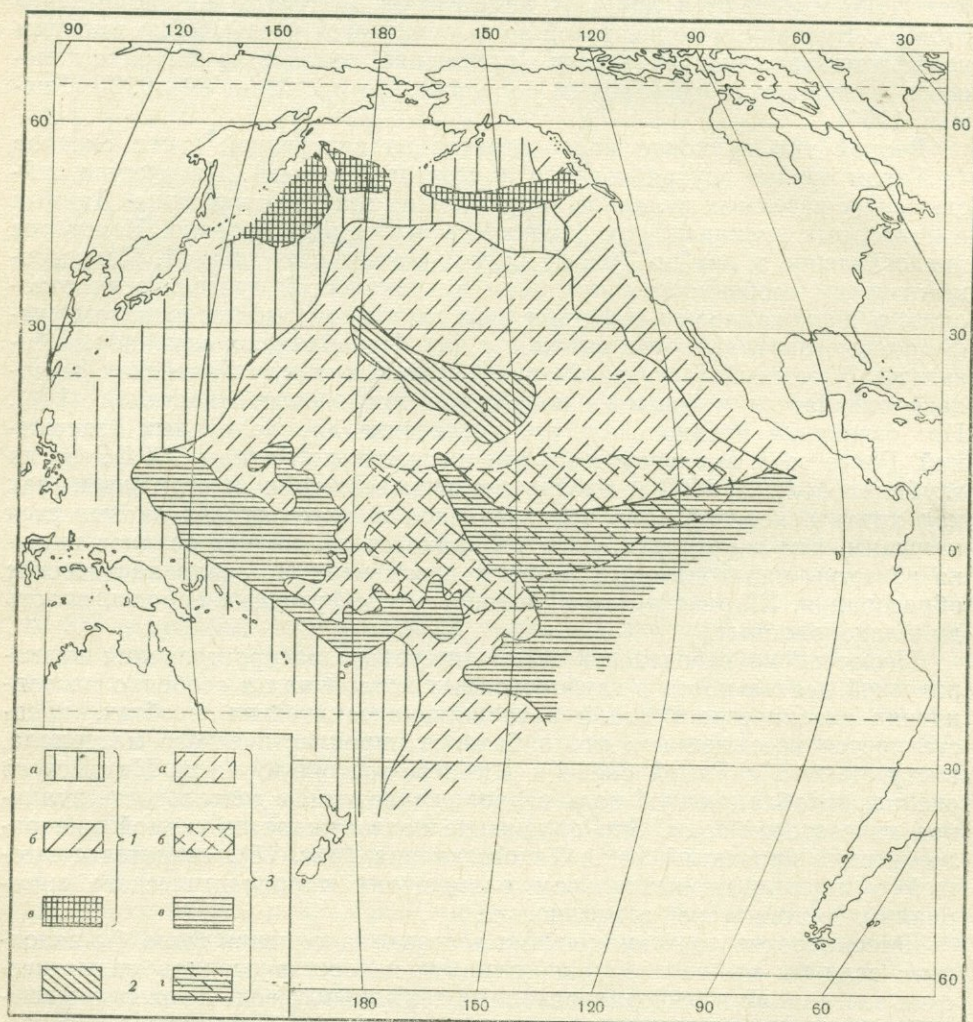


Рис. 15. Минералогические провинции Тихого океана («Тихий океан», кн. 1, 1970)

1 — провинция андезитовой зоны с подпровинциями: а — западной, б — восточной, в — диатомовых илов; 2 — Гавайская провинция; 3 — Центральная провинция с подпровинциями: а — красных глубоководных глин, б — радиолариевых илов, в — радиолариево-фораминиферовых илов, г — фораминиферовых илов

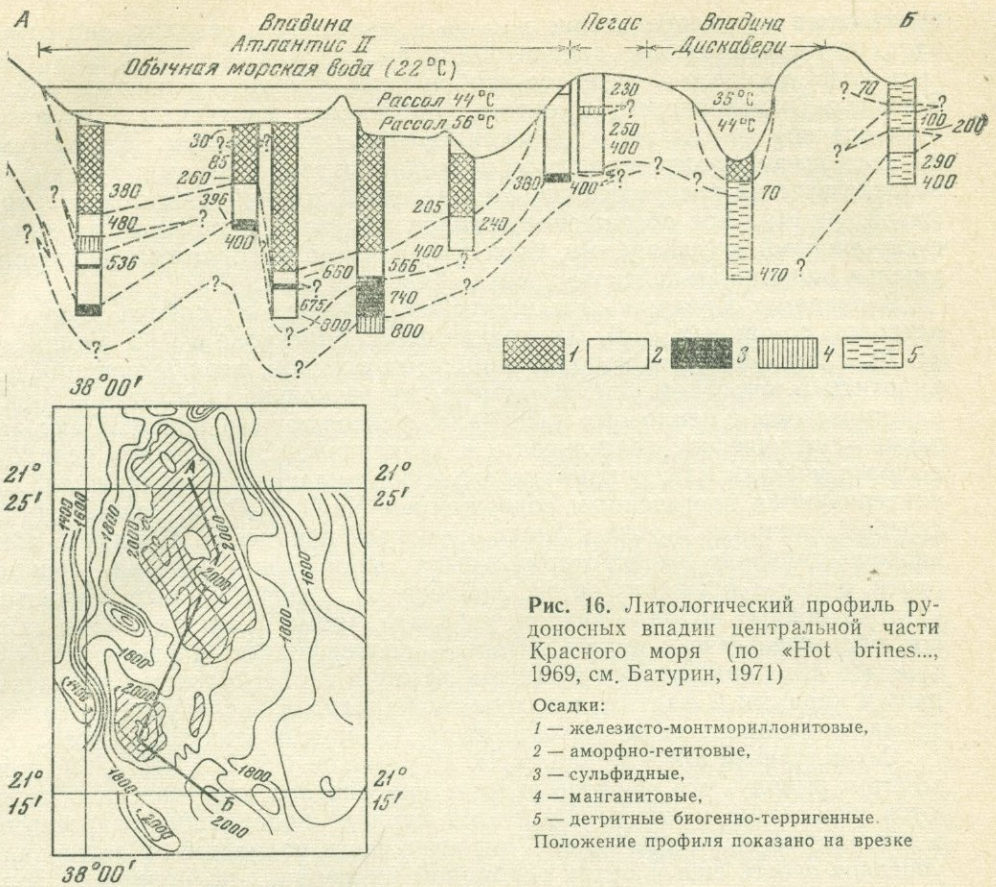


Рис. 16. Литологический профиль рудоносных впадин центральной части Красного моря (по «Hot brines...», 1969, см. Батурин, 1971)

Осадки:

- 1 — железисто-монтмориллонитовые,
- 2 — аморфно-гетитовые,
- 3 — сульфидные,
- 4 — марганитовые,
- 5 — детритные биогенно-терригенные.

Положение профиля показано на врезке

ного кремнезема 10, сидерита и родохрозита — 10, пирита и марказита — от следов до 5% и более, сфалерита — до 7—8, а также монтмориллонит, кварц, ангидрит, кальцит. Полуколичественный спектральный анализ показал большое содержание в илах (в %): свинца — 0,15, молибдена — 0,02, кадмия — 0,04, кобальта — 0,02. А. Миллер (Miller et al., 1966) отмечает, что осадки имеют гелеобразный вид, и большая их часть выпала химическим путем из растворов. Повышение температуры в илах по сравнению с донными рассолами указывает на глубинные источники тепла. Предполагается связь металлоносных отложений и рассолов с интрузией основных пород, залегающей, судя по магнитным и сейсмическим данным, под осадочным слоем.

Аналогичные наблюдения, свидетельствующие о роли магматических эксгальций в обогащении осадков рудным веществом в тектонически активных зонах, содержатся в работе К. Бострома и М. Петерсона (Boström, Peterson, 1969). В северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, в его гребневой части, отвечающей максимальной величине теплового потока, слабокарбонатные глинистые осадки состоят главным образом из коричневого коллоидального вещества, содержащего (в пересчете на бескарбонатный остаток, в %): железа — 8—22,6, марганца — 1—8,8, мышьяка — 0,003—0,04, ванадия — 0,028—0,065, брома — 0,021—0,083. Пепловый материал в пробах отсутствует, и наиболее вероятно, что концентрация перечисленных компонентов связана с газовой или гидротермальной фазой.

Данные К. Бострома и М. Петерсона хорошо увязываются с наблюдениями Н. С. Скорняковой (1970). Рассматривая вопрос о влиянии

вулканизма на распределение железа и марганца в осадках, она отмечает, что максимальные концентрации железа приурочены к известковым илам (железо-марганцево-карбонатные осадки), развитым вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия. Обогащение марганцем и железом этих осадков не связано с пирокластическим материалом. Железо выносится, по-видимому, в растворе подводными гидротермами; вулканизм воздействует на распределение железа своей жидкой гидротермальной фазой. Аномальное обогащение осадков железом, возможно, связанное с глубинными эксгаляциями, было установлено у подножия рифтового ущелья Западно-Индийского хребта (Безруков и др., 1972).

В пределах Срединно-Атлантического хребта в районе Азорских островов, по данным Л. В. Дмитриева, В. Л. Барсукова и Г. Б. Удинцева (1970, с. 939—940), «в колонке глинистых осадков, перекрывающих перидотиты в широтном ущелье, отмечается несколько пропластков пирокластического и пеплового материала, фиксирующего периоды активизации тектонической деятельности и вулканизма. Эти прослои осадков, а также участки ила, покрывающего и подстилающего эти прослои, характеризуются повышенным содержанием Na_2O , K_2O , а также ртути, серебра, свинца и других рудных элементов примесей». Наряду с привнесом типичных «гидротермальных» элементов — серебра, свинца, ртути, олова — осуществляется привнос и сидерофильных элементов ультраосновных пород — никеля, кобальта, хрома и ванадия. «Это важное обстоятельство, — пишут авторы, — подтверждает представления о том, что источник рудного вещества лежит в перидотитовом блоке, уходящем корнями в мантию, и в ходе вулканизма и последующего гидротермального процесса происходит вынос из мантии этих элементов».

Рассматривая эти материалы, Н. М. Страхов (1971, с. 428—429) приходит к выводу, что «рифтовые зоны дна океанов действительно являются участками, в которых имеются каналы, подводящие гидротермы и эксгаляции из глубин коры. При этом часть подводного материала успеваеt осесть еще в путях глубинной миграции..., но некоторая доля доходит и до поверхности дна океанов и, высачиваясь в наддонную воду, то слегка обогащает осадки некоторыми элементами (случай, описанный Бостромом и Петерсеном), то порождает рудные месторождения крупного значения, как в рифтовой зоне Красного моря. Судя по имеющимся данным, глубинные гидротермы, однако, не уходят далеко от мест их высачивания и осаждают свой груз вблизи своего выхода».

В последнее время обращено внимание на возможность выноса железа, марганца и связанных с ними редких металлов путем выщелачивания из базальтов морской водой. Широкое развитие этого процесса и вероятная его роль в осадочном рудогенезе подтверждается экспериментальными данными.

СКОРОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Одним из важных вопросов, давно привлекающих внимание ученых и имеющих непосредственное отношение к разделению дна океана на зоны аккумуляции и денудации, является вопрос о скорости накопления осадков в различных морфоструктурных областях океанического дна. Первые опыты определения возможной скорости седиментации были основаны на подсчете общего количества осадочного вещества, поступающего ежегодно в океан в результате денудации суши. Этот метод, использованный Ф. Кюненом (Kuenen, 1950), может дать очень приблизительные результаты и то только для всей площади океанов в целом. По расчету Ф. Кюнена средняя скорость осадконакопления (с учетом последующего уплотнения) составляет 1,7 мм за 1000 лет.

Большой интерес представляют способы, основанные на изучении сезонной микрослоистости. И хотя их нельзя использовать для осадков

открытых частей океана из-за малой скорости накопления и отсутствия сезонных изменений, они могут быть применены для окраинных замкнутых и полузамкнутых водоемов умеренных широт. Так, еще в 1927 г. А. Д. Архангельский этим методом определил скорость накопления глубоководных осадков Черного моря — 0,15—0,30 мм/год, а С. Калверт (Calvert, 1966) показал, что диатомовые илы Калифорнийского залива накапливаются со скоростью от 0,2 до нескольких миллиметров в год.

В настоящее время для определения скорости осадконакопления чаще всего используются различные методы датировки возраста маркирующих горизонтов. Из биостратиграфических методов в этих целях применяются фораминиферовый, кокколитовый, радиоляриевый, диатомовый. В определении изотопного возраста маркирующих горизонтов наиболее широко применяются радиоуглеродный, иониевый, протактиниево-иониевый и калий-аргоновый методы. Углеродный метод дает наибольшую точность (иногда до ± 50 лет), но он позволяет определить возраст, не превышающий 40—50 тыс. лет, протактиниево-иониевый — до 250 тыс. лет и иониевый — до 400—500 тыс. лет (Старик, 1961; Елизарова, Кузнецов, 1963).

Особенно ценен метод палеомагнитной стратиграфии, основанный на инверсиях магнитных полюсов Земли. Из них последнее обращение магнитного поля произошло 0,69 млн. лет назад. Установление возраста инверсий магнитного поля позволило создать шкалу магнитных эпох для последних 4,5 млн. лет (Dickson, Foster, 1966; Cox, Doell, Dalrymple, 1968), а в дальнейшем продлить ее до 5—9 млн. лет (Foster, Opdyke, 1970). Несмотря на значительные успехи методических разработок, количество имеющихся сейчас определений скорости осадконакопления невелико. Многие из них случайны и не всегда отражают специфику осадконакопления в различных морфоструктурных областях и зонах. В ряде случаев, при рассмотрении скоростей накопления осадков, приходится исходить не из строго проверенных количественных данных, а из общих геологических соображений.

Анализируя мощность голоценовых осадков, Д. Е. Гершанович (1969) приводит следующую характеристику скоростей осадконакопления для Берингово-морско-Алеутского региона: на шельфе скорость осадконакопления чаще всего составляет 100—300 мм/1000 лет, уменьшаясь в отдельных случаях до нескольких десятков миллиметров и существенно возрастая в депрессиях; на материковом склоне наиболее обычны скорости порядка 150—200 мм/1000 лет; на материковом подножии — 200—3000 мм/1000 лет и более; в глубоководных котловинах Берингова моря — 60—100 мм/1000 лет и на некоторых участках — до 330 мм/1000 лет. Обращает внимание наибольшая интенсивность осадконакопления на материковом склоне и особенно на материковом подножии. Д. Е. Гершанович допускает, что за антропогенный период (10^6 лет) здесь образовалось 200—300 м неуплотненных осадков, а за весь кайнозой ($55—65 \cdot 10^6$ лет) могло накопиться 11—20 тыс. м осадков, или при уплотнении до 2/3 первоначальной мощности — 4—7 тыс. м, т. е. скорость осадконакопления здесь приближается к скоростям, известным в геосинклинальных областях. Для сравнения следует указать, что в глубоководной части Охотского моря скорость отложения диатомовых илов, по данным изучения колонок осадков, изменяется от 2 до 300 мм/1000 лет, а во впадине ТИПРО, возможно, достигает даже 1500 мм/1000 лет (Безруков, 1955). Подобный же порядок цифр отмечается во впадинах «континентального бордерленда» Южной Калифорнии — от 50 до 1800 мм/1000 лет с увеличением во впадинах, расположенных ближе к береговой линии (Emery, Vgau, 1962). В отличие от материковых подножий и котловин окраинных морей, примыкающих к континенту, скорость осадконакоплений в Филиппинской котловине очень невелика. Она составляет для терригенных глубоководных илов 7—

13 мм/1000 лет и для встреченных здесь на глубинах свыше 5000 м красных глубоководных глин 3 мм/1000 лет, т. е. немногим превышает скорость накопления аналогичных отложений в котловинах центральных частей Тихого океана (Лисицын, 1974).

Слабо изучены темпы осадконакопления в глубоководных желобах. Имеющиеся определения, в значительной мере случайные, дают большой разброс цифр. По данным литологического изучения колонок, слабокремнистые диатомовые илы в Курило-Камчатском желобе накапливаются со скоростью от 5—10 до 50 и даже 1000 мм/1000 лет (Безруков, 1955). В то же время по результатам использования иониево-ториевого метода скорость накопления алевритово-глинистых осадков составляет (мм/1000 лет): в Курило-Камчатском желобе—0,8; в Японском желобе—6,3; в Идзу-Бонинском желобе—0,5 (Miyake, Sugimura, 1961).

Сведения о скоростях накопления глубоководных осадков в котловинах Тихого океана примерно по 60 определениям сведены П. Л. Безруковым и Е. А. Романкевич (1970). Средние значения для осадков различного состава, по их данным, приведены в табл. 4.

Таблица 4. Скорости накопления глубоководных осадков в различных котловинах Тихого океана, по данным радиохимических определений, мм/1000 лет (Безруков, Романкевич, 1970)

Котловина	Терригенные глубоководные осадки			Пелагические глины			Биогенные пелагические осадки							
							диатомово-радиоляриевые			фораминиферовые				
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3		
Северо-Западная Филиппинская	6	5—30	16	4	0,4—6	3,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Северо-Восточная Каролинская	4	7—13	10	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Меланезийская	1	2	—	8	0,3—5	1,5	4	1,6—7,5	4	2	30—38	34	—	—
Центральная Перуанская	—	—	—	1	7	—	—	—	—	2	6—20	13	—	—
Чилийская и Белингаузена	—	—	—	1	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Южная	—	—	—	8	1,2—4	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднее значение	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	60	—	—	—
Среднее значение	—	—	—	2	0,4—1,5	1,0	—	—	—	3	1,4—8,4	4,4	—	—
Среднее значение	—	—	—	3	0,2—0,5	0,4	—	—	—	2	5,1—28,3	16,7	—	—
Среднее значение	11	2—30	12	28	0,3—6	2	4	—	4	10	1,4—60	18	—	—

Примечание. 1 — количество определений, 2 — предел колебаний, 3 — средняя скорость накопления осадков.

По направлению от континентов к центральной части океана вместе с переходом терригенных, карбонатных и кремнистых илов в глубоководные красные глины скорости осадконакопления уменьшаются. Обычно для красных глин они колеблются от 0,2 до 2 мм/1000 лет и только при обогащении кремнистым и пирокластическим материалом (Северо-Западная и Каролинская котловины) достигают 5—6 мм/1000 лет. Среди органогенных пелагических осадков наибольшую скорость накопления имеют фораминиферовые илы, широко развитые в центральной части океанов выше критической глубины растворения CaCO₃. Скорость отложения этих илов примерно на порядок выше, чем у красных глин, но варьирует в широких пределах от 5—6 мм/1000 лет до нескольких сантиметров на тот же период в зависимости от глубин дна и биологической продуктивности тех или иных частей океана. Данные по кремнистым илам ограничены. В табл. 4 приведены сведения только

по Северо-Восточной котловине Тихого океана. По скорости накопления кремнистые отложения занимают промежуточное место между известковыми илами и красными глинами. Несколько более высокая скорость — 5—10 мм/1000 лет известна для диатомовых илов южной части Индийского океана (Безруков, Романкевич, 1970).

Общая схематическая карта скорости современной и позднеантропогенной седиментации в Мировом океане была опубликована А. П. Лисицыным (1971). На карте (рис. 17) хорошо видно, что распределение скоростей осадконакопления при всей его сложности в первую очередь подчинено циркумконтинентальной и вертикальной зональности. Эти наиболее общие тенденции маскируются (особенно в Тихом океане) субширотными поясами различных скоростей осадконакопления, обусловленными размещением гумидных и аридных зон. В этом отношении очень характерен пояс со скоростями накопления от 10 до 30 мм/1000 лет, протягивающийся вдоль экватора через Тихий и Атлантический океаны, а также широкие пояса аналогичных и более высоких скоростей, идущие вдоль Антарктиды и северных окраин Евразии и Северной Америки. Если экваториальный пояс обязан своим существованием высокой биологической продуктивности гумидной зоны, то в северном и южном поясах совмещается близость к континентам с обилием терригенного материала, поставлявшегося при таянии материковых ледников во второй половине антропогенного периода. В данном случае климатическая зональность совпадает с циркумконтинентальной.

Максимальные значения скоростей седиментации соответствуют окраинам океанов или, точнее, подножиям материковых склонов и окраинным котловинам, а в пределах окраин тяготеют к устьям крупнейших рек (Амазонка, Инд, Меконг, Оранжевая, Ганг, Иравади, Хуанхэ, Тигр и Ефрат, Янцзы, Миссисипи), расположенным главным образом в экваториальном гумидном поясе. На их долю приходится 7,6 млрд. тонн взвешенного осадочного материала, или около 2/3 общего материкового стока. Здесь скорость осадконакопления достигает многих тысяч миллиметров в год, тогда как в центральных частях океанов редко превышает 30—100 мм/1000 лет, а чаще находится в пределах 1—30 мм/1000 лет.

При общих для всех океанов чертах зональности между ними имеются и существенные отличия. Последние «связаны с неравномерностью поставки осадочного материала в каждый из океанов. Известно, что больше всего осадочного материала на единицу площади дна в среднем получает Атлантический океан, за ним в порядке убывания следуют Индийский и Тихий. Из рассмотрения карты скоростей седиментации видно, что средние скорости в Атлантическом океане заметно выше, чем в Тихом. Области, где накапливаются меньше 1 мм осадков в 1000 лет, в Атлантике очень редки и занимают малую площадь, максимального же развития они достигают в Тихом океане» (Лисицын, 1971, с. 963).

Рядом особенностей как по скоростям накопления осадков, так и по их составу отличается пелагическая седиментация в Северном Ледовитом океане. Эти особенности связаны с его малыми размерами, близкому к единице отношением площадей питания океана и осадконакопления и холодноводностью бассейна — преобладанием отрицательных температур ($-1,17$, $-1,8^\circ$ в верхнем слое океана и $-0,4^\circ$, $-0,8^\circ$ в придонном слое глубоководных котловин Амундсена, Нансена и др.), препятствующих формированию органических осадков. Напомним, что отношение площади питания к площади седиментации в Северном Ледовитом океане равно 0,92, тогда как в Атлантическом океане оно составляет 0,30, в Индийском океане 0,09 и в Тихом океане 0,04 (Страхов, 1960). Отсюда можно сделать вывод о значительном поступлении терригенного материала на единицу площади Северного Ледовитого океана. Вместе с тем исключительно большая ширина сложно построенного

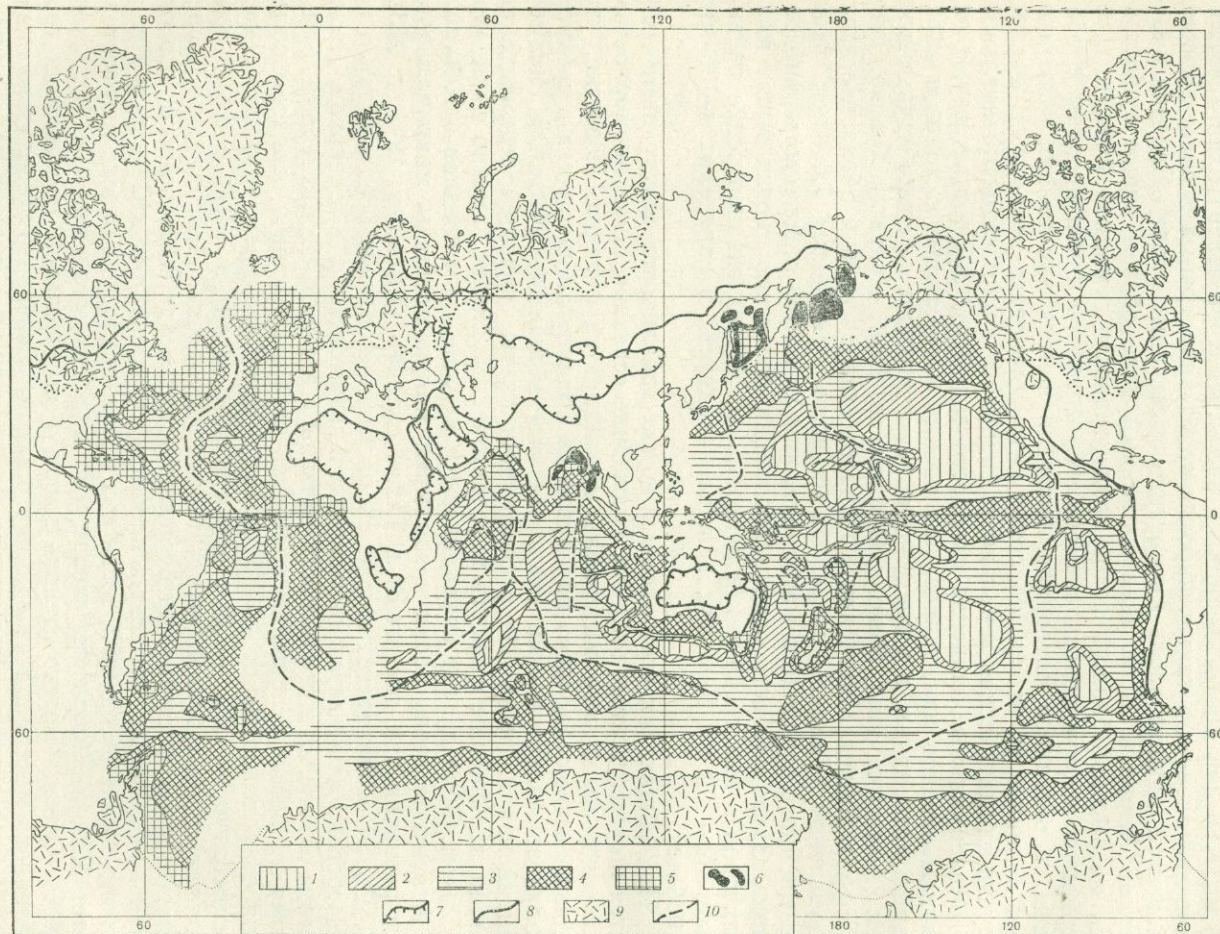


Рис. 17. Скорость осадконакопления в Мировом океане (Лисицын, 1971)

- 1—6 — скорость осадконакопления в единицах Бубнова (мм/1000 лет): 1— <1 , 2—1—3, 3—3—10, 4—10—30, 5—30—100, 6—100;
- 7 — граница областей внутреннего стока и бессточных;
- 8 — граница водосборов океанов;
- 9 — области четвертичного оледенения (крупнейшие);
- 10 — основные хребты и горные системы на дне океана

шельфа, особенно со стороны Евразии, приводит к тому, что основная масса терригенного материала песчаной размерности, поступающего с речным стоком или в результате разрушения берегов, оседает в мелководных арктических морях. По данным Н. Н. Лапиной, Ю. И. Семенова и Н. Х. Белова (1971), осадки материковых склонов, а также склонов и поверхностей наиболее приподнятых хребтов и поднятий (Ломоносова, Альфа и др.) представлены главным образом пелитовой и алевритовой фракциями (90—95%). Содержание песчаной фракции (в среднем 5%) увеличивается до 10 и 20% на отдельных участках подножия материкового склона и поднятий хребта Ломоносова. Грубообломочный материал распространен неравномерно и поступает в осадки не только в результате ледового разноса, но отчасти представляет собой результат разрушения коренных пород, слагающих хребты и материковые склоны, т. е. имеет эдафогенную природу.

Осадки дна океанических котловин (на глубинах более 2500 м) состоят главным образом из глинистой фракции (от 50 до 85 и даже 95%). Содержание алеврита не превышает 25%, а песчаная фракция редко достигает 3—5%. Биогенная составляющая играет незначительную роль. Содержание аморфного кремнезема не превышает долей процента, что объясняется незначительным развитием диатомовых водорослей и других кремневых организмов. Количество карбоната кальция не превышает 10%, причем относительное обогащение наблюдается главным образом в районах влияния теплых вод атлантического и тихоокеанского течений, где формируются слабокарбонатные (фораминиферовые) алевритово-глинистые и глинистые осадки.

По оценке Н. Н. Лапиной, Ю. И. Семенова и Н. Х. Белова (1971), скорость накопления осадков на материковом склоне и у подножий подводных хребтов Ломоносова, Менделеева и Гаккеля составляет от 10—20 до 20—50 мм/1000 лет. На поверхности подводных хребтов и поднятий, на глубинах меньше 1000 м, скорости уменьшаются до 4—8 мм/1000 лет в связи с деятельностью придонных течений. В глубоководных котловинах Амундсена, Нансена, Макарова и Канадской бескарбонатные глинистые осадки формируются со скоростью от 2—5 до 100 мм/1000 лет.

Из изложенного следует, что закономерности распределения объемов осадков, формирующихся на дне Мирового океана, подчинены существующим в настоящее время физико-географическим условиям. Из них главенствующее значение имеет общая масса взвешенного осадочного материала, поступающего в океан в результате денудации континентов. Объем твердого стока зависит в основном от площади материков, характера рельефа их поверхности и климата. Важное значение имеет, кроме того, биологическая продуктивность поверхностной водной пленки Мирового океана, зависящая от климата Земли в целом и циркуляции вод в океанах. Размеры и рельеф континентов так же, как и климат Земли, в течение геологической истории существенно изменялись, что влекло за собой изменения в объемах и скоростях седиментации даже в отдельные отрезки антропогенного периода. Однако постоянными в геологической истории являются законы, управляющие циркуляцией материковой, климатической и вертикальной зональностью в распределении важнейших типов осадков, несмотря на то что пространственное размещение самих зон с течением времени изменялось.

В последнее время появились новые данные о влиянии атмосферной пыли на скорость осадконакопления в океанах. Г. Уиндом (Windom, 1969), изучавший накопление атмосферной пыли на постоянных снежных полях, показал, что в современных осадках отдаленных районов Тихого океана от 25 до 75% материала может поступать из атмосферы. Осаждение атмосферной пыли примерно на 10% увеличивает скорость осадконакопления во впадинах Северного Ледовитого океана (Mullen,

Darly, Clark, 1972). По подсчетам А. Делани и др. (Лисицын, 1974), увеличение скорости седиментации на дне Атлантического океана за счет эолового материала, вынесенного из Сахары, составляет при максимальном удалении от нее 0,6 мм/1000 лет.

МАГМАТИЧЕСКИЕ И ДОАНТРОПОГЕНОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЛОЖА ОКЕАНОВ

В отличие от господствующих ранее представлений в настоящее время установлено, что значительные участки океанического дна лишены современного осадочного покрова и на поверхность выходят коренные породы ложа, представленные не только молодыми или современными лавами, но и различными комплексами осадочных, магматических и в меньшей мере метаморфических пород неогенового, палеогенового, мелового, а в отдельных случаях, возможно, и более древнего возраста. Причинами прерывистости распространения осадочного чехла и бесчисленного количества выходов твердых пород и досовременных осадков, по мнению П. Л. Безрукова (1970а), являются, во-первых, широкое распространение вулканических излияний, во-вторых, значительная подвижность вод и существование придонных течений, о чем мы неоднократно упоминали, в-третьих, малые скорости накопления осадков в центральных частях океанов и, в-четвертых, резкая расчлененность рельефа дна, способствующая оползанию осадочного материала по склонам возвышенностей и образованию мутьевых потоков не только в «классической» области их распространения — на материковых склонах, но и в зонах перегибов рельефа в пределах абиссальных котловин и разделяющих их хребтов и поднятий. Основываясь на экспериментальных данных, можно полагать, что в глинистых осадках в зависимости от их состава и степени литификации подводные оползни могут периодически возникать при углах склонов от 1 до 5°. Еще А. Д. Архангельский (1930) писал, что на материковом склоне Черного моря подводные оползни отмечаются уже при общем наклоне поверхности 50'—1°30'. Особенно больших масштабов оползневые процессы достигают в сейсмически активных районах. Так, при японском землетрясении 1923 г. объем перемещенных оползнями рыхлых осадков в бухте Сагами достиг громадной величины — 710 км³ (Менард, 1966).

Таким образом, обнаженность коренных пород океанического дна в такой же степени, как и на континентах, или даже в большей, зависит от рельефа и тектоники и, видимо, не столь уж уступает таковой на континентах. В настоящее время возможна лишь общая качественная оценка встречаемости обнаженных участков. Она основывается на анализе эхограмм и эхолотных профилей, составлении детальных батиметрических карт, отборах грунтовых проб и подводной фотографии. Интересный опыт построения схематической карты распространения выходов твердых пород на дне Тихого океана выполнен П. Л. Безруковым (1970а). Он выделяет четыре зоны с различной встречаемостью обнаженных участков.

Первая зона (обнаженные участки отсутствуют или очень редки) включает выровненные материковые отмели, образовавшиеся при обильном поступлении осадочного материала, поверхности аккумулятивных шлейфов и плоских абиссальных равнин, главным образом близ подножий материковых склонов, а также дно глубоководных желобов. В Тихом океане эта зона составляет не более 10—15% общей площади дна.

Вторая зона (с редкими выходами коренных пород) соответствует пологим участкам материковых и островных склонов, полого-холмистым равнинам на дне океанических котловин, подводным валам и возвышенностям со слабым расчленением, поверхностям хребтов, увенчанных

коралловыми островами и рифами. Эта зона охватывает примерно 30—35% дна Тихого океана и может, как и первая, считаться областью почти сплошного осадконакопления.

Третья зона (с частыми выходами коренных пород) включает крутые участки материковых и островных склонов, поверхности хребтов, валов и поднятий со сложным расчленением; дно глубоких котловин с гористо-холмистым рельефом и низкой скоростью осадконакопления. По мнению П. Л. Безрукова, особенно большие пространства эта зона занимает в Северо-Восточной, Южной и Перуанской котловинах, а также в пределах Южно- и Восточно-Тихоокеанского поднятий, кроме их осевых частей, обладающих еще более сложным рельефом. Общая площадь третьей зоны составляет не менее 30—35% площади дна.

Четвертая зона, характеризующаяся очень частыми выходами пород, соответствует поверхностям хребтов с сильно расчлененным рельефом, уступам материковых склонов и их участкам, расчлененным каньонами, склонам глубоководных желобов и зонам активных и хорошо выраженных в рельефе разломов. П. Л. Безруков (1970а, с. 156) пишет: «В пределах крупных горных сооружений, увенчанных многочисленными пиками, и их крутых склонов выходы пород не только очень часты, но и имеют большие размеры; они нередко могут протягиваться в виде почти непрерывных полос на расстояние в десятки и сотни километров. Поэтому такие горные сооружения и крутые склоны местами представляют собой скорее области денудации и отсутствия осадконакопления, чем аккумуляции современных осадков. То же самое можно сказать и о крутых уступах материкового склона и глубоководных желобов». Четвертая зона охватывает примерно 20—25% общей площади дна океана.

На примере Тихого океана видно, что выходы коренных пород и доголоценовых осадков «часты» и «очень часты» более чем на половине площадей океанического дна. Для Атлантического океана с его большей расчлененностью и резче выраженным в рельефе Срединно-Атлантическим хребтом области денудации и отсутствия осадконакопления, вероятно, еще значительнее, несмотря на сравнительно большую общую скорость осадконакопления на единицу площади.

На дне Индийского океана, по представлениям П. Л. Безрукова и его соавторов (1972), коренные породы встречаются не менее чем на 3/4 его поверхности.

Перейдем к характеристике коренных пород океанического дна, основанной на пока еще немногочисленных данных драгирования и глубоководного бурения и на сведениях о породах островных поднятий. В настоящее время можно считать установленным, что в нижней части доступного для непосредственного изучения разреза фундамента океанического ложа, выходящего на поверхность в осевых частях срединно-океанических хребтов, залегает ассоциация ультраосновных магматических пород, близких по составу к альпинотипной гипербазитовой (гарцбургит-перидотитовой) формации континентов (рис. 18). Обломки ультраосновных в той или иной мере серпентинизированных пород, состоящие главным образом из гарцбургитов, в том числе оливиновых и диопсидовых (около 80%) и реже лерцолитов и их плагиоклазовых разновидностей (до 20%), собраны примерно в 30 районах («Исследования...», 1972). Большинство из них приурочены к наиболее изученным рифтовым зонам Срединно-Атлантического, Аравийско-Индийского и северной части Западно-Индийского хребтов. Те же породы обнаружены в зонах разломов: Родригес в Индийском океане, в скалах Св. Петра и Св. Павла, расположенных вдоль одной из поперечных тектонических зон, пересекающих Срединно-Атлантический хребет, на хребте Пальмер, в желобе Кинг в восточной части Атлантики, на склоне поднятия Манихики в центральной части Тихого океана, а также на приокеаническом

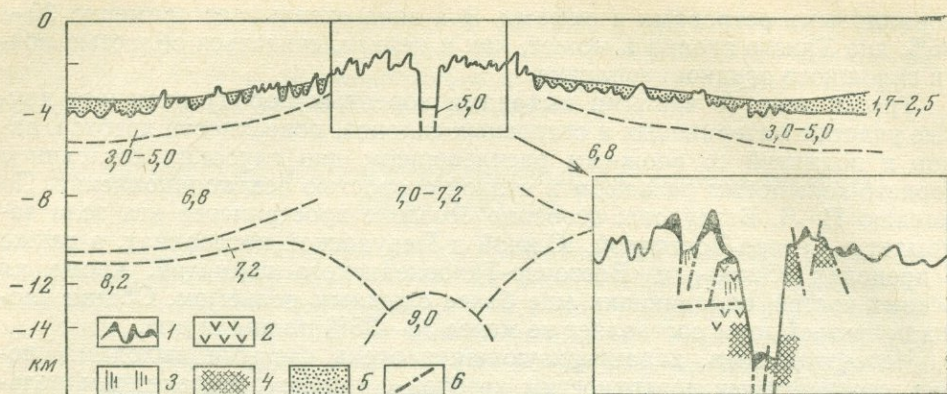


Рис. 18. Обобщенный разрез срединно-океанического хребта («Исследования...», т. II, 1972)

1 — базальты; 2 — габбро и долериты; 3 — зеленые сланцы (амфиболиты?); 4 — ультраосновные породы; 5 — осадки; 6 — разломы. Цифры — сейсмические скорости, км/сек

склоне желоба Пуэрто-Рико, сопряженном с Антильской островной дугой.

Весьма широко, в пределах всех океанических пространств, встречаются ксенолиты гипербазитов, включенные в толеитовые и щелочные базальты. Вместе с включениями амфиболитов и габбро (А. Энгель, Ц. Энгель, 1968) они установлены на многих островах (Гавайских, Самоа, Хуан-Фернандес, Зеленого Мыса, Канарских, Маврикия и т. д.). Но, как было отмечено Р. Форбесом и Х. Куно (Forbes, Kuno, 1965), за редким исключением (о. Канага в Алеутской дуге) указанные ксенолиты обычно отсутствуют в породах андезитовой формации островных дуг, хотя крупные массивы гипербазитов образуют протяженные пояса среди кайнозойских складчатых ядер «зоны перехода» от Новой Зеландии до Японских островов и Камчатки. Гипербазиты островных дуг одни исследователи рассматривают как блоки мантийного вещества, выдвинутого на поверхность по крупным системам взбросо-надвигов и шарьяжей (Марков и др., 1967; Пейве, 1969; Пейве и др., 1972; Davies, 1968; Hermes, 1968), другие считают их интрузивными образованиями (Пинус, Колесник, 1966; Кимура, 1973; Курода, Иси, 1973).

Дискуссии о происхождении гипербазитов мы коснемся ниже, здесь же важно отметить, что в пределах рифтовых зон и разломов океанического дна они залегают в основании разрезов горных пород и, вероятнее всего, образуют нижний структурный этаж, уходящий корнями в мантию. Это подтверждается следующими наблюдениями: а) гипербазитами, по данным драгирования, сложены наиболее глубокие придонные части склонов рифтовых ущелий; в верхних частях склонов они сменяются толеитовыми базальтами и, в отдельных случаях, залегающими между ними габбро-диабазами и метаморфическими породами; б) под маломощным низкоскоростным слоем, который интерпретируется как рыхлый осадочный чехол, или непосредственно на дне рифтовой долины, по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), залегает слой со скоростью распространения сейсмических волн 5—6 км/сек; на глубине, обычно не превышающей 2 км ниже дна, он сменяется слоем со скоростью распространения волн около 7 км/сек («Исследования...», 1972).

Результаты ГСЗ соответствуют лабораторным измерениям скоростей распространения упругих волн для гипербазитов различной степени серпентинизации, что позволяет увязать сейсмический разрез с геологическим (Воларович и др., 1965).

Приведенные данные, а также поразительное однообразие петрографического состава и структуры гипербазитов из различных областей Мирового океана привели Г. Б. Удинцева и Л. В. Дмитриева («Исследования...», 1972) к выводу, что ультраосновные породы, вскрытые в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, скорее соответствуют верхней части сплошного массива горных пород, залегающих ниже раздела Мохоровичича. В подобном же плане на более широком материале (с учетом континентальных сегментов) вопрос об идентификации гипербазитов с надастеносферным веществом верхней мантии рассмотрен во многих петрологических и тектонических исследованиях. В наиболее разработанной в физико-химическом и геологическом отношении модели верхней мантии (Рингвуд, 1972; Рингвуд, Грин, 1968, 1972) предполагается, что она состоит из пиролита, представляющего собой смесь примерно трех частей перидотита и одной части базальта. Фракционное плавление пиролита приводит к образованию базальтовой магмы, а после ее удаления — тугоплавкого остатка, соответствующего породам гарцбургит-перидотитовой формации. Глубокое фракционирование и дегазация верхней мантии в процессе ее геологической эволюции привели к тому, что пиролит, способный при частичном плавлении поставлять базальтовую магму с присущим ей содержанием калия, натрия, стронция, урана, тория и ряда других элементов, располагается под тугоплавким остаточным слоем ультраосновных пород на глубинах, соответствующих астеносферному горизонту — волноводу Баррела — Гутенберга.

Вопросам происхождения и способам внедрения гипербазитов в складчатых областях континентов посвящена огромная литература. Интрузивной гипотезе, господствовавшей со времен работ Г. Штейнманна (Steinmann, 1905, 1926), В. Н. Лодочникова (1936) и А. Н. Заварицкого (1955), которые предполагали существование ультраосновных расплавов, проникающих в земную кору, в настоящее время противопоставляется протрузивная гипотеза, предложенная еще в конце прошлого века Чарльзом Лайелем, либо ее вариант — гипотеза мантийных пластин, выдвинутых на поверхность при крупных горизонтальных и вертикальных движениях земной коры в процессе складчатости (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972; Davies, 1968). Гипотеза мантийных пластин, предполагающая образование геосинклинальных систем (т. е. в сущности «зон перехода» от океана к континенту) на утоненной океанической коре, наилучшим образом объясняет ряд фактов, противоречащих интрузивной гипотезе. К ним относятся: а) отсутствие эффузивных аналогов гипербазитов; б) отсутствие существенных контактных изменений во вмещающих гипербазиты осадочных толщах, хотя по экспериментальным данным температура плавления гипербазитов составляет 1400°; в) строгая приуроченность гипербазитов к разломам, в том числе к шарьяжным покровам и их основанию, где ультраосновные породы при наличии значительных горизонтальных перемещений ассоциируют с мощными тектоническими брекчиями — меланжем.

Не вдаваясь в детали продолжающейся и сейчас дискуссии об условиях образования гипербазитов в складчатых областях континентов, отметим следующие важные, с нашей точки зрения, моменты, которые можно считать доказанными и признанными сторонниками как интрузивной, так и блоково-мантийной гипотез: 1) глубинное подкоровое происхождение исходного вещества гипербазитов; 2) связь с ними в виде более низкотемпературных выплавов толеитовых и щелочных базальтов; 3) способность гипербазитов, в силу их возрастающей при серпентинизации пластичности, создавать протрузии, т. е. перемещаться под давлением внутри земной коры в квазитвердом состоянии наподобие соляных диапиров.

Гипербазиты рифтовых поясов океана отличаются от аналогичных пород континентов по тектоническим позициям: они располагаются в зонах преимущественного расширения и раздвигов земной коры, тогда как гипербазиты на континентах приурочены к поясам наибольшего сжатия и наиболее интенсивной складчатости. Несмотря на общность петрографического состава и структуры ультраосновных пород, между ними имеются некоторые геохимические различия. Так, по данным Л. В. Дмитриева (1972), ультраосновные породы Срединно-Индокоеанского хребта отличаются несколько повышенной концентрацией кремния и иногда алюминия по отношению к магнезию и имеют аномально низкую концентрацию железа. Вместе с этим для них характерно повышенное содержание таких литофильных элементов, как уран (кларк урана в ультраосновных породах рифтовых зон устойчиво близок к кларку в кислых породах), отчасти торий, цирконий, бериллий, олово. Эти различия могут быть связаны как с естественной неоднородностью верхней мантии под океанами и континентами, так и с более низкой степенью дифференциации океанических гипербазитов по отношению к их континентальным аналогам. В связи с этим Г. Б. Удинцев и Л. В. Дмитриев (1972, с. 187) приходят к интересному, хотя и далеко не бесспорному, выводу о том, что ультраосновные породы рифтов могут представлять собой «останцы наиболее древней верхней мантии, сформировавшейся на самых ранних протопланетных этапах развития Земли и «законсервированных» под покровом базальтовой коры, выплавленной из более глубоких горизонтов мантии в более позднее время».

Гипербазиты рифтовых поясов в той или иной степени подверглись серпентинизации. Отмечается, что больше половины всех поднятых драгами пород серпентинизированы на 70—80%, измененные на 10—20% породы представлены единичными находками и неизмененных разностей в этих образцах нет. Первая стадия протекает с сохранением первичной структуры пород и выражается в последовательном замещении кристаллов оливина хризотилом или серпофитом и пироксенов баститом. Вторая стадия, проявленная в меньшей мере, сопровождается образованием антигорита и возникновением на месте первичной структуры волокнистых, перистых и прожилковых агрегатов. Вторая стадия протекает независимо от того, какой степени серпентинизации достигла порода на первой стадии. Это обстоятельство позволяет предполагать существование между ними разрыва во времени и различие порождающих их причин.

Большинство авторов связывают серпентинизацию первой стадии с аутометаморфизмом, дегазацией верхней мантии и воздействием ювенильных паров воды. Что касается второй стадии, то не исключена ее связь с океаническими водами. В пользу этого, в частности, свидетельствует присутствие органического вещества, хотя и в ничтожных количествах, только в серпентинитах второй генерации (Вдовыкин, Дмитриев, 1968).

В ультраосновных породах ложа океана широко проявились процессы динамометаморфизма и катаклаза. В ходе динамометаморфизма образовались полосчатые и гнейсовидные разности пород. Вероятно, они возникли еще при кристаллизации межгранулярной жидкости, отвечающей по составу пироксенам, при напряжениях, вызванных перемещением в пространстве еще не полностью консолидированной массы перидотитов. Эти текстуры возникли до начала серпентинизации (Чернышева, Дмитриев, Удинцев, 1972). Но особенно характерны проявления динамометаморфизма и катаклаза вплоть до образования тектонических брекчий и милонитов для глубоко серпентинизированных разностей. Последние, как правило, сильно смяты и рассечены многочисленными трещинами с зеркалами скольжения; отмечается изогнутость кристаллов бастита и их разрывы (Чернышева, 1969).

Другой комплекс пород, присущий рифтовым зонам, а также выявленный вдоль приразломных уступов, представлен серией зеленосланцевых пород. Так, В. Мелсоном и Т. ван Анделом (Melson, Van Andel, 1966) установлена крупная линза альбит-актинолит-хлорит-эпидотовых сланцев протяжением около 40 км, обнажающаяся на крутом сбросовом уступе рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на глубинах от 2000 до 3500 м. Химический состав пород отвечает спилитам. Аналогичные сланцы описаны Д. Мэтьюзом и др. (Matthews, Vine, Cann, 1965) в пределах Аравийско-Индийского хребта (хр. Карлсберг), где они ассоциируют с окремненными брекчиями и жильными кварц-эпидотовыми образованиями. Близкие разности метаморфических и метасоматических пород, в том числе спилиты, были установлены и экспедициями на «Витязе» в том же хребте в других пунктах. Среди пород отмечены хлорит-серпентин-эпидот-карбонат-актинолитовые сланцы, содержащие иногда кварцевые прожилки с пиритом. Реже встречаются продукты метасоматического преобразования ультрабазитов, характеризующиеся повышенной концентрацией извести и глинозема и содержащие гроссуляр, апатит и циркон (Чернышева, Дмитриев, Удинцев, 1972).

По-видимому, в ассоциации с зеленокаменными породами, которые А. и Ц. Энгель (1968) рассматривают в качестве продуктов метасоматоза толеитовых базальтов, располагаются тела габбро и габбро-диабазов, хотя их положение в разрезах не совсем ясно. При драгировании одного из участков рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта по полученному вертикальному разрезу представляется, что габбро залегает на ультраосновных породах или интродуцирует их и покрывается базальтами. Но имеются указания и на залегание габбро вместе с неизмененными базальтами на вершинах горных рифтовых гряд. Среди габброидов отмечаются массивные крупнозернистые габбро и габбро-нориты с частыми признаками милонитизации, уралитизированные габбро, а также диабазы (включая разности, близкие к спилитам), диабазовые порфириды, базальтовые порфириды с ксенолитами диабазов и разнообразные динамометаморфические их разности (тектоно-метасоматические брекчии, милониты и т. п.). Метаморфизм основных пород преимущественно низкотемпературный (зеленокаменный), выражающийся в уралитизации пироксенов, альбитизации и сосюритизации плагиоклазов, хлоритизации темноцветных минералов (Чернышева, 1969, 1970; Чернышева, Дмитриев, Удинцев, 1972). К фациям более глубокого метаморфизма относятся амфиболиты, отмеченные на хребте Пальмер (Cann, Funnel, 1967). В. И. Чернышева рассматривает габброиды рифтовых зон, в том числе и их зеленокаменноизмененные разности, вместе с серпентинизированными ультраосновными породами как срединно-океанические зеленокаменные пояса, сопоставимые с зеленокаменными поясами древних геосинклинальных систем, хотя и образовавшиеся в других тектонических условиях.

Следующий, лежащий выше по разрезу, комплекс магматических пород океанического ложа, установленный повсеместно, а не только в осевых (рифтовых) частях срединно-океанических хребтов или зонах разлома, представлен базальтами. Еще недавно в капитальных петрологических работах (Заварицкий, 1955; Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964; и др.) считалось доказанным, что океанические базальты принадлежат к щелочной оливин-базальтовой серии и существенно отличаются от более кислых щелочно-кальциевых базальтов континентов (траппы Тунгусского комплекса, Карру, Декана), выделенных В. Кеннеди (Kennedy, 1933, 1938) в толеитовую серию. Однако в дальнейшем оказалось, что таких различий нет. А. и Ц. Энгель (1968, A. Engel, C. Engel, 1963, 1964a, b) впервые доказали, что базальты, залегающие на океаническом дне — в срединных хребтах, котловинах, океанических поднятиях в основании вулканических островов, — отно-

сятся к толеитам. Лишь впоследствии, при статистической обработке обширного аналитического материала, наметились незначительные отличия по содержанию K_2O между океаническими толеитами и траппами континентальных платформ (Кузнецов, 1970).

А. и Ц. Энгель установили, что породы щелочной оливин-базальтовой серии и ее производные — трахиты, фонолиты, нефелиновые базальты и т. п. — в действительности преобладают только на вершинах океанических островов и вулканов (Гавайских, Пасхи, Гуадалупе и т. д.) и в верхних частях их склонов. В некоторых островных вулканах (Ваианае на Гавайских островах и др.) щелочные и толеитовые базальты изливаются из одного и того же жерла и образуют переслаивающиеся серии и толщи промежуточных пород. В связи с этим был сделан вывод, что оливин-базальтовая магма является остаточной: «в результате длительной эволюции первичного толеитового расплава в очаге остается небольшое количество несколько обогащенной щелочами и явно ненасыщенной кремнекислотой магмы, которая дает начало породам ряда оливиновый базальт — трахит» (Шейнманн, 1965, с. 15). А. и Ц. Энгель (1968), отмечая, что количественное соотношение толеитовых и щелочных базальтов в океанах отвечает порядку цифр от 100:1 до 1000:1, считают, что щелочные базальты образовались в результате гравитационной дифференциации и фракционирования толеитов в системе камера — подводящий канал.

В. С. Соболев и В. В. Кепежинскас (1971), основываясь на экспериментальных исследованиях поведения системы $MgSiO_4-NaAlSi_3O_8-SiO_2$ при давлении до 30 кб, а также на содержании модалного и нормативного нефелина в породах, выделяют производные щелочной оливин-базальтовой магмы в ассоциацию «глубинного» типа дифференциации, а толеитовые и высокоглиноземистые базальты — в ассоциацию второго, «малоглубинного», типа дифференциации. К первой из них, наряду с вулканической серией о-вов Св. Елены и Гоф в Южной Атлантике и вулкана Мауна-Кеа на о. Гавайи, они относят континентальные вулканические серии юго-восточной Калифорнии и третичной щелочной провинции в Японии (западное побережье о. Хонсю); ко второй — вулканические образования Срединно-Атлантического хребта, Восточно-Тихоокеанского поднятия, третичные вулканы Исландии, а также третичные лавы Восточной Австралии и неоген-четвертичные лавы Каскадной провинции на западе США. Тем самым еще более стираются грани между базальтовым магматизмом океанического дна и континентов. В. С. Соболев и В. В. Кепежинскас (1971, с. 17) приходят к выводу, что «дифференциация, происходящая при больших давлениях в мантийных очагах, обусловлена в основном селективным плавлением и объясняет генетическую связь недонасыщенных SiO_2 и толеитовых базальтов. Кристаллизационная дифференциация происходит, очевидно, в неглубоких коровых очагах, причем основное значение имеет здесь схема Боуэна — ранняя кристаллизация оливина, связывающая базальты с нормативным оливином и породы, пересыщенные кварцем».

Изложенное представление о щелочной оливин-базальтовой магме как об ассоциации глубинного типа дифференциации хорошо увязывается с повышенными мощностями океанической коры в пределах систем вулканических поднятий, где щелочные базальты наиболее широко распространены.

Следующим открытием недавних лет, имеющим немаловажное геологическое значение, является установление практически полного отсутствия в толеитовых базальтах океанического дна следов спилитизации под влиянием океанической воды. Взаимодействие с водой заключается только в образовании на поверхности лавовых потоков тонких стекловатых корок закалывания без каких-либо заметных изменений химического состава пород, либо в гидратации стекла с образованием палаго-

нита. Таким образом, подтверждается точка зрения Д. С. Коржинского (1962) о несостоятельности широко утвердившейся гипотезы образования спилитов в результате взаимодействия силикатного расплава с морской водой. Процессы спилитизации в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, очевидно, связаны с начальным зеленокаменным метаморфизмом. Наиболее интенсивно они проявляются в приразломных зонах дробления, благоприятных для воздействия гидротерм.

Базальты океанического ложа, как правило, представлены подушечными и шаровыми лавами кайнотипного облика. Нередко они ассоциируют с долеритами. По сравнению с базальтами долериты чаще изменены. Наряду со слабыми изменениями — хлоритизацией пироксена, частичной сосюритизацией плагиоклазов — наблюдаются и последующие переходы к фации зеленокаменного метаморфизма.

Покровы базальтов залегают не только в основании осадочного чехла, как это имеет место в разрезах рифтовых зон, но и переслаиваются, судя по данным бурения, с океаническими осадками. Несомненно, в осадочной толще существуют многочисленные силлы, дайки, купола базальтов и долеритов, иногда образующие псевдодиапировые структурные формы. При пересечении серией буровых скважин центральной части Тихого океана от Таити до Центральной Америки в восьми скважинах осадки, перекрывающие базальты, носили следы спекания, что свидетельствует об интрузивном характере базальтов («Summary of Deerp...», 1970/1971). Насыщенность разрезов базальтовыми покровами, вероятно, возрастает с глубиной. По-видимому, слои базальта, встреченные при глубоководном бурении, как и устанавливаемый акустический фундамент океанических илов, далеко не во всех случаях соответствуют действительному основанию осадочной толщи.

И. В. Лучицкий (1973) обратил внимание на сравнительно широкое распространение кислых магматических пород на островах и дне океанов. Однако, если анализировать тектонические позиции двенадцати отмеченных им пунктов коренного залегания кислых пород, то оказывается, что шесть из них относятся к погруженным под уровень океана окраинам материков (плато Роколл, острова Зеленого Мыса, Фолклендские) или к намеченным (см. гл. VII) по геолого-геофизическим данным «микроконтинентам» (Исландия, о-ва Кергелен, Сейшельские). В остальных шести пунктах весьма ограниченные по объемам кислые породы (дациты, риолиты, обсидианы) залегают в ассоциации с трахитами и щелочными базальтами (о-ва Вознесенья, Пасхи, Лонга, Маркизские, Ревилья-Хихедо). Возможность их происхождения за счет глубинной дифференциации мантийного вещества вызывает дискуссию между петрологами. Учитывая присутствие ксенолитов гранита в базальтовых потоках на о. Вознесенья и включения гнейсов в базальтах и трахитах о-вов Тристан-да-Кунья, не исключено существование и здесь погруженных блоков континентальной коры, хотя необходимые для решения этого вопроса сейсмические исследования пока что не проведены.

Значительная часть обломочного материала гранитоидного состава, присутствующая в осадках дна океанов, вопреки мнению Э. Бонатти и Г. Аррениуса (Bonatti, Arrhenius, 1970), скорее всего обязана ледовому разносу, не только современному, но и происходившему в эпоху максимального оледенения. Так могли попасть обломки гранитов и гнейсов на берега Азорских островов, обломки гранитов и сиенитов на дно Тихого океана к югу от 33° ю. ш. Что касается отмеченного присутствия мусковита (?) и ортоклаза в алевропелитовых фракциях в осадках южной части Тихого океана, то наиболее приемлемым объяснением представляется их перенос как льдами, так и во взвешенном состоянии южными антарктическими течениями, направленными к востоку и северо-востоку. Весьма мало вероятно их происхождение за счет местных размывов коренного океанического ложа.

Возможность изучения доантропогенных осадочных слоев появилась главным образом благодаря глубоководному бурению, начатому в 1968 г. с судна «Гломар Челленджер»¹. К концу 1975 г. было пройдено около 500 буровых скважин в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, в Средиземном и Беринговом морях. Бурение проведено при глубинах океана до 6200 м, с максимальным проникновением в толщу донных осадочных пород до 1400 м. Глубина бурения лимитируется не столько длиной колонны труб, сколько истиранием бурового инструмента при проходке твердых пород — базальтов и часто встречающихся прослоев кремней.

Результаты продолжающейся и ныне обширной международной программы глубоководного бурения систематически публикуются по мере обработки материалов по каждому из рейсов. В настоящем изложении приводятся лишь некоторые общие итоги этих работ. Прежде всего было установлено, что доантропогенные осадочные толщи Мирового океана по литологическому составу и условиям накопления принципиально не отличаются от антропогенных или современных осадков. Они представлены теми же главнейшими типами пелагических илов обломочного и органогенного происхождения. Широко развиты турбидиты с градационной слоистостью, известковые, кремнистые и смешанные илы и полигенные глинистые осадки (красные глубоководные глины), среди которых могут быть выделены разности, состоящие преимущественно из терригенного материала, и разности, обогащенные цеолитами (филлипсит, клиноптилолит), содержащие вулканический материал.

Значительная часть вскрытых скважинами отложений практически не литифицирована. В этом отношении они тоже мало отличаются от современных осадков. Очевидно, гравитационное уплотнение играет в процессе литификации второстепенную роль (Щербакова, 1972).

Рассчитанная по разрезам скважин скорость осадконакопления для разных структурных зон и разных возрастных интервалов различна, но для важнейших литологических разностей осадков она не выходит за пределы, установленные для скоростей современного осадконакопления. Так, судя по разрезам, пробуренным в Северо-Восточной котловине Тихого океана (район экватора между 133 и 121° з. д.), скорость накопления известково-кремнистых осадков в плейстоцене и плиоцене была около 20 мм/1000 лет, затем существенно уменьшилась в позднем и среднем миоцене и составила от 10 до 15 мм/1000 лет в раннем миоцене и олигоцене. Тот же порядок цифр и аналогичные колебания в скорости седиментации (от 4 до 25 мм/1000 лет) были установлены для карбонатных и кремнисто-карбонатных биогенных илов, слагающих разрез от верхнего эоцена — олигоцена до берриаса включительно, мощностью более 950 м в Центральной котловине Тихого океана к западу от хр. Лайн. Минимальные скорости накопления, не превышающие 1—2 мм/1000 лет, дают глубоководные глины палеогенового и позднемелового возраста в Восточно-Марианской и той же Северо-Западной котловинах («Summary of Deer...», 1970/1971).

Очень важной особенностью размещения доантропогенных осадочных толщ является последовательное уменьшение их возрастного диапазона по направлению от материковых подножий к срединно-океаническим хребтам. Омоложение базальных горизонтов, проверенное сейчас по многим профилям, пересекающим Атлантический и Тихий океаны, в той или иной мере увязывается со схемой возрастного расчленения базальтового основания, рассчитанной на основе палеомагнитных данных (Heirtzler, Dickson, 1968). Сокращение возрастного диапазона отложений при приближении к срединным хребтам является веским

¹ Первая скважина была пройдена еще до постройки «Гломар Челленджера» в 1960 г. близ о. Гваделупе.

аргументом в пользу раздвиговой природы обширных пространств океанического дна.

Не менее важно доказательство относительной молодости осадочных образований Мирового океана, налегающих на базальтовое основание. Пока что наиболее древними являются достигнутые буровыми скважинами отложения позднеюрского (кимериджского, оксфордского) возраста. Они установлены вблизи западной окраины Северо-Западной котловины Тихого океана, восточнее Идзу-Бонинского желоба. Отложения представлены чередованием крепких серых и розоватых фарфоровидных известняков, мягких мелоподобных известняков белого, серого и зеленоватого цвета, зеленовато-серых мергелей, зеленоватых радиоляриевых аргиллитов, красных, бурых, зеленых, серых и черных кремней. В кровле толщи (мощность ее до 180 м) встречены фораминиферы баррема и в подошве — радиолярии и наннопланктон кимериджа. В одной из скважин эти отложения залегают на толеитовом базальте, но примерно в 100 км восточнее между аналогичными образованиями и акустическим фундаментом располагается осадочная толща мощностью около 300 м, возрастной диапазон которой пока неизвестен (Крашенинников, 1972). Тем не менее трудно предполагать, что нижние границы этой толщи выходят за пределы мезозоя.

Итак, результаты бурения позволяют констатировать, что океанические отложения более древнего возраста, чем мезозойские, на дне океанов, по крайней мере выше акустического «фундамента», отсутствуют. О причинах этого и о том, отражает ли возраст базальных осадочных слоев возраст океанического дна, до того времени, пока не будет пересечен с помощью бурения «второй», или «вулканический», слой океанической коры, можно высказать лишь сугубо гипотетические соображения. Однако, по-видимому, справедлив афоризм Э. Булларда о том, что «дно океана моложе, чем океан».

В итоге глубоководного бурения установлена единая последовательность мезозойских и кайнозойских комплексов планктонных фораминифер и наннопланктона для отложений океанов и пород на континентах, удалось разработать общую детальную схему их зонального стратиграфического расчленения.

Одним из неожиданных результатов изучения кернов глубоководных скважин было обнаружение многочисленных стратиграфических перерывов в толщах океанических осадков. Причины перерывов в осадконакоплении и выпадения из разрезов даже крупных стратиграфических подразделений могут быть различны. А. Пимм и его соавторы (Pimm, Burgonghs, Vinse, 1972), отмечая несогласное залегание позднего плейстоцена на карбонатных осадках раннеолигоценного возраста на восточном склоне хр. Чейн (северо-западная часть Индийского океана), полагают, что оно явилось следствием оползания осадочных толщ по склону под действием усилившихся тектонических движений.

Кроме того, можно считать установленным отсутствие седиментации или даже размывы осадков вследствие появления придонных течений или смены их направления. Так, в экваториальной части Тихого океана, между Гавайскими островами и о. Рождества, по ряду скважин установлено резкое (в том числе угловое) несогласие между маломощным покровом голоценовых осадков и подстилающими их мелоподобными известняками третичного возраста. Это расценивается как доказательство существования подводной плейстоценовой поверхности глубинного размыва. Часть осадков при этом аккумуляровалась во впадинах дна. В районе исследований обнаружена одна из таких впадин размером 15×25 км. Залегающие в ней четвертичные отложения содержат много переотложенных третичных фораминифер и радиолярий (Mooge, 1970; Johnson, 1972). В. А. Крашенинников (1972) указывает на перерыв в осадконакоплении между низами датского яруса и верхним палеоценом

в разрезах скважин, пройденных в Восточно-Марианской котловине. «Нулевая седиментация» установлена для плиоцена и позднего миоцена при бурении в Северо-Восточной котловине Тихого океана («Summary of Deep...», 1970—1971). В Северо-Западной котловине по буровой скважине, расположенной в понижении вершинной поверхности гайота Хорайзи ($19^{\circ}07'$ с. ш., $169^{\circ}27'$ з. д., глубина океана 2295 м), наблюдалось залегание известковистых оозов среднего эоцена на кремнистой толще маастрихтского возраста.

Итак, причины стратиграфических перерывов в океанических разрезах следующие: а) отсутствие седиментации, связанное с большой скоростью придонных течений; б) уничтожение (размыв) ранее существовавших осадков придонными течениями (возникшими или усилившимися), мутьевыми потоками, подводными оползнями. Образование мутьевых потоков и оползней может быть обусловлено тектоническими движениями — перестройкой морфоструктур и созданием более крутых наклонов рельефа, как это предполагается для отмеченного выше стратиграфического и углового несогласия в районе хр. Чейн.

Очень большое значение для исследования тектонических движений дна океана, помимо анализа мощностей осадков и перерывов, имеют данные об изменении состава осадочных комплексов (формаций) в разрезе. Одним из интереснейших фактов, установленных при бурении в глубоководных частях (5700—6200 м) Восточно-Марианской и Северо-Западной котловин Тихого океана, явилось налегание глубоководных пелагических глин антропогенного, третичного и мелового возраста суммарной мощностью около 300 м на фораминиферовые известняки баррема. Поскольку пелагические глины могут образоваться только ниже критической глубины карбонатакопления, а известковые илы — выше нее, то приходится предполагать опускание этих участков дна океана во второй половине раннемеловой эпохи на 1500—2000 м. Хотя не исключено, что критическая глубина в меловое время занимала более низкое положение, чем сейчас, вряд ли даже при самых оптимальных условиях она достигала 6-километровой глубины. К тому же изменение критической глубины должно было носить постепенный характер и не может объяснить скачкообразного прекращения карбонатакопления.

Таким образом, отмеченные изменения в составе осадков, по-видимому, следует связывать с тектоническими движениями океанического дна. В связи с этим уместно упомянуть предложенную Б. Хизеном общую модель закономерной смены состава пелагических осадков. Основываясь на гипотезе плитной тектоники, он полагает, что непосредственно на базальтовых пиллоу-лавах, образующихся в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, отлагается покров пелагических карбонатных осадков. Он продолжает накапливаться до тех пор, пока расходящиеся на флангах хребтов плиты не опустятся ниже критической глубины карбонатообразования, после чего начинается отложение абиссальных красных глин (Heezen et al., 1972). Ряд примеров быстрого и весьма значительного опускания крупных блоков земной коры по данным анализа разрезов глубоководных скважин приводится по Индийскому океану. Так, в Северо-Австралийской впадине с мелового периода до кайнозоя включительно величина опускания достигла 6400 м. В Восточно-Индийском хребте опускание превысило 3600 м в его северной части и может быть оценено в 2150 м в центральной части (Пушаровский, Безруков, 1973).

Весьма существенны данные о погружении материковых окраин Северной Атлантики — северо-восточной части Большой Ньюфаундлендской банки и плато Роколл. Предполагается, что последнее погрузилось примерно на 1500 м с верхнего плиоцена (за 5 млн. лет). С этой глубины подняты образцы пляжевых и шельфовых отложений («Deep-sea...», 1970). Резкое опускание дна устанавливается в плиоцене и для значи-

тельной части Средиземного моря, где еще в позднем миоцене накапливались мелководные или лагунные эвапоритовые осадки. Типичные пелагические условия здесь были созданы с позднего плиоцена.

Весьма показательным свидетельством большого значения тектонических напряжений для литификации осадков является разрез скважины, пройденной на материковом склоне Алеутского желоба. Осадочными породами в данном районе образован крутой хребт высотой 2000 м. В разрезе мощностью 396 м ясно выделяются две части: верхняя часть (0—169 м) представлена илом со слоями алевроита и мелкого песка с гляциальными эрратическими включениями и имеет голоцен-плейстоценовый возраст; нижняя часть (169—396 м) состоит из сильно уплотненного твердого аргиллита, значительно деформированного и также содержащего гляциальные включения. Плотность аргиллитов, имеющих плейстоценовый возраст, более чем в два раза превышает плотность одновозрастных осадков, встреченных на больших глубинах. Существенно отличаются и другие физические характеристики. Предполагается, что аргиллиты до недавнего времени находились в условиях сильного сжатия и что породы, образующие поднятие на склоне Алеутского желоба, представляют собой антиклинальную структуру («Summary of Deep...», 1971/1972).

Обзор доантропогенных осадочных отложений дна океана и некоторых проблем, возникающих в связи с их изучением, позволяет прийти к выводу о принципиальном тождестве современного, третичного и позднюрско-мелового осадонакопления. В течение всего времени в своих основных чертах оно подчинено циркумконтинентальной, вертикальной и климатической зональности. Закономерности размещения осадков связаны в первую очередь с соотношениями терригенного материала, поступающего с континентов, и органического материала, способного достигнуть океанического дна. Как и для современных отложений, весьма второстепенную роль в областях океана, удаленных от вулканических дуг или окраин континентов, играл пирокластический материал, хотя он часто фиксируется в виде примеси к другим осадкам или даже образует маломощные прослой пепла. Вместе с тем большую роль в строении океанического дна, по-видимому на всех возрастных уровнях, играл основной, преимущественно толеит-базальтовый магматизм. В смене комплексов доантропогенных пород в разрезе, несмотря на недостаточное количество имеющихся в настоящее время материалов, видна роль крупных вертикальных перемещений не только по окраинам океанов — в областях формирующихся материковых склонов, но и в пределах его центральных частей — в срединных хребтах и глубоководных котловинах. Рассмотрение вопроса о том, в какой мере эти движения обусловлены горизонтальными перемещениями пластин земной коры, требует привлечения других геологических и геофизических данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОКЕАНОВ

При анализе строения крупных участков земной коры и ее осадочной оболочки и при последующей операции — реконструкции их развития — удобно иметь дело не с отдельными горными породами и их типами (в том числе осадков), а с более крупными таксономическими категориями — ассоциациями пород, или геологическими формациями (Шатский, 1960; Херасков, 1967; и др.). Основными признаками для выделения формаций и их классификации должны служить: 1) литологический (петрографический) состав пород, среди которых устанавливаются главные — «формациообразующие» и второстепенные — «аксессуарные» породы (Боголепов, 1970); 2) внутреннее строение формационного тела, выражающееся в характере переслаивания или сочетания горных пород

одна с другой; 3) форма тела, обусловленная площадью распространения соответствующей ассоциации горных пород и их мощностью.

Образование формаций различного состава, представляющих собой конкретные геологические тела, определяется тектоническими и климатическими условиями. От тектонических условий зависит динамика развития рельефа областей денудации и осадконакопления, их границы, объем поступающих в сферу седиментации минеральных масс, степень проницаемости коры для магматических растворов и эксгаляций. Иначе говоря, от тектонических условия зависит состав пород, характер их сочетаний и морфология формационных тел. Тектоническому фактору подчинены рассмотренные в предшествующих разделах циркумконтинентальная и вертикальная зональность в распределении типов осадков дна океанов.

Климатические условия, накладываясь на тектонические, влияют через выветривание и биологическую продуктивность на состав (и отчасти объем) поступающих в зоны седиментации минеральных и биогенных компонентов и на возможность образования различных типов хемогенных пород.

Формационный метод используется в большинстве геологических дисциплин, но особенно широко применяется при исследованиях структуры земной коры и при палеотектонических реконструкциях. Казалось бы, при разработке учения о геологических формациях важнейшую роль должен играть формационный анализ новейших отложений, с тем чтобы путем непосредственных наблюдений связать образование отдельных типов формаций с ныне действующими факторами, а затем перенести полученные закономерности их структурной и климатической приуроченности на геологическое прошлое, конечно, с введением необходимых поправок на эволюцию геологических процессов. Однако, несмотря на большие успехи в изучении современного осадкообразования (особенно продвинувшегося у нас в стране за последние 15—20 лет благодаря работам Н. М. Страхова и его школы) и немалые достижения в исследованиях новейшей тектоники, анализ антропогеновых формаций находится в зачаточном состоянии и формационный метод почти не используется при построении неотектонических карт.

В связи с этим особый интерес приобретает опыт выделения осадочных формаций океанов, выполненный П. Л. Безруковым и И. О. Мурдмаа (Безруков, 1970б; Безруков, Мурдмаа, 1971). Ему предшествовали попытки анализа конкретных формаций в северо-западной части Тихого океана (Безруков, 1960) и в Беринговом море (Лисицын, 1966б).

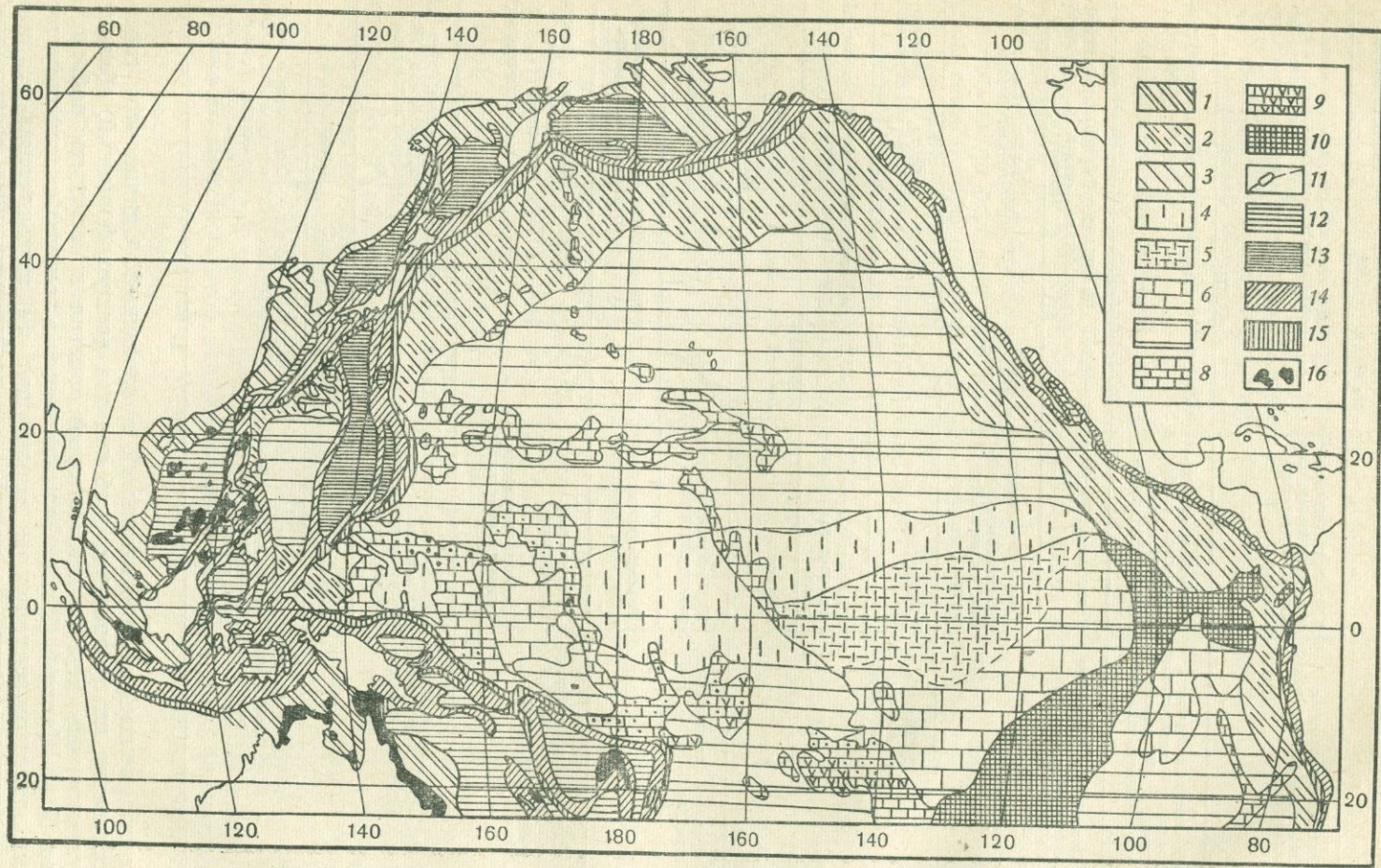
В основу выделения осадочных формаций океанического дна П. Л. Безруковым и И. О. Мурдмаа были положены прежде всего данные о составе и распределении осадков, изученных при драгировании или вскрытых грунтовыми трубками на глубину до 12—30 м и относящихся главным образом к антропогеновой системе. Для определения вероятных мощностей формаций использованы результаты непрерывного сейсмического профилирования, позволившие с той или иной долей вероятности экстраполировать распространение соответствующих осадочных комплексов на глубину и на более древние стратиграфические горизонты. Помощь в этом оказывают изучение выходов на дне океанов доантропогеновых пород и результаты (пока что еще ограниченные) глубоководного бурения.

Классификация формаций была построена авторами не столько на вещественных и структурных признаках, присущих самим формациям (что представляется более правильным), сколько на их размещении — группировке по крупным тектоническим зонам, т. е. формации были подразделены в соответствии с принципами, применявшимися Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым. Как известно, эти исследователи разделили формации континентов на два, а позднее на три основных класса —

Таблица 5. Кайнозойские осадочные формации дна Тихого и Индийского океанов
(по П. Л. Безрукову и И. О. Мурдмаа, 1971, с изменениями)

Классы формаций	Формация	Современная глубина, км	Вероятная мощность, км	Районы распространения (примеры)	
I. Эпиконтинентальные (шельфов и материковых склонов)	Кремнисто-терригенная, терригенная, карбонатно-терригенная, карбонатная	0—2,5	Десятки и сотни метров	Шельфы дальневосточных морей, южная часть Южно-Китайского моря, северные шельфы и Большой Барьерный риф Австралии	
II. Приконтинентальные (подножий материкового склона и абиссальных аккумулятивных равнин)	Тuffито-кремнисто-терригенная, карбонатно-терригенная, часто турбидитная	2,5—5,5	До 3	Аравийское море, Бенгальский залив	
III. Пелагические талассократонов	а) Котловин	Глинистая	4,0—6,7	До 0,1—0,2, реже больше	Дно котловин в тропических и умеренных широтах
		Кремнисто-глинистая Кремнисто-карбонатная, глинисто-карбонатная	4,5—6,7 3,0—5,0	До 0,6	Дно котловин в экваториальной зоне
	б) Хребтов, валов и сводовых поднятий	Карбонатная	1—3—4,5—5	До 0,8	Хребты и возвышенности в центральных частях океанов
		Карбонатно-вулканокластическая (базальтовая)	0—5,5	До нескольких километров	Гавайский подводный хребет
		Рифовая	До 1—3	До 1,4	Архипелаги в центральных частях океанов
IV. Срединно-океанических хребтов	Карбонатная, в основном турбидитная	1—4,5	До 0,6	Срединно-океанические хребты	
	Тектоно-вулканокластическая (рифтовая)	4,5—6,2	Десятки или сотни метров	Рифтовые долины в срединных хребтах Индийского океана	
V. Окраинных зон тихоокеанского типа	а) Геосинклинальных котловин	Тuffито-карбонатно-терригенная	До 5,5	До 3	Котловины Андаманского моря, морей Индонезии
		Тuffито-кремнисто-терригенная (с турбидитами)			Дальневосточные моря
	б) Островных дуг (геоантиклинальные)	Вулканокластическая (андезитовая), карбонатно-вулканокластическая, карбонатная	До 5,6	До нескольких километров	Островные дуги западной части Тихого океана и Зондская дуга
		Рифовая	До 3	До 1	То же
	в) Глубоководных океанических желобов	Турбидитные: терригенная, терригенно-кремнисто-тuffитовая, глинисто-тuffитовая (флишодная)	До 8—11	До 2,5	Океанические желоба западной части Тихого океана, Перуанско-Чилийский желоб, Яванский желоб

платформенный, геосинклинальный и орогенный. Однако этот способ построения классификации, особенно для древних формаций, обладает существенным недостатком, который отметил в последних работах и сам Н. С. Шатский (1965). Он заключается в том, что классы структурных элементов земной коры и присущих им тектонических режимов выводятся из состава формаций и их пространственных соотношений, а формации определяются по классу структур.



Поскольку систематика структурных элементов земной коры сама определяется путем формационного анализа, то классифицировать формации целесообразнее не по приуроченности их к тем или иным тектоническим областям, а по тем основным признакам выделения формаций (породный состав, внутреннее строение, морфология тела), которые подробнее охарактеризованы в начале раздела. Это важно еще и потому, что существуют тождественные или близкие (транзитные) формации, залегающие в разных структурных зонах, — на склонах платформ, в миогеосинклиналях, на геоантиклинальных поднятиях. Примеры их будут нами приведены для различных провинций океанического дна. Правда, следует отметить, что ученые, занимающиеся исследованием новейших формаций, обладают комплексом эмпирических данных, которыми не располагают исследователи древних толщ. Это наблюдаемые, а не реконструируемые явления: рельеф и его развитие, динамика накопления и перемещения минеральных масс, сейсмичность, тепловой поток, формы проявления вулканизма, которые позволяют непосредственно решать задачу отождествления тех или иных областей с разработанными моделями основных тектонических провинций Земли — геосинклиналями, платформами и т. п. по происходящим в них процессам.

Выделенные П. Л. Безруковым и И. О. Мурдмаа основные классы формаций приведены в табл. 5, а на рис. 19 и 20 изображено их размещение в Тихом и северной части Индийского океанов. Приведем краткую характеристику формаций по данным выделивших их авторов.

Эпиконтинентальные формации. Этот класс представлен осадочными толщами, залегающими на погруженных под уровень океанов окраинах материковых платформ (шельфы и материковые склоны). В него не включены отложения шельфов и материковых склонов кайнозойских горных систем типа Анд, тяготеющие, по мнению авторов, к классу геосинклинальных формаций. Состав эпиконтинентальных формаций в наибольшей мере связан с климатической зональностью: в высоких широтах преобладают терригенные обломочные и глинистые осадки, на северных шельфах Берингова и Охотского морей к ним присоединяются диатомовые кремнистые илы, характерно присутствие галечного материала ледового разноса. К этому можно добавить и комплексы собственно ледниковых отложений антропогенного возраста, широко развитые по всей периферии Северного Ледовитого океана, вдоль северных побережий Атлантического океана и Антарктики.

В тропической области широко развиты сочетания терригенных и карбонатных осадков, особенно бентогенных (ракушечных, детритовых, кораллово-водорослевых). В гумидных зонах экваториальной части благодаря высокому модулю материкового стока терригенная составляющая преобладает над карбонатной.

В аридных зонах наиболее широко развиты карбонатные формации,

Рис. 19. Осадочные формации Тихого океана (Безруков, Мурдмаа, 1971)

- | | |
|---|---|
| 1 — эпиконтинентальные; | бонатная турбидитная, 11 — тектоно-вул- |
| 2, 3 — приконтинентальные: 2 — туффито-крем- | канокластическая; |
| нисто-терригенная, 3 — карбонатно-тер- | 12, 13 — геосинклинальных котловин: 12 — туффи- |
| ригенная; | то-карбонатно-терригенная, 13 — туффи- |
| 4 — 7 — пелагические океанических котло- | то-кремнисто-терригенная; |
| вин: 4 — кремнисто-глинистая, 5 — крем- | 14 — геоантиклинальных поднятий — вулcano- |
| нисто-карбонатная, 6 — глинисто-карбо- | кластическая (андезитовая) и карбонат- |
| натная, 7 — глинистая; | ная; |
| 8, 9 — пелагические хребтов, валов и сводовых | 15 — глубоководных желобов — турбидитные: |
| поднятий: 8 — карбонатная, 9 — карбо- | терригенная, терригенно-кремнисто-туф- |
| натно-вулканокластическая (базальто- | фитовая, глинисто-туффитовая; |
| вая); | 16 — коралловые субформации различных |
| 10, 11 — срединно-океанических хребтов: 10 — кар- | типов |

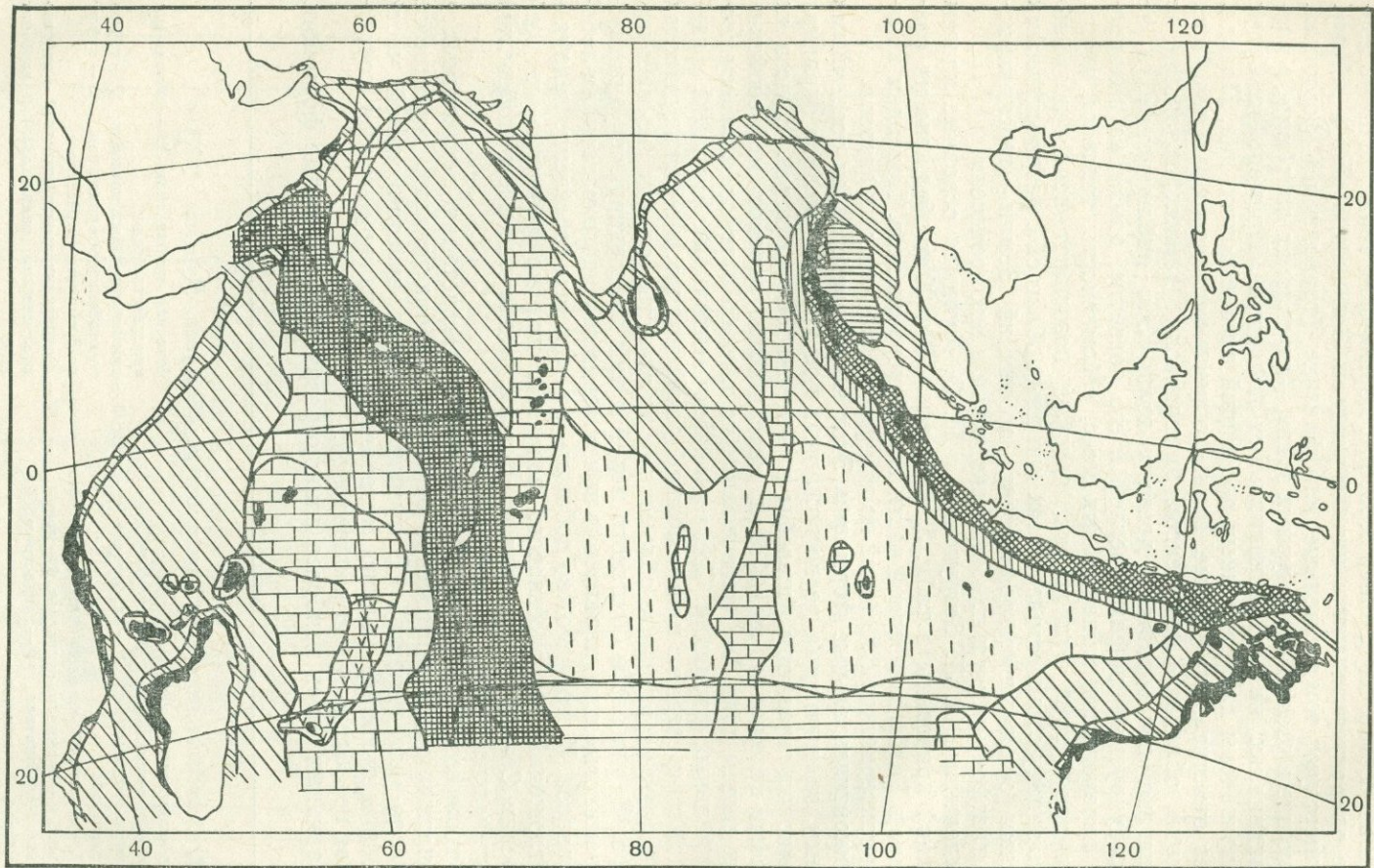


Рис. 20. Осадочные формации Индийского океана (Безруков, Мурдмаа, 1971)

Условные обозначения см. рис. 19

в том числе рифовые (Большой Барьерный риф Австралии, рифы Сахульского шельфа побережья Аравии и Восточной Африки и т. д.).

В высоких широтах южного полушария своеобразным типом эпиконтинентальных платформенных формаций, по мнению П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа, является терригенная айсберговая формация. Однако ранее уже отмечалось, что отложения этого типа проникают далеко в глубь океанических котловин, и таким образом эту формацию следует рассматривать как атектоническую — транзитную, выходящую за рамки одного класса структур. О транзитном характере некоторых других формаций, в том числе известняковой — рифовой, мы скажем ниже.

Шельфовые формации часто имеют небольшие мощности (десятки и немногие сотни метров), поскольку шельфы «представляют области не столько аккумуляции, сколько транзита поступающего с суши обломочного материала. Мощности резко возрастают в отдельных впадинах шельфов и близ устьев крупных рек» (Безруков, Мурдмаа, 1971, с. 114).

Отнесение к одному и тому же классу эпиконтинентальных — платформенных формаций и образований материковых склонов представляется спорным. Вместе с тем П. Л. Безруков правильно отмечает, что в настоящее время выделение последних из них в самостоятельный класс вряд ли возможно из-за слабой изученности. Осадки на континентальных склонах залегают крайне неравномерно. Наряду с участками нулевого осадконакопления известны и глубокие прогибы с мощностями в несколько километров (Эмери, 1969; Drake, Ewing, Sutton, 1959; Emery, 1966, 1969; и др.). Следовательно, исходя из морфологии формационных тел, их трудно отнести к тому же классу, к которому относятся преимущественно плащеобразные тела осадочных образований шельфа. Отличаются они и широким накоплением отложений турбидитового типа, что скорее сближает их с формациями, образующимися у материкового подножия.

Приконтинентальные формации. Их наиболее характерным примером, по П. Л. Безрукову и И. О. Мурдмаа, является карбонатно-терригенная, существенно турбидитная формация абиссальных аккумулятивных равнин Аравийского моря и Бенгальского залива. Она развита на глубинах от 2,5 до 5—5,5 км и связана с конусами выноса рек Инда и Ганга. Близкие образования распространены в окраинных частях Сомалийской, Мозамбикской и других котловин Индийского океана, а также вдоль материкового подножия Атлантического океана. Верхние части формации, судя по разрезам грунтовых трубок, сложены терригенными полимиктовыми песчано-глинистыми осадками, чередующимися с мергелистыми и известковыми фораминиферовыми илами. Отчетливо видны признаки деятельности мутьевых потоков, выражающиеся в ритмичной градационной слоистости турбидитов. Вкrest простираения формации — от подножия континентальных склонов в сторону океана — возрастает роль карбонатных осадков. Они исчезают на глубине 4,6—4,7 км (критическая глубина карбонатакопления), но прослой турбидитов, характеризующиеся чередованием песков и алевроитов, прослеживаются и ниже. С их выклиниванием осуществляется переход к пелагическим формациям.

Мощность карбонатно-терригенной формации, определенная сейсмическими методами, достигает (в км): вблизи материкового склона Азии — 2,5—3, в Сомалийской котловине — более 2, в Мозамбикской — более 1,5. К внешним (приокеаническим) окраинам котловин мощности сокращаются до 100—200 м. В стратиграфическом отношении формация наряду с антропогеновыми отложениями, несомненно, включает и неогеновые.

У подножия континентального склона Антарктиды аналогичное структурное положение занимает менее изученная кремнисто-терригенная формация, состоящая из чередования алевроитовых, глинистых и

диатомовых илов. В Тихом океане к тому же формационному классу П. Л. Безруков и И. О. Мурдмаа относят туффито-кремнисто-терригенную формацию, распространенную с внешней стороны глубоководных океанических желобов (см. рис. 19). В ее составе преобладают терригенные глинистые осадки с горизонтами кремнистых диатомовых илов (в северной части океана); имеются многометровые пачки турбидитов; в виде тонких прослоев присутствует туфовый материал. По данным И. Юинга с соавторами (Ewing et al., 1968), близ подножия материкового склона в районе канадского побережья Тихого океана устанавливаются невыраженные в рельефе глубокие прогибы, заполненные мощной (до 1,5 км) турбидитовой толщей.

Формации приконтинентального класса обычно образуют асимметричные тела осадочных пород, прилегающие наиболее мощной частью к материковому склону и выклинивающиеся в сторону ложа океана.

Пелагические формации талассократонов, по П. Л. Безрукову и И. О. Мурдмаа, делятся на две большие группы: 1) формации котловин и 2) формации хребтов, валов и сводовых поднятий. Обе группы относятся к числу пелагических. Состав и мощности формаций котловин — глинистых, кремнисто-глинистых, кремнисто-карбонатных, глинисто-карбонатных — зависят от их положения в системах климатической и вертикальной зональности (ниже или выше критической глубины карбонатакопления), о чем говорилось выше. Вместе с тем они ассоциируют с базальтовой формацией океанического ложа, видимо, широко распространенной, особенно в пределах холмистых абиссальных равнин (см. гл. I).

К формациям хребтов, валов и сводовых поднятий отнесены: пелагическая, карбонатная, карбонатно-вулканокластическая и рифовая. Первая из них обычно сменяет формации океанических котловин на глубинах менее 4,5—4,7 км. Формация сложена толщей кокколито-фораминиферовых осадков, состоящих из фракций от песчаной до пелитовой размерности. Она облекает вершины и склоны многих хребтов и поднятий и прерывается на крутых участках склонов выходами вулканических пород. Мощность формации, по сейсмическим данным, невыдержана, но достигает 1 км, как правило, значительно превышая мощности смежных глинистых формаций котловин. В этом случае мы сталкиваемся с уже упоминавшимся явлением увеличения высоты поднятий за счет седиментации. В латеральном направлении пелагическая карбонатная формация в зонах активного вулканизма сменяется карбонатно-вулканокластической (склоны Гавайского поднятия), а в гребневых частях наиболее высоко приподнятых хребтов и поднятий в тропиках — рифовой кораллово-водорослевой формацией.

Рифовая формация залегает на вершинах погруженных вулканов или вулканических хребтов, образуя коралловые атоллы и архипелаги (острова Маршалловы, Гилберта, Туамоту и др. в Тихом океане, Лаккадивские, Мальдивские, Кокосовые и др. в Индийском океане), а также барьерные рифы вокруг гористых островов (Таити, Маркизских, Сейшельских и мн. др.). Образованные ею тела имеют значительную мощность (на атолле Энветок около 1,4 км, по Г. Менарду, 1966), но весьма ограниченное площадное распространение. В состав формации, кроме собственно рифовых кораллово-водорослевых известняков, входят биогенно-обломочные (детритовые) образования островных склонов. Детритовые осадки на глубинах около 2,5—3 км сменяются фораминиферовыми илами. Скорость накопления рифовой формации на два—три порядка выше, чем карбонатных и глинистых илов на дне соседних котловин.

Группа формаций поднятий ложа океана ассоциирует с покровами и вулканическими телами толеитовых и щелочных базальтов и их производных. Эффузивные образования могут входить в состав каждой из

перечисленных выше формаций, а также создавать самостоятельные крупные формационные тела. Вероятно, в общем объеме минеральных масс, слагающих поднятия, эффузивные базальтовые формации преобладают над формациями осадочными. В пользу этого свидетельствуют сейсмические данные по хребтам и поднятиям Гавайскому, Микро-незийскому и другим.

Формации срединно-океанических хребтов. Среди них выделяется два типа формаций: карбонатная и тектоно-вулканокластическая (рифтовая). Первая из них отличается от одноименной пелагической формации океанического ложа широким развитием карбонатных турбидитов, а в отдельных местах присутствием примеси эдафогенного обломочного материала — продуктов подводной денудации базальтов, гипербазитов и метаморфических пород. В составе карбонатной формации преобладают фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые песчано-алевритопелитовые осадки с хорошо выраженной градационной слоистостью. В Индийском океане и особенно в южной приантарктической части Тихого океана появляются кремнисто-карбонатные осадки.

По данным Т. В. Розановой (1971) может быть выделена карбонатная формация «гребней и склонов» срединно-океанических хребтов и карбонатная формация «межгорных впадин», расположенных на флангах хребтов. В первом случае это более или менее прерывистый чехол, состоящий из расслоенных фораминиферовых песков и алевритов с различной примесью пелитоморфного карбоната кальция или из неотсортированных известковистых илов. В Аравийско-Индийском и Срединно-Атлантическом хребтах, по сейсмическим данным, установлено постепенное увеличение мощности формации (до 100—200 м) по мере удаления от осей хребта. Карбонатная формация в межгорных впадинах представлена в основном переотложенными карбонатными илами, чередующимися с прослоями фораминиферового песка и алеврита. Толща осадков имеет отчетливо ритмичное строение, характерное для турбидитов. Внутри ритмов отмечается градационная слоистость. Для впадин Срединно-Атлантического хребта необычайно высокая степень селективной сортировки даже наиболее тонких пелитовых осадков объясняется осаждением из суспензионных потоков, неоднократно отраженных противоположными склонами впадин. Грубозернистые осадки основания ритмов нередко с размывом перекрывают нижележащие пелиты. Формация межгорных впадин имеет значительные мощности, также увеличивающиеся с удалением от центральных частей хребтов. По Т. ван Анделю и П. Комару (Andel van, Komar, 1969), в боковых тектонических долинах Срединно-Атлантического хребта мощность ее достигает 600—900 м.

Тектоно-вулканокластическая формация развита на дне рифтовых долин и поперечных депрессий, связанных с разломами. Название этой формации, предложенное П. Л. Безруковым и И. О. Мурдмаа (1971), нельзя признать удачным. Это касается и группы осадков, выделенных Т. В. Розановой (1971) под названием «тектонокластиты». И в том, и в другом случае продукты тектонического дробления коренных пород в бортах рифтовых ущелий — милониты, тектонические брекчи — служат лишь исходным материалом для образования эдафогенных отложений. В сферу осадконакопления они вступают вместе с обычными продуктами денудации коренных пород (подводного выветривания, оползней, обвалов, гравитационного скольжения), а также вместе с присутствующим океаническим глубинам органическим материалом. Основной особенностью формации является обилие в ее составе обломочного материала, сползшего со склонов рифтовых долин и переработанного суспензионными потоками. Содержание карбонатного материала колеблется в широких пределах. Широко распространены как бескарбонатные или слабо известковистые осадки (10—30% CaCO_3), так и нор-

мальные карбонатные илы. Интересно отметить, что быстрый перенос и захоронение карбонатов способствует появлению известковых осадков на глубинах, значительно превышающих критические (до 5400 м). В то же время при обильном поступлении эдафогенного обломочного материала образуются бескарбонатные песчано-алевритовые и щебенистые отложения на глубинах выше критической глубины карбонатакопления.

По данным И. О. Мурдмаа (1968) и Т. В. Розановой (1971), в составе формации могут быть выделены три типа отложений, связанные взаимными переходами: тектонокластиты, карбонатные турбидиты и вулканокластиты. Тектонокластиты, по-видимому, представлены целой гаммой образований. У подножий склонов рифтовых долин они образуют щебенистые и глыбовые свалы пестрого петрографического состава (базальты, габбро, серпентиниты и т. д.). Перемещенный суспензионными потоками на некоторое расстояние от склонов тектонокластический материал откладывается в виде ритмичных турбидитов разного гранулометрического состава. Нижние части ритмов сложены угловатым дресвяно-щебенистым или песчано-алевритовым материалом, верхние — алеврито-пелитовыми бескарбонатными или карбонатными илами. Карбонатные турбидиты отличаются от аналогичных образований, развитых на флангах срединно-океанических хребтов, меньшими мощностями ритмов и значительной примесью кластического материала. Третий тип отложений (вулканокластиты) представлен ритмичнослоистыми осадками бескарбонатными или содержащими то или иное количество CaCO_3 . Они сложены обломками стекловатых базальтов и их породообразующих минералов дресвяно-щебенистой и песчаной размерности и вверх по разрезу (внутри ритма) сменяются фораминиферовыми илами с примесью песчаных и алевритовых частиц тех же базальтов.

Для тектоно-вулканокластической формации в целом характерна пестрота гранулометрического состава, присутствие прослоев и линз неокатанного грубообломочного материала, градационно-слоистые и оползневые текстуры. В ассоциации пород, слагающих формации срединно-океанических хребтов и особенно их гребневой рифтовой зоны, входят базальты в виде покровов подушечных лав и силлов, пластующихся с осадочными породами.

Формации окраинных зон тихоокеанского типа. Приводимый здесь перечень формаций этого класса не полон, так как мы почти не коснемся наземных вулканогенных и терригенных образований, развитых на поверхности островных дуг, а следуя за П. Л. Безруковым и И. О. Мурдмаа, остановимся на формациях, накапливающихся ниже поверхности океана в котловинах окраинных морей, на подводных склонах островных гряд и в глубоководных желобах.

Формации геосинклинальных котловин «окраинных» морей — туффито-карбонатно-терригенная, туффито-кремнисто-терригенная, а также не указанная в табл. 5, но широко развитая формация пелагических (миопелагических) глин (Мурдмаа, 1971) — в своем распространении подчинены глубинам бассейнов и климатическим зонам, в которых они расположены. Две первые формации характеризуются сложным чередованием терригенных, вулканогенных и биогенных осадков: в бореальной зоне кремнистых — диатомовых (котловины Берингова, Охотского и Японского морей), в субтропической и тропической зонах карбонатных — кокколито-фораминиферовых (котловины Южно-Китайская, Сулавеси, Банда и др.). Преобладание терригенных осадков, широкое развитие турбидитов и большие мощности (до 1,5—3 км, а иногда до 4,4 км) сближают эти формации с приконтинентальными. Отличием является присутствие в отложениях окраинных котловин пеплового материала. В основном он имеет андезито-базальтовый, местами липарито-дацитовый состав.

Формация миопелагических глин распространена на глубинах, превышающих 4,5—5 км в котловинах, характеризующихся слабым терригенным питанием (центральные части Филиппинской котловины, котловины Южно-Фиджийская, Тасманова и Кораллового морей). От собственно пелагических глин океанического ложа они отличаются примесью или прослоями тонкого вулканического пепла, более высокими скоростями накопления и рядом других особенностей.

Формации, располагающиеся на внутренних подводных поднятиях, благодаря повышенной гидродинамической активности придонных вод и отсутствию притока терригенного материала сложены главным образом относительно крупными частицами пелагической биогенной взвеси — раковинами фораминифер, птеропод, в меньшей степени — крупных радиолярий и диатомей, вулканокластическим материалом. В высоких широтах прибавляется материал ледового разноса, в случаях наиболее высоких поднятий — бентогенный материал, а в низких широтах — кораллово-водорослевые рифы. Как правило, мощности формаций внутренних поднятий окраинных котловин при отсутствии рифовых образований меньше, чем в смежных зонах погружений.

Формации островных дуг (ниже поверхности океана) представлены следующим, выделенным П. Л. Безруковым и И. О. Мурдмаа, рядом: вулканокластическая андезитовая, карбонатно-вулканокластическая, рифовая. Этот ряд должен быть дополнен собственно вулканической андезитовой формацией. Пространственно она тесно связана с вулканокластическими и осадочными толщами и образует крупные сложно построенные тела, в состав которых наряду с лавами и пирокластами входят интрузивные и жерловые образования.

Вулканокластическая формация сложена преимущественно комплексом обломочных терригенно-вулканогенных пород. Их гранулометрический состав и характер переслаивания зависят от глубины накопления и гидродинамического режима вод и от объема поступающего первично вулканогенного и терригенного материала. Формационные тела представлены узкими поясами — линзами, протягивающимися вдоль подводных склонов островных дуг. В латеральном направлении они, с одной стороны, сменяются пелагическими формациями глубоководных котловин окраинных морей или глубоководных желобов, с другой — наземными андезитовой и вулканогенно-терригенной формациями надводных частей островных дуг, налегающими на складчатый метаморфический «комплекс основания» (Японская, Филиппинская, Ново-Зеландская и другие островные дуги). В сложно построенных, двойных островных дугах (Курильская и др.) комплекс терригенно-вулканогенных пород выполняет внутренние прогибы (Срединно-Курильский). В разрезах, вскрытых отдельными колонками, наблюдается чередование прослоев вулканогенно-терригенных осадков разного гранулометрического состава с прослоями грубой пирокластики и с более тонкозернистыми алевритово-пелитовыми слоями, содержащими диатомей (Мурдмаа, 1971). Мощность формаций изменчива, но в отдельных случаях, как в том же Срединно-Курильском прогибе, достигает 5—7 и даже 10—15 км (Марков и др., 1967).

В тропической зоне Тихого океана, в Антильской дуге и в зоне островных дуг северо-восточной части Индийского океана в составе аналогичных образований существенное значение приобретает биогенный карбонатный материал — мелководный бентогенный и пелагический (фораминиферовый, птероподовый). Соответственно здесь выделяются карбонатно-вулканокластическая и рифовая формации. Последняя, как правило, отличается от рифовых формаций других областей океанов присутствием обломочных продуктов андезитового вулканизма.

Формации глубоководных океанических желобов, сопряженных с островными дугами, представлены турбидитными терригенными, терри-

генно-кремнисто-туффовыми, глинисто-туффовыми флишеподобными формациями. Состав осадков зависит от близости и интенсивности питания терригенным и вулканокластическим материалом. Так, для желобов, примыкающих к крупным островам (Японский, Филиппинский, Ново-Гвинейский), и для приматериковых желобов (Перуанско-Чилийский) характерно преобладание относительно грубых терригенных осадков. Этим они отличаются от желобов типа Марианского или Тонга, где более широко развиты глинисто-туффовые осадки, местами близкие к красным пелагическим глинам (Безруков, Мурдмаа, 1971).

Для формаций глубоководных желобов особенно характерно активное воздействие на состав и строение осадочных отложений подводных оползней и мутьевых потоков. Это воздействие выражается в градационной слоистости, в присутствии в глубоководных осадках прослоев, содержащих мелководную фауну, или карбонатных прослоев на несвойственных им глубинах, во включениях в илесто-глинистые осадки некоатанных обломков коренных пород склонов желоба — осадочных и магматических. В Филиппинском желобе, на внутреннем его склоне на глубине 3,2 км, алевроитовые и алевроито-пелитовые илы чередуются с прослоями грубого кораллово-ракушечного детрита мелководного облика. В Ново-Гвинейском желобе на глубине 4,8 км, а также в Западно-Меланезийском и Бугенвильском желобах обнаружены карбонатно-терригенные и терригенные турбидиты, обогащенные растительными остатками наземного происхождения (Мурдмаа, 1971).

Мощности формаций в глубоководных желобах очень изменчивы — от нескольких десятков метров (в аридной зоне Перуанско-Чилийского желоба) до 1,5—3,0 км (Ковылин, 1961; Scholl, Huene, Redlon, 1968).

В целом классу геологических формаций окраинных зон тихоокеанского типа присущи следующие черты. Для вещественного состава формаций характерны присутствие вулканокластитов и лав андезитового, андезито-базальтового и дацитолипаритового состава, резкая изменчивость отложений вкрест простираения формационных тел с переходом от осадков пелагического или миопелагического типа к биогенным и кластическим осадкам средних и малых глубин. В текстурном отношении широко развиты формы, связанные с деятельностью мутьевых потоков и оползней, создающих не только градационную слоистость, внутриформационные размывы и несогласия, но и позволяющих находить в отложениях ультраабиссальных глубин растительные остатки и другие образования мелководного и наземного происхождения.

Для формаций свойственны большие перепады (выклинивание и пережимы) мощностей и локализация в виде тел, вытянутых в соответствии с контрастными формами подводного и наземного (островного) рельефа. В комплексе формаций окраинных зон в наибольшей мере заметно влияние тектонических факторов (вулканизм и его специфика, сейсмичность, подчиненность линейной морфоструктурной зональности). Факторы климатические подавлены или находят выражение главным образом в соотношениях биогенных (кремнистых, карбонатных) примесей или в создании рифовых формаций, являющихся в тектоническом отношении транзитными.

Обработка материалов глубоководного бурения позволит в ближайшие годы перейти к выделению вертикальных рядов геологических формаций по различным тектоническим провинциям океанического дна. Один из первых опытов в этом направлении выполнен П. Л. Безруковым (1974), опубликовавшим примеры наиболее характерных и наиболее простых, по его мнению, рядов формаций по Индийскому океану (табл. 6). В таблице обращает на себя внимание сквозное распространение карбонатной пелагической формации в пределах трех разных структурных областей, налегание ее в океанических впадинах непосредственно на базальтоидную формацию, отождествляемую со «вторым»

Таблица 6. Примеры вертикальных рядов формаций дна Индийского океана
(по П. Л. Безрукову, 1974)

Область океанического дна		№ скважины	Ряды формаций
Восточно-Индийский хребет	Центральная часть	214	Базальтоидная (K_2) → терригенная лагунная и континентальная (P_1) → карбонатно-терригенная мелководная (P_1-P_2) → карбонатная пелагическая (P_2-Q)
	Северная часть	216	Базальтоидная (K_2) → карбонатно-терригенная мелководная (Mst) → карбонатная пелагическая (P_1-Q)
Океанические впадины	Центрально-Индийская	215	Базальтоидная (K_2) → карбонатная пелагическая (P_1-P_2) — перерыв — глинисто-кремнистая пелагическая (N_1-Q)
	Пертская	257	Базальтоидная (K_1) → карбонатная пелагическая (K_1) → глинистая эвпелагическая (K_2-Q) с перерывами
	Кокосовая	211	Базальтоидная (K_2) → карбонатная пелагическая ($Спр-Mst$) — перерыв — терригенная гемипелагическая (N_1-N_2) → глинисто-кремнистая пелагическая (N_2-Q)
Срединно-океанические хребты	Фланговые части	251—238	Базальтоидная → вулканогенная → карбонатная пелагическая ($N-Q$)

геофизическим слоем, или «фундаментом», присутствие терригенных мелководных и даже континентальных формаций в разрезе Восточно-Индийского поднятия, свидетельствующее о его быстром погружении, преобразование рифтовой зоны в плиту, что фиксируется наложением карбонатной пелагической формации на вулканогенную во флангах срединно-океанических хребтов.

Продолжение исследований в этом направлении, позволяющих установить пространственное соотношение формаций и эволюцию океанических структур, представляется весьма перспективным.

Глава III

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

По классификации Д. Мери (1969), все месторождения полезных ископаемых, расположенные в пределах акваторий ниже поверхности вод океана, относятся к категории «морских». Это оправдано с точки зрения географической привязки месторождений, специфики их разведки и эксплуатации и ряда технико-экономических показателей. Если же в основу классификации положить геологические критерии, то в первую очередь следует выделить две группы месторождений: а) связанные со строением частей континентов, погруженных под современный уровень моря; б) образованные на океаническом дне.

Полезные ископаемые первой группы (эндогенные и экзогенные) принадлежат к месторождениям тех же типов и того же структурного положения, что и на материках. Они залегают среди пород основания материковых отмелей и материковых склонов, но в ряде случаев установлены в фундаменте окраинных глубоководных впадин (соляные толщи Мексиканского залива и Средиземного моря). Очень часто эти месторождения служат непосредственным продолжением эндогенных рудных поясов или залежей осадочных полезных ископаемых (каустобиолитов, солей, бокситов и т. п.), расположенных на континентах. Частично такие месторождения образовались в субаэральных условиях или среди отложений ныне погребенных речных долин и лагун, и хотя широко распространены также месторождения морского генезиса, они входят вместе с вмещающими их породами в состав современных континентальных структур.

Подробное описание геологических позиций полезных ископаемых первой группы не является задачей данной работы и мы ограничимся некоторыми общими сведениями о них. Нужно иметь в виду, что эти месторождения играют значительную роль в общем балансе минеральных ресурсов Мира, а их добыча будет постепенно увеличиваться вместе с совершенствованием техники. В первую очередь это относится к залежам нефти и газа. Достаточно сказать, что в 1970 г. добыча нефти в море (т. е. из структур основания материковых отмелей) достигла 19% общей мировой добычи, а в 1980 г., по имеющимся прогнозам, она увеличится до 30—35%.

Примером рудных месторождений, входящих в первую группу, может служить магнетитовое месторождение Стур-Юссаре, расположенное примерно в 50 милях к юго-западу от Хельсинки. Магнетитовая руда добывается из пластообразной залежи, расположенной в основании шельфа под дном Финского залива. Точно так же под дном Атлантического океана расположена огромная часть залежей железных руд о. Ньюфаундленд с запасами, оценивающимися в несколько миллиардов тонн (Меро, 1969).

В прибрежных частях шельфов у восточных берегов Англии, к западу от Японии и в акваториях, ограничивающих Новую Зеландию, производится добыча каменного угля протяженными подземными выработками, уходящими под воды прилегающих морей более чем на 20—25 км. В заливе Карпентария (Северная Австралия) в настоящее время проводятся разведочные работы на бокситы, континентальный генезис которых не вызывает сомнения (Brown, 1971). В северной части Мексиканского залива, в 8—10 милях от берегов Луизианы, разрабатывается крупнейшее месторождение серы Гранд-Айл. Залежи серы находятся в кепроках соляных куполов под осадочными толщами мощностью около 650 м.

Широкое пространственное распространение имеют соленосные отложения. Они залегают в Мексиканском заливе, причем не только в основании материковой отмели, где с ними связано упоминавшееся месторождение серы, но и в пределах глубоководной впадины. Бурение, проведенное с судна «Гломар Челленджер» в 1968 г., подтвердило существование на глубинах дна около 3,5 км соленосной толщи, покрытой кайнозойскими карбонатными отложениями и имеющей позднетриасовый или раннеюрский возраст. В кепроках соляных куполов обнаружены включения нефти и серы и повышенное содержание метана (Уэрзел, 1970; Ewing, Ericson, Heezen, 1958). Соляные диапиры обнаружены практически в пределах всей акватории Средиземного моря, в том числе и в его глубоководных впадинах, лишенных, как и во впадине Мексиканского залива, «гранитно-метаморфического» слоя (Херси, 1969; Ryan a. oth., 1970). На дне Средиземного моря эвапориты имеют, по-видимому, позднемиоценовый возраст. Диапироподобные образования в

последующие годы стали известны в Бискайском заливе (Pautot, Auzende, Le Pichon, 1970) и в ряде пунктов в основании материковых отмелей, склона и материковых подножий Африки, Северной и Южной Америки (Baumgartner, van Andel, 1971; Butler, 1970; Peterson, Edgar, von Borch, 1970; Rona, 1969, 1970; Schneider, Johnson, 1970; и др.). Имеются сведения о присутствии диапировых структур в Беринговом и Южно-Китайском морях (Scholl, Marlow, 1970; Parke et al., 1971).

Среди океанических котловин Восточной Атлантики наиболее изучена Гвинейская котловина, протягивающаяся вдоль подножия материкового склона. В ее пределах обнаружены соляные (?) диапиры на расстояниях от 370 до 800 миль от побережья Африки. Диапировые тела диаметром 20—40 км характеризуются низкими или отрицательными значениями магнитного поля (Rona, 1969). Однако к определению природы подобного рода структурных форм следует подходить осторожно. Так, при бурении в 1971 г. на одном из предполагаемых диапировых куполов, расположенном на материковом подножии к северу от о-вов Зеленого Мыса были вскрыты не соли, а базальты (Hayes et al., 1971).

В качестве полезного ископаемого залежи солей в пределах экваторий не представляют интереса, но заслуживают пристального внимания по следующим причинам. Во-первых, наличие диапировых структур здесь, как и на континентах, является благоприятным признаком для поисков месторождений нефти и газа. Во-вторых, присутствие эвапоритовых формаций не только в основании шельфов, но и под океаническими осадками глубоководных впадин, вероятно всего, свидетельствует о глубоком погружении и переработке континентальных блоков земной коры. Имеющиеся попытки доказать глубоководное происхождение солей (Кропоткин, Валяев, 1970) противоречат известным геологическим и геохимическим данным. По-видимому, указанные слои отложились в обычных, сравнительно мелководных эвапоритовых бассейнах, но потом были опущены на большую глубину и перекрыты океаническими осадками. В пользу этого свидетельствует различное гипсометрическое положение одновозрастных эвапоритовых толщ, протягивающихся от глубоких впадин до шельфового мелководья и прибрежных частей континентов (Средиземноморский бассейн, Мексиканский залив) и явно сброшенных по системам разломов.

Огромное значение в балансе мировых минеральных ресурсов играют залежи нефти и газа, расположенные в основании тех же пограничных океанических структур и в большинстве случаев относящиеся к той же (первой) группе месторождений (рис. 21). Их разработка под дном морей наклонными скважинами со стороны берегов была начата еще в 1896 г. в Калифорнии и в 1913 г. в прилегающих к Баку побережьях Каспийского моря. До этого, в 1888 г., у западных берегов Японии был создан небольшой искусственный остров, с которого было пробурено несколько эксплуатационных наклонных буровых скважин. Первые буровые скважины со свайного основания, а затем с эстакад начали буриться с середины 20-х годов. В Мексиканском заливе до 1968 г. было пройдено почти 9000 скважин на расстоянии до 130 км от берега. Эти работы особенно интенсифицировались после постройки специальных буровых судов, позволяющих проводить бурение в экваториях практически на любых глубинах океанического дна.

В настоящее время приблизительно 100 стран ведут поиски нефти и газа на морских акваториях и около 40 стран проводят их добычу. В 1972 г. затраты на разведочные и эксплуатационные работы по нефти и газу на морских акваториях мира составили 4 млрд. долл. («Ресурсы...», 1975). Ожидается, что к 1980 г. эта цифра удвоится.

Согласно докладу о состоянии запасов нефти и газа на акваториях морей и океанов, составленному экспертной группой для Организации Объединенных наций («Ресурсы...», 1975), потенциальные запасы нефти

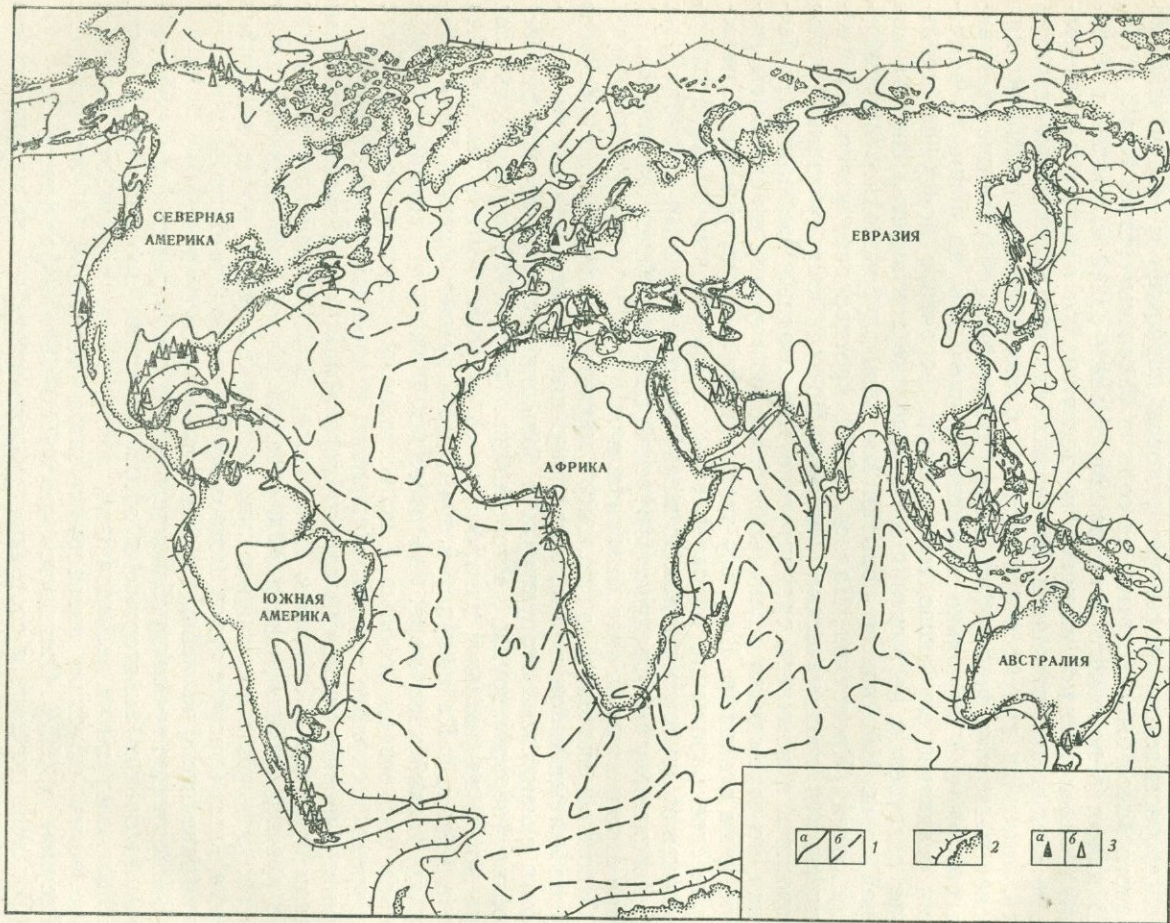


Рис. 21. Нефтегазоносные и перспективные бассейны впадин Мирового океана (по Л. З. Левину, 1971, с упрощениями)

- 1 — границы нефтеносных бассейнов установленных (а) и предполагаемых (б);
 2 — край материковой отмели;
 3 — месторождения нефти (а) и газа (б)

Таблица 7. Суммарные потенциальные извлекаемые запасы нефти и газа (в нефтяном эквиваленте) акваторий морей и океанов («Ресурсы...», 1975)

Территория	Площадь, млн. км ²		Запасы, млрд. т
	общая	перспективная	
Континентальный шельф	20,7	5,18	184,1
» склон	31,1	4,66	63,0
Континентальное подножие	16,8	1,68	12,3
Мелкие моря, небольшие океанические бассейны	19,0	2,85	48,2
Подводные каньоны и хребты	6,0	0,6	3,6
Глубоководная часть океана	138,4	0,0	0,0
Итого	232,0	14,97	311,2

Таблица 8. Доказанные запасы нефти и газа (в нефтяном эквиваленте) морских акваторий мира на начало 1973 г., расстояние от берега до 100 км («Ресурсы...», 1975)

Территория	Запасы, млн. т	Территория	Запасы, млн. т
Побережье Атлантического океана		Побережье Тихого океана	
Северо-западная часть	3479,1	Северо-восточная часть	137,0
Северо-восточная »	3452,4	Юго-западная »	855,8
Юго-западная »	3,4	Юго-восточная »	34,7
Юго-восточная »	721,3	Побережье Индийского океана	
Побережье Тихого океана		Западная часть	13 412,3
Северо-западная часть	457,0	Восточная »	356,2
		Итого	22 909,2

и газа морских акваторий мира оцениваются в 311,2 млрд. т в нефтяном эквиваленте (170 м³ газа эквивалентны 0,16 м³ нефти), т. е. приблизительно равны запасам на суше. Распределение их по основным геоморфологическим провинциям показано в табл. 7. Приведенная цифра запасов, по-видимому, минимальна, так как в ней недостаточно оценены перспективы огромных, хотя в настоящее время еще и недоступных для эксплуатации осадочных линз материкового подножия, составляющих, по расчетам К. Эмери, около 100 млн. км³ пород, насыщенных органическим материалом, способным генерировать углеводороды.

Не менее красноречивы цифры уже разведанных запасов нефти и газа морских акваторий, приведенные в табл. 8.

Мы привели эти статистические данные, чтобы проиллюстрировать практическое значение, которое имеет сейчас исследование окраинных — приматериковых частей океанического дна.

Нефтегазоносные провинции шельфа, по сравнению с прилегающими частями тех же провинций на материках, часто характеризуются увеличением этажности месторождений. Это происходит за счет более молодых продуктивных стратиграфических горизонтов, которые возникают или разрастаются по мощности при удалении от береговой линии. В этом отношении характерен возрастной диапазон залежей в 333 известных на 1968 г. месторождениях шельфов. По данным Е. М. Кузьминой («Тектоника и нефтегазоносность...», 1970), с палеоген-неогеновыми образованиями связаны залежи в 293 месторождениях, с мезозойскими —

в 35, с пермскими—в 5. В частности, из 207 залежей многопластовых месторождений Мексиканского бассейна 201 залежь располагается в палеогеновых и миоценовых толщах и только шесть в меловых. Авторы приведенной коллективной монографии объясняют приуроченность большинства залежей к палеоген-неогеновым отложениям тем, что подводные продолжения материковых бассейнов зачастую представляют собой области наиболее молодых опусканий с накопившимися здесь в кайнозойе мощными толщами осадков. Кроме того, более древние, несомненно продуктивные, горизонты залегают на глубинах, недоступных для современной буровой техники. Вместе с тем интересно отметить, что из 182 нефтегазоносных бассейнов мира, выделенных И. О. Бродом и др. (1965), 85 бассейнов имеют подводное продолжение и относятся по типу к платформенным, предгорным и межгорным.

Л. Э. Левиным и В. Е. Хаиным (1971) была предложена классификация поясов нефтегазообразования и нефтенакопления. Они выделяют три главных типа поясов: а) эпигеосинклинальных прогибов и впадин, б) перикратонный и в) периокеанический. Отмечается, что каждый из типов может иметь выход на континент, однако с углублением под дно океанов вместе с увеличением стратиграфического объема нефтегазоносных толщ, главным образом за счет более молодых кайнозойских отложений, он приобретает и ряд других специфических особенностей. Л. Э. Левин и В. Е. Хаин считают, что переработка гранито-гнейсового фундамента в процессах «океанизации» сопровождается повышением теплового потока, что может быть благоприятным для нефтегазообразования. Накопление больших мощностей осадков кайнозойского возраста, в которых не завершился диагенез, способствует формированию особо крупных месторождений с аномальными пластовыми давлениями.

Итак, строгое разграничение нефтегазоносных бассейнов на залегающие в структурах погруженных частей континентов и образованные на океаническом дне не всегда возможно, особенно при переходе продуктивных толщ из шельфовых областей к областям больших глубин. В глубоководных впадинах окраинных морей, которые зачастую совмещают черты межгорных и предгорных прогибов молодых альпийских и кайнозойских складчатых систем и современных геосинклинальных прогибов, а также в пределах нижних частей материковых склонов и материковых подножий в силу вероятных процессов «океанизации» континентальной коры и повышения теплового потока создаются благоприятные условия для миграции нефти и газа. В тех же структурных формах весьма вероятно накопление углеводородов в молодых кайнозойских отложениях.

Полезные ископаемые второй группы, т. е. образованные на океаническом дне, могут быть экзогенными, эндогенными и смешанными — имеющими эксгалационные источники образования, но залегающие в составе осадочного чехла. Вслед за П. Л. Безруковым (1971а) их можно разделить по классам вмещающих геологических формаций (см. гл. II).

Первый класс полезных ископаемых принадлежит к эпиконтинентальным формациям материковых отмелей. Он представлен полезными ископаемыми осадочного происхождения. Среди них наибольшее значение имеют россыпные месторождения, образующиеся в результате гранулометрической и минералогической сортировки продуктов терригенного стока, поступающих с континентов. Так, прибрежные россыпи шельфа Австралии в настоящее время обеспечивают 95% добычи рутила в зарубежных странах, 77% циркона, 25% монацита. Кроме того, здесь добывается 45 тыс. т ильменита и значительное количество касситерита (Brown, 1971). Россыпные месторождения протягиваются на расстояние до 1500 км вдоль побережья. Наиболее крупные из них располагаются на отрезке восточного побережья Австралии длиной около

160 км, между Байрон-Бей и о. Стрэброук. Источником обломочного материала, питающим россыпи, служит главным образом комплекс гранитомагматических пород палеозойской складчатой системы плато Новой Англии и Большого Водораздельного хребта (Gardner, 1955).

Титаномагнетитовые россыпи, генетически связаны с разрушением вулканических пород основного и среднего состава, широко развиты в прибрежных частях дальневосточных окраинных морей Советского Союза. По данным Н. В. Васильчикова, Ю. А. Павлидиса и Н. П. Словинского-Сидака (1966), из проб титаномагнетитового песка с помощью магнитной сепарации был выделен концентрат с содержанием (в %): Fe — 60, TiO₂ — 8,5; SiO₂ — 5,0; CaO — 1,3; MgO — 1,0; V₂O₅ — 0,61. Даже по предварительной оценке запасы некоторых россыпей исчисляются миллионами тонн титаномагнетита.

Крупнейшее значение имеют россыпные месторождения титановых минералов и циркона, развитые вдоль побережья Индии и Шри-Ланка. Большая часть олова, добываемого в зарубежных странах, приходится на долю россыпных подводных месторождений шельфовых зон Таиланда, Малайзии и Индонезийского архипелага. Недавно россыпи касситерита обнаружены на материковой отмели вблизи п-ова Корнуэлл в Англии. Среди золотоносных россыпей широко известны морские россыпи в районе п-ова Сьюорд на Аляске. Они образовались в результате сортировки золотоносного аллювия, выносимого реками. Содержание в них золота достигает чрезвычайно высокого значения — 260 г/т. Наконец, уже многие годы разрабатываются подводные россыпи алмазов, распространенные на протяжении около 1200 км по западному побережью Африки к северу от устья р. Оранжевой. В 1965 г. там было добыто 285 тыс. карат алмазов, из которых почти 90% относится к классу ювелирных (Спрингис, 1970).

Кроме концентрации хозяйственно важных минералов прибрежно-морские россыпи обладают рядом особенностей, увеличивающих их ценность. К ним относится простота технологической схемы добычи, обусловленная отсутствием перекрывающих отложений и фракционированием материала, удобного для переработки на обогатительных фабриках. Чрезвычайно важно и то, что, имея большие запасы, россыпи обладают обычно способностью к регенерации за счет материала разрушающегося источника или за счет материала, поступающего в прибрежную зону после штормов.

В числе других полезных ископаемых эпиконтинентальных формаций следует отметить фосфориты. Они найдены вдоль береговых зон Южной Африки, Аргентины, восточного побережья США, а также в шельфовых частях периферии Тихого океана — вдоль берегов Калифорнии и Японской островной дуги (Меро, 1969). В настоящее время наиболее изучены фосфоритовые залежи близ калифорнийского побережья. Им посвящены многочисленные работы (Меро, 1969; Emery, Shepard, 1945; Emery, 1960; Merо, 1961; Uchupi, Emery, 1963; и др.). Фосфориты залегают в пределах сильно пересеченного «континентального бордерленда» на глубине от 80 до 330 м (в 95% случаев). Отдельные фосфоритовые желваки устанавливаются и на больших глубинах — в пределах котловин, но, по-видимому, они снесены туда оползнями и мутьевыми потоками. Залежи фосфоритов представлены скоплениями конкреций, обычно имеющих неправильную желвакообразную форму, а также линзами фосфатных песков (фосфатные зерна и оолиты). Местами встречаются фосфоритовые конгломераты и брекчии, состоящие из обломков фосфоритов и других пород с фосфатным цементом. Фосфориты залегают в довольно разнообразных геоморфологических условиях. Они установлены на внешней части шельфа, на вершинах и склонах подводных возвышенностей и холмов, на склонах котловин и подводных каньонов, но почти всегда располагаются на участках дна с замедленной или

нолевой седиментацией. Как отмечает П. Л. Безруков («Тихий океан», кн. 2, 1970), степень концентрации желваковых фосфоритов колеблется от нескольких килограммов до 100 кг/м^2 . Судя по ограниченному числу анализов, фосфоритовые конкреции содержат в среднем около 28% фосфорного ангидрита, т. е. могут рассматриваться как вполне кондиционные руды. По подсчетам К. Эмери (Emery, 1960), около 6 тыс. миль² дна океана, примыкающего к побережью Южной Калифорнии, покрыто фосфоритовыми конкрециями; их запасы составляют примерно 1 млрд. т. Д. Меро (1969) предполагает, что общие запасы фосфоритов на шельфах Мирового океана составляют $3 \cdot 10^{10}$ т.

Образование шельфовых фосфоритов объясняют широко известной как у нас, так и за рубежом хемогенной гипотезой А. В. Казакова (1937, 1939), согласно которой химическое осаждение фосфата кальция происходит на участках, где глубинные холодные воды, насыщенные CO_2 и P_2O_5 (до $300\text{--}600 \text{ мг/м}^3$ и более), поднимаются в область шельфа. Однако, как отмечает Н. М. Страхов, желваковое строение фосфоритов доказывает, что «после осаждения начиналось энергичное диагенетическое перераспределение фосфатов в осадке с образованием стяжений. Этот процесс в данном случае, несомненно, имел рудообразующее значение, ибо локально создавал повышенные концентрации P_2O_5 против того, что имело первоначально в осадке в результате седиментации. Таким же дополнительным рудообразующим фактором был часто наступающий перемыв фосфатного осадка, ибо он нередко сопровождался выносом более тонких бесфосфорных терригенных и карбонатных частиц и дополнительной концентрацией желваков в остающемся от перемыва материале» (Страхов, 1960, т. II, с. 244). Именно последнее обстоятельство, очевидно, объясняет приуроченность известных на шельфе фосфоритовых залежей к зонам размывов или «нолевого осадконакопления».

О месторождениях полезных ископаемых, связанных с приконтинентальным классом формаций, можно говорить сугубо предположительно на основе общих геологических данных. Из предшествующих глав книги следует, что в периферических частях океанов, где материковый склон непосредственно смыкается с аккумулятивными равнинами океанического ложа, минуя сложно построенные окраинные зоны тихоокеанского типа, накапливаются мощные толщи преимущественно турбидитных терригенных песчано-глинистых и органогенных осадков. Образуется почти непрерывный шлейф материкового подножия с глубоко прогнутым основанием и всхолмленной поверхностью конусов выноса подводных каньонов (Emery, 1969). Трудно сомневаться в возможности накопления в этих осадках органического вещества, способного при прочих благоприятных условиях консервации и физико-химических превращений создавать залежи нефти и газа. Благоприятными для формирования залежей могут быть коллекторские свойства турбидитов. Наибольшую концентрацию углеводородов следует ожидать в приконтинентальных формациях, расположенных в гумидных зонах против устья крупных рек, таких как Миссисипи, Амазонка, Инд, Конго, Нигер и др., где мощности осадочных толщ измеряются несколькими километрами. В осадках Индийского океана повышенные концентрации органического вещества (от 1—1,5 до 4—5% $\text{C}_{\text{орг}}$) отмечаются вдоль его азиатского побережья, особенно в зоне подножия материкового склона. П. Л. Безруков и др. (1972) объясняют столь высокую продуктивность подъемом к поверхности глубинных вод, богатых биогенными элементами. От материкового подножия в глубь океана содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ падает до 0,25% и менее. К. Эмери подсчитал, что зона континентального подножия (до 85% всего периметра Атлантического и Индийского океанов) охватывает площадь, равную 25 млн. км², а объем слагающих ее осадочных пород достигает 100 млн. км³. Эти подсчеты вместе с ана-

лизом имеющихся геологических материалов привели К. Эмери (Emery, 1969) к выводу, что материковое подножие станет важнейшим объектом развития поисковых работ на нефть и газ в последние десятилетия XX в. На значительную перспективность отложений подножия материковых склонов указывают и многие другие ученые (Безруков, 1971а; Калинин, 1964; Левин, Хаин, 1971; McCelwey, Wang, 1969).

Несомненно большое разнообразие полезных ископаемых, связанных с формациями окраинных зон тихоокеанского типа (см. табл. 5). На первый план и в этой области выдвигается возможность нахождения нефти и газа. Существенный интерес представляют котловины окраинных морей и глубоководные желоба, в первую очередь на участках наиболее длительного и наиболее мощного накопления терригенных и органично-терригенных осадков. Здесь обстановка возможной концентрации углеводородов мало чем отличается от условий материковых подножий. Потенциальная нефтегазоносность окраинных зон тихоокеанского типа подтверждается широким распространением месторождений нефти и газа в акваториях, которые расположены между островными дугами Зондского архипелага, нефтегазоносностью Сахалина и западного побережья островов Хонсю и Хоккайдо, присутствием нефти даже в районе, отдаленном от континентов во внешней гряде островной дуги Тонга, где на о. Эуа с 1969 г. начато разведочное бурение («Ocean oil...», 1969). Наконец, косвенным указанием на нефтегазоносность отложений глубоководных впадин окраинных морей может служить широкое развитие продуктивных нефтегазоносных толщ на прилегающих шельфах Южно-Китайского и Берингова морей. Что касается акваторий Зондского архипелага (его шельфовых пространств), то здесь сейчас открыта новая нефтегазоносная область, в разведке которой принимают участие компании нескольких стран. По образному выражению одного из директоров крупного нефтяного концерна, вложившего 8 млрд. долларов в разведку нефтяных и газовых месторождений севера Мексиканского залива, нефтяной пласт этого района по сравнению с подводными месторождениями Юго-Восточной Азии это «все равно что почтовая марка на спине слона». По сообщению А. Л. Яншина, американский геолог Джеймс Гонс, который в течение 15 лет ведет поиски и разведку месторождений в Южно-Китайском море, полагает, что через несколько лет подводные нефтеносные поля близ берегов Индонезии и Индокитая смогут давать нефти больше, чем добывается сегодня во всем западном мире.

При всем этом следует иметь в виду, что переходная зона Тихого океана, особенно ее западная, прилегающая к Азии часть, представляет собой сложное переплетение еще далеко не расшифрованных кайнозойских складчатых и орогенных структур с продолжающимися развиваться геосинклинальными прогибами. Примерами последних, по-видимому, являются глубоководные котловины окраинных морей и глубоководные желоба. Известные же месторождения нефти и газа (Индонезия и др.) приурочены к компенсированным осадками прогибам на современном островном и континентальном шельфе. Поэтому проведение прямых аналогий между наметившимися ресурсами нефти и газа подводных окраин наиболее развитых островных систем типа Индонезийской или Японской и перспективами глубоководных впадин и желобов вряд ли возможно, несмотря на стратиграфическую общность слагающих их осадочных толщ.

С андезитовой формацией окраинных зон тихоокеанского типа, в том числе и современной вулканической деятельностью на островных дугах, связан комплекс жильных гидротермальных рудопроявлений и месторождений. Очевидно, он распространяется и на подводные вулканы, и на подводные склоны наземных вулканических сооружений. Можно предполагать, что при благоприятных геологических условиях и гид-

родинамической обстановке вблизи выходов гидротерм могли образоваться скопления эксгальционно-осадочных или собственно осадочных руд железа, марганца и других металлов (Безруков, 1971а; Niino, 1959). Однако эти вопросы изучены еще крайне слабо и требуют постановки специальных геохимических и геологических исследований. По аналогии с зонами интенсивного магматизма в осевых частях срединно-океанических хребтов наличие в окраинной зоне месторождений металлов, подобных обнаруженному в Красном море (оно кратко охарактеризовано в гл. II), представляется возможным.

В классе пелагических формаций ложа океана — океанических котловин и их склонов — в первую очередь следует отметить конкреционные железо-марганцевые руды, покрывающие огромные пространства дна Тихого, Индийского и в меньшей мере Атлантического океанов. Им посвящены, помимо многочисленных публикаций, сводные исследования, в том числе недавние работы Н. М. Страхова с соавторами (1968), Н. С. Скорняковой, П. Ф. Андрущенко (1970), значительная часть книги Д. Мери (1969).

Железо-марганцевые конкреции распространены в океане в большом диапазоне глубин — от нескольких сотен метров до 7000 м, но основная их масса залегает на глубинах 4000—6000 м в глубоководных котловинах (Северо-Восточная, Северо-Западная, Южная и другие в Тихом океане, Крозе, Юго-Западноавстралийская в Индийском океане). Как правило, конкреционные руды наиболее широко развиты в абиссальных котловинах с расчлененным рельефом и низкими темпами седиментации и исчезают в окраинных частях котловин, характеризующихся энергичным притоком терригенного материала. Скопления конкреций наиболее тесно связаны с пелагическими глинистыми (красные глины), кремнисто-глинистыми и реже с карбонатно-кремнисто-глинистыми формациями, отличающимися не только малыми скоростями накопления, но и низким содержанием органического вещества, способного к реакциям. На карте количественного распределения конкреций на дне Тихого океана, составленной Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (рис. 22), выделяются две крупные зоны: северная, протягивающаяся от Восточно-Марианской котловины через весь Тихий океан до склонов поднятия Альбатрос, и южная, тяготеющая к Южной котловине и ограниченная на востоке поднятиями островов Кука, Тубуаи и Восточно-Тихоокеанским. В восточной части северной рудной зоны, по данным подводных фотографий и траления, конкреции покрывают в среднем около 30% поверхности дна. Их весовое содержание колеблется от 3,6 до 10 кг/м² (в среднем 7,3 кг/м²). В южной зоне конкреции покрывают от 23 до 46% поверхности дна, а их весовое содержание достигает 40 кг/м² (в среднем 10 кг/м²). Помимо этого, зоны рудных концентраций выделяются в центральной части Северо-Восточной котловины, а также в Перуанской и Чилийской котловинах. Но в них конкреции залегают под небольшим слоем современных осадков и, вероятно, имеют не голоценовый, а плейстоценовый или даже неогеновый возраст.

О распространении железо-марганцевых конкреций в более древних осадочных слоях свидетельствуют данные глубоководного бурения. Конкреции были найдены в нескольких скважинах (на глубине десятков и сотен метров от поверхности дна) в осадках палеогена. В Атлантическом океане они подсечены буровой скважиной на глубине 833 м от поверхности дна при глубине океана 4981 м в обогащенных железом и марганцем цеолитовых глинах верхнего мела, залегающих над базальтами (Безруков, 1971б; McManus et al., 1971; Peterson, Edgar, von Borch, 1970).

Железо-марганцевые конкреции представляют собой разнообразные по форме сферические, эллипсоидальные, лепешковидные, желвакообразные и гроздьевидные тела. Размеры их колеблются от 0,1—1,0 мм

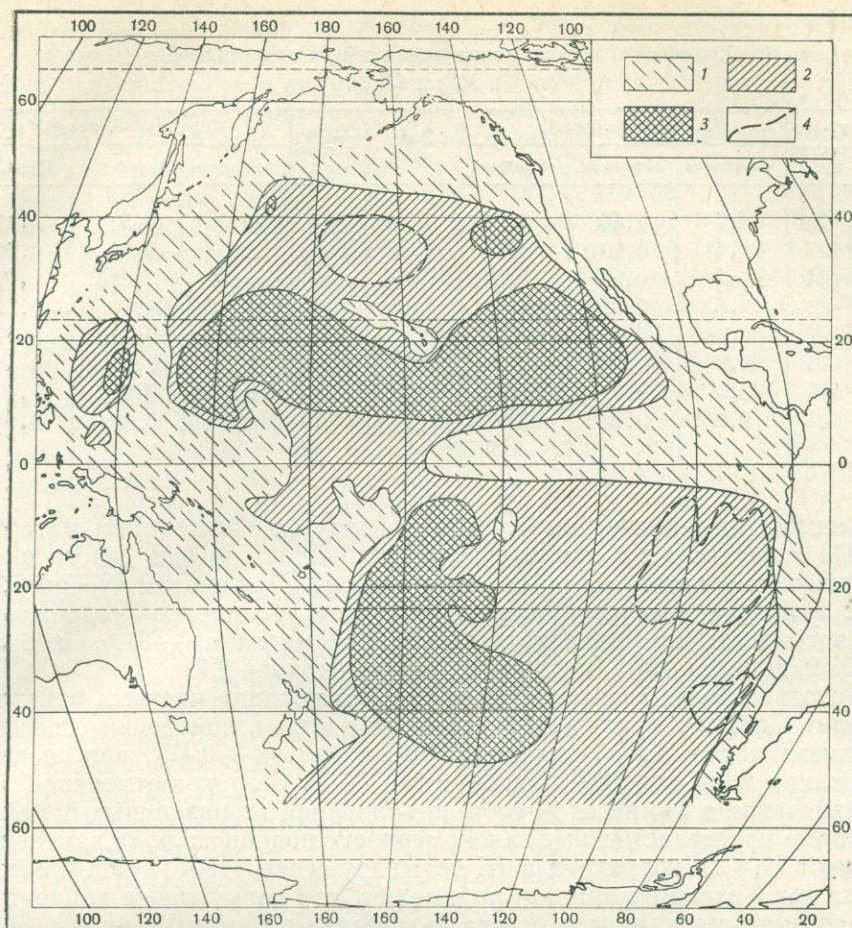


Рис. 22. Схема распределения железо-марганцевых конкреций на дне Тихого океана (Скорнякова, Андрущенко, 1970, с упрощениями)

1 — редко; 2 — часто; 3 — рудные концентрации; 4 — контуры рудных концентраций под слоем осадков

до 1—2 м. Чаще всего встречаются конкреции 3—7 см в диаметре. Обычно они состоят из ядра и рудной оболочки. Ядра представлены обломками пород или органическими остатками (зубы акул, слуховые косточки китов и т. п.). Обломки пород (преимущественно основные эффузивы и туфы) сильно изменены, замещены гидроксидами железа и марганца. Рудная оболочка сложена железистыми и марганцевистыми минералами: псиломеланом, тодорокитом, гидрогетитом, реже гематитом. Для нее характерны параллельно- и скорлуповато-слоистые ритмично-зональные текстуры с колломорфным строением отдельных рудных полос. Тектурные особенности связаны с изменениями скорости роста рудной оболочки, формированием и раскристаллизацией гелей сложного состава и процессами изменения нерудного обломочного материала (Скорнякова, Андрущенко, 1970). Помимо конкреций железо-марганцевые образования встречаются в виде корок, покрывающих гальки и выходы коренных пород дна океана.

Среднее содержание важнейших химических элементов в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана показано в табл. 9.

Кремнезем и алюминий отражают содержание нерастворимой части конкреций, представленной глинистыми минералами, плагиоклазами,

Таблица 9. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана
(по Д. Мери, 1969)

Элемент	Количество проб	Содержание, вес. %			Элемент	Количество проб	Содержание, вес. %		
		Максимум	Минимум	Среднее			Максимум	Минимум	Среднее
Na	79	4,7	0,46	2,06	Si	124	20,56	0,52	8,27
K	107	2,41	0,20	0,74	Ti	123	2,52	0,06	0,66
Ca	124	12,4	0,63	1,98	P	46	0,38	0,031	0,17
Mg	92	2,4	0,42	1,76	Co	122	1,52	0,06	0,31
Ba	97	0,98	0,05	0,32	Ni	124	1,54	0,036	0,67
Fe	124	21,7	0,83	11,98	Cu	122	1,90	0,01	0,43
Mn	124	42,3	1,7	21,06	Pb	90	0,25	0,041	0,10
Al	124	7,93	0,48	3,27	C _{орг.}	17	0,27	0,08	0,14

пироксенами, вулканическими стеклами и другим обломочным материалом. По сравнению с глубоководными глинистыми илами Тихого океана, химический состав которых исследован К. Ведеполом (Wedepohl, 1960), в конкрециях устанавливается резкое увеличение содержания ряда элементов: коэффициент концентрации марганца — 31,6, кобальта — 28,2, никеля — 22,3, меди — 10,7 и молибдена — 9,7.

Несколько более оптимальные цифры содержания цветных металлов приводит П. Л. Безруков (1971а). По его данным, конкреции содержат в среднем: меди — 0,5%, никеля — 10%, кобальта — 0,4%, при среднем содержании марганца 22%. Вместе с тем П. Л. Безруков отмечает большие изменения в химическом составе конкреций из различных районов. Некоторые пространственные закономерности подобного рода изменений намечают Н. С. Скорнякова и П. Ф. Андрущенко (1970). На примере рудных зон Тихого океана они указывают, что повышенные концентрации марганца, меди, никеля, цинка, молибдена сдвинуты в пелагические части площадей накопления конкреций. Кобальт, свинец и титан вместе с железом локализируются в приостровных районах океана. Это обстоятельство позволило им вслед за К. Ведеполом (Wedepohl, 1960) высказать предположение о возможном влиянии вулканических процессов на обогащение конкреций этими элементами.

Выше отмечалось, что массовые скопления конкреций приурочены к областям минимальных скоростей седиментации. В связи с этим интересен вопрос о скорости образования самих конкреций. Из табл. 4 мы видели, что средняя скорость накопления пелагических глин в Тихом океане составляет 2 мм/1000 лет. По данным изотопного анализа Ra²²⁶, скорость роста отдельных конкреций, изученных Х. Петерсоном и Е. Гольдбергом, определяется в 0,6—1,3 мм/1000 лет. Но, как отмечает Д. Мери, при столь малых скоростях, более низких или во всяком случае не превышающих темп накопления глубоководных глин, конкреции в течение сравнительно короткого времени оказались бы погребенными под осадочным слоем. Учитывая же, что они, как правило, залегают на поверхности осадков и ассоциируют не только с красными глинами, но также с органогенными илами, в том числе карбонатными, скорость накопления которых значительно выше, Д. Мери считает, что приведенные цифры должны быть увеличены по меньшей мере в 10 раз. Это предположение он подтверждает находкой на дне моря осколков артиллерийских снарядов примерно 50-летней давности, покрытых коркой окислов марганца и железа толщиной почти 3 см. Из этих данных может быть сделан вывод, что для океана в целом не существует единой скорости формирования марганцевых конкреций. Темпы их роста, вероятно, обусловлены количеством поступающих в придонные слои океана.

коагулирующих растворов марганца и железа, обладающих способностью к собирательному сростанию.

Проблема источников накопления железа, марганца и других металлов при образовании конкреций также является предметом дискуссий. Э. Бонатти и Р. Нейаду (1969) придают особое значение подводному вулканизму. Н. М. Страхов (Страхов и др., 1968) весьма основательно доказывает ведущую роль поступления этих элементов с суши. Вероятнее всего, значение имеют оба источника, хотя их соотношение может быть различным для разных частей океанического дна. Представляется весьма вероятным, что наиболее высокие локальные концентрации марганца, меди, никеля, кобальта связаны с вулканическими эксгальциациями. Одним из примеров подобных связей может служить концентрация марганцевых конкреций и корок близ юго-восточного побережья Японии, где в вулканической зоне Фудзи подводные источники поставляют в океан богатые марганцем растворы (Niino, 1959). Можно напомнить и о пространственной связи железорудных накоплений в юго-восточной части Тихого океана с рифтовой зоной, отмеченной нами при описании осадков срединно-океанических хребтов (см. гл. II). Касаясь этого же вопроса, П. Л. Безруков (1971б) отмечает, что приуроченность некоторых крупных скоплений железо-марганцевых конкреций и оруденелых рыхлых осадков к зонам разломов, а также признаки оруденения в основании осадочной толщи непосредственно над базальтами, обнаруженные при глубоководном бурении, свидетельствуют о локальной связи рудного процесса с поствулканической гидротермальной деятельностью.

При оценке запасов конкреций разные исследователи оперируют примерно одинаковым порядком цифр. По Д. Мери (1969) в Тихом океане запасы конкреций, лежащих на поверхности дна, составляют $1,66 \cdot 10^{12}$ тонн. По П. Л. Безрукову, В. П. Петелину, Н. С. Скорняковой (1970) запасы только в указанных выше рудных зонах достигают $3,4 \cdot 10^{11}$ т (в том числе марганца — $7,1 \cdot 10^{10}$, никеля — $23 \cdot 10^9$, кобальта — $1,0 \cdot 10^9$, меди — $1,5 \cdot 10^9$ т). К. Я. Спрингис (1970), приводя общую цифру мировых запасов конкреций $10 \cdot 10^{11}$ т, считает, что она явно занижена.

Железо-марганцевые конкреции абиссальных котловин, по-видимому, будут одним из первых видов используемого минерального сырья океанов, если не считать россыпей и нефтяных месторождений шельфа, которые уже в настоящее время эксплуатируются. Интерес к конкрециям вызван резким дефицитом руд марганца в ряде крупных капиталистических стран. В США и Японии с 1970 г. проводятся экспериментальные работы по их добыче. К концу 1974 г. планируется добыть 1 млн. т конкреций, а затем увеличить добычу до 2 млн. т. Вместе с марганцем будут использованы медь, кобальт, никель и ряд других редких металлов. Предполагается, что за счет разработки конкреций может быть получено 25% необходимого США марганца, 10% никеля, 1% меди и 40% кобальта (Wakefield, 1969).

Из других полезных ископаемых центральных частей океанического ложа представляют интерес фосфориты и фосфатсодержащие породы, установленные в пределах вулканических поднятий в районе Маршалловых островов и системы поднятий Маркус-Неккер, иногда называемых Срединно-Тихоокеанскими подводными горами. Впервые фосфориты были встречены здесь американской экспедицией «Мидпасифик» в 1950 г. (Hamilton, 1956), а затем их широкое распространение на огромной площади — на многих гайотах гор Маркус-Неккер, в южной части Императорских гор, на склоне плато Манихики и в нескольких других районах — было установлено в 1968—1970 гг. экспедициями на «Витязе» (Безруков и др., 1969; Безруков, 1971а, б; «Тихий океан», кн. 2, 1970). П. Л. Безруков (1971б, с. 288) пишет, что в пределах обширного района, простирающегося с севера на юг более чем на 5500 км и с запада на восток на 3500 км, «нет ни одной обследованной нашими дра-

гировками подводной горы, на которой не были бы встречены в том или ином виде или количестве фосфатные породы». Глубины, с которых они подняты, колеблются от 350 до 3500 м, но чаще всего составляют от 1000 до 2500 м. По петрографическим признакам, условиям залегания и распространения найденные образования существенно отличаются от охарактеризованных выше желваковых фосфоритов шельфовых областей. Среди фосфатных пород (мощность их нигде не определена) выделяются: 1) фосфориты — плотные породы белого, коричневого или зеленоватого цвета. Они обладают реликтовой структурой фораминиферовых известняков и содержат от 29 до 32% P_2O_5 . Фосфатная масса у них аморфная или скрытокристаллическая. К породам этой группы примыкают также фосфатизированные кораллово-водорослевые и фораминиферовые известняки; 2) фосфато-кремнистые породы, состоящие из чередующихся участков кремнистого (88% SiO_2) и фосфатного (31,5% P_2O_5) состава; 3) фосфатизированные туфобрекчии и базальты — наиболее распространены в глыбах и ядрах конкреций. В туфобрекчиях фосфат (11,5% P_2O_5) заполняет трещины и промежутки между обломками базальта, в базальтах — поры по периферии обломков; 4) фосфатизированные марганцевые руды (корки на поверхности других пород).

П. Л. Безруков полагает, что процессы фосфатизации происходили на вершинах гайотов, откуда их обломки сносились оползнями на ложе океана. Но поскольку наиболее вероятна связь образования этого типа фосфоритов с метасоматозом, вызванным поствулканическими гидротермальными процессами, следует предполагать их приуроченность к зонам высачивания гидротерм не только на вершинах вулканических построек, но и на их склонах. Значительная часть фосфатных пород, по-видимому, имеет третичный возраст.

Нам остается упомянуть о полезных ископаемых, связанных с осадочными и магматическими формациями срединно-океанических хребтов и их рифтовых зон. Здесь значительный интерес представляют концентрации редких металлов эксгалационно-осадочного происхождения, примером которых являются руды осевой части рифта Красного моря. Они охарактеризованы нами в разделе гл. II, посвященном вулканизму и пирокластическим осадкам. Отмеченное в этой же главе обогащение рудными компонентами отложений гребневых частей Восточно-Тихоокеанского поднятия (Boström, Peterson, 1969) и Срединно-Атлантического хребта (Дмитриев, Барсуков, Удинцев, 1970) позволяют рассматривать обширнейшую планетарную систему рифтовых поясов как потенциально рудоносную.

Сомнительно практическое значение, даже в самом отдаленном будущем, рудных концентраций, связанных с ультраосновными и основными горными породами и их метаморфическими дериватами, распространенными в гребневых частях рифтовых гор и на склонах рифтовых ущелий. Пока что среди поднятого при драгировании обломочного материала роль рудных компонентов оказывается очень небольшой. В литературе имеются указания на обломки хромита, поднятые из рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта (Удинцев, Чернышева, 1965), на присутствие хромовой шпинели в перидотитах из впадины Романш и других приразломных зон срединных хребтов (Плошко, Богданов, Князева, 1970; Melson, Thompson, 1971), на прожилки халькопирита в серпентинитах того же Аравийско-Индийского хребта (Батулин, 1971). Но, несмотря на столь ограниченные сведения, не следует сбрасывать со счета вероятные глубинные корни эксгалационно-осадочных месторождений типа красноморского, так как значительная часть рудных растворов могла осесть в подводящих каналах внутри коренных пород до высачивания в илы или в наддонную воду.

Собственно осадочные формации срединно-океанических хребтов с точки зрения полезных ископаемых не привлекают внимания. Точно

так же, как и абиссальные котловины центральных частей океанов, срединно-океанические хребты не представляют интереса для поисков нефти и газа в силу малых мощностей осадочных толщ и резко пониженного содержания органического углерода («Тектоника и нефтегазосность...», 1970; Левин, Хаин, 1971).

Изложенные материалы свидетельствуют о колоссальных перспективах океанического дна в отношении разнообразнейшего спектра полезных ископаемых. Несомненно, что перечень минеральных ресурсов, кратко охарактеризованный в этой главе, будет расширен при дальнейших исследованиях. В сущности весь комплекс полезных ископаемых, имеющийся на континентах, в тех или иных пропорциях должен существовать и на океаническом дне — в областях погруженных частей континентов и в структурах собственно океанического типа. Разработка минеральных ресурсов дна океана (нефть, газ, россыпи и т. п.) уже сейчас оказывает существенное влияние на мировую экономику и перспективное планирование и вызывает заинтересованность большинства государств. Исследование дна океанов, особенно за пределами национальных шельфовых зон, выявление его минеральных богатств и дальнейшее их использование являются прекрасной школой интернационального сотрудничества в решении стоящих перед человечеством глобальных экономических, социальных и политических проблем. Следует лишь надеяться, что разработка недр океана будет осуществляться более разумно, чем это подчас имело место на континентах, и что в основу любых эксплуатационных работ будут поставлены не только конкуренция и конъюнктурные соображения, но и заботы о будущем, основанные на принципах бережного отношения к недрам и природной среде. Необходимо помнить, что Мировой океан является важнейшим регулятором биологического равновесия, эволюции и самого существования жизни на Земле.

Глава IV

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЛОЖА ОКЕАНОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Начало морским геофизическим исследованиям было положено в 30-х годах текущего столетия. В 1935 г. М. Юинг и затем Т. Гаскелл, Э. Буллард и другие геофизики провели первые сейсмические работы на шельфах Северной Америки. Несколько ранее, с 1923 г., Ф. Вейнинг-Мейнес начал морские гравиметрические измерения в Атлантике с маятниковым прибором собственной конструкции. Значительно позднее начались магнитные исследования. Первая опытная аэромагнитная съемка была проведена лишь в 1946 г. в Мексиканском заливе. Очень широким фронтом геофизические работы, включая анализ сейсмичности, измерение теплового потока и радиоактивности различных частей океана, развернулись с началом Международного геофизического года (1957—1959 гг.). В настоящее время наряду с исследованиями, охватывающими крупные регионы, проводится детальное комплексное геолого-геофизическое изучение отдельных участков ложа океана на многочисленных полигонах. Тем не менее общая изученность дна Мирового океана остается незначительной. Наиболее полный объем исследований выполнен в Атлантическом океане, хотя интенсивные геофизические работы проводятся также в Тихом, Индийском и Северном Ледовитом океанах.

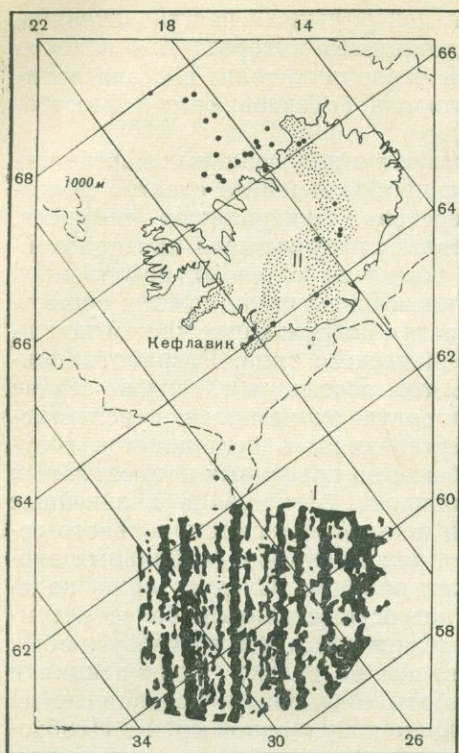


Рис. 23. Линейные магнитные аномалии (черное — положительные) в районе хр. Рейкьянес (I) и их положение относительно срединной зоны Исландии (II), залитые кружки — эпицентры землетрясений (Heirtzler, 1970)

В этой главе изложены лишь основные результаты геофизических исследований и их интерпретации, используемые для дальнейших построений. По мере необходимости более подробные сведения будут приведены в следующих главах книги при характеристике структурных провинций.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Первостепенное значение для понимания геологического строения ложа океанов имеют данные магнитометрии. Материалы аэромагнитных съемок, измерения с немагнитного корабля «Заря», данные буксирных установок и их обобщения (Беллуосов, 1968; Дементицкая, 1967; Hess, 1962; Heirtzler a. oth., 1968; Le Pichon, 1968; Vine, Matthews, 1963), полученные в 60-х годах настоящего столетия, произвели буквально переворот во взглядах на структуру океанического дна. На основе магнитометрических и палеомагнитных исследований появились представления о раздвижении дна в области срединно-океанических хребтов и о «тектонике плит»; «второе дыхание» получила гипотеза дрейфа континентов, высказанная А. Вегенером еще в 1920 г., но встретившая в последующие годы резкую критику.

В ходе магнитометрических исследований океанов выявлены крупные области со сравнительно однородным магнитным полем, отдельные сложные аномалии и их системы. Для некоторых участков океанического дна установлена структура аномального поля (линейная и мозаичная структура в области глубоководных впадин, сложно-аномальное поле областей подводного и островного вулканизма и т. п.), позволяющая строить предположения об их природе, а по интенсивности и форме аномалий судить о размерах, форме и вещественном составе локальных объектов.

Наиболее характерно для строения магнитного поля океанов существование грандиозной системы «зевровых» линейных аномалий, не имеющих прямых аналогов на континентах. Аномалии этой системы, выявленные вначале лишь над срединно-океаническими хребтами (Ewing, Heezen, Hirshman, 1957; и др.), позднее были установлены и в примыкающих к ним районах глубоководных котловин (рис. 23, 24). Важнейшие особенности строения «зеврового» аномального поля заключаются в следующем.

1. Структура магнитного поля представляет собой упорядоченную систему положительных и отрицательных линейных аномалий, ориентированных субпараллельно осям срединно-океанических хребтов. При этом в хребтах выявлена характерная по форме и большей интенсивности осевая (рифтовая) аномалия положительного или отрицательного знака (Карасик, 1971; Vine, 1966); она отсутствует в зонах

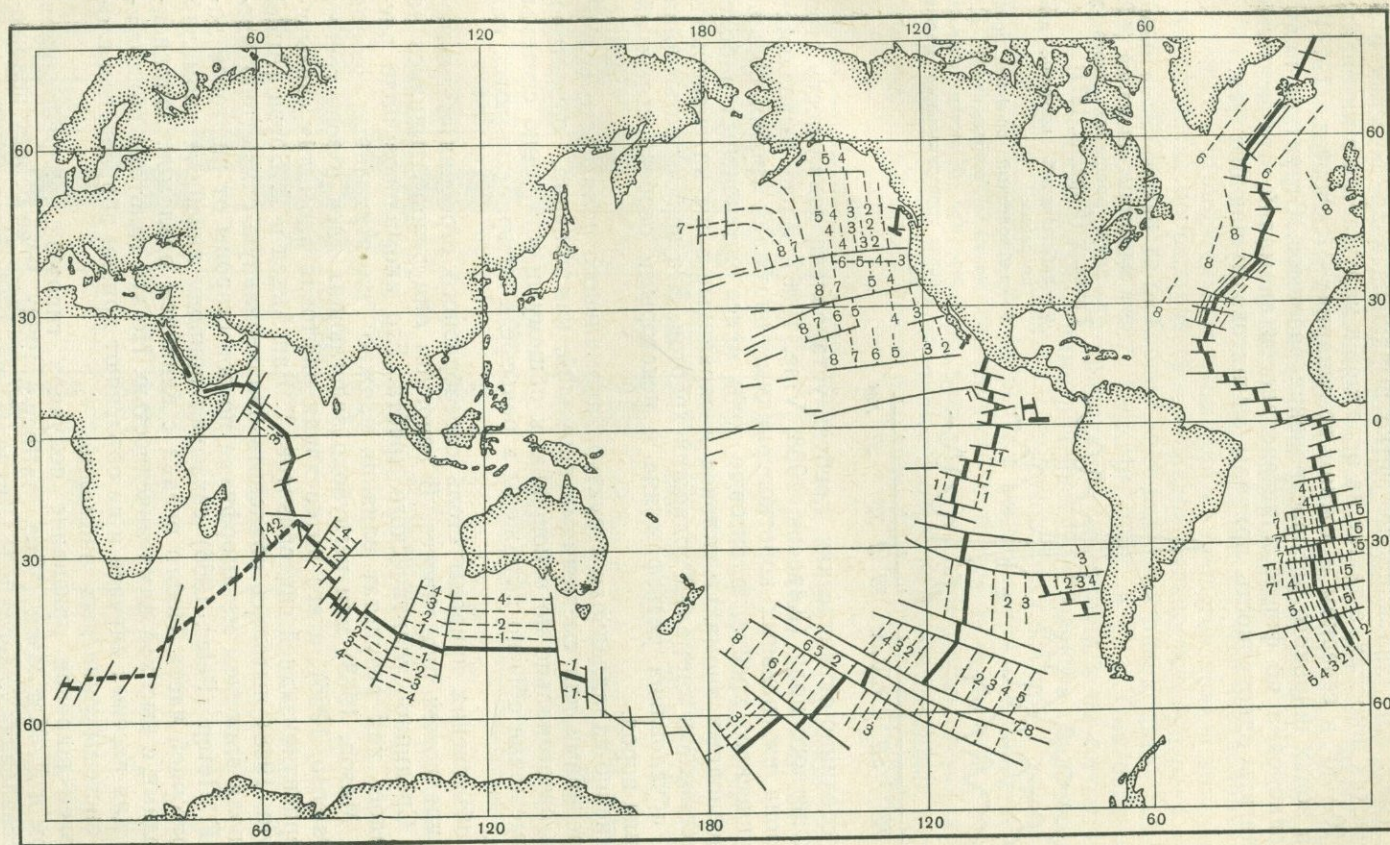


Рис. 24. Оси магнитных аномалий системы срединно-океанических хребтов (Le Pichon, 1968)

Жирная сплошная или пунктирная линия — осевая аномалия, тонкий пунктир — прочие аномалии, тонкие сплошные линии — разломы. Цифры — возраст аномалий (десятки млн. лет в соответствии со шкалой инверсий)

«вырождения» хребтов (южная часть хр. Гаккеля) или в местах сгущения осложняющих их строение поперечных разломов. Однотипные линейные аномалии, располагаясь на приблизительно (или строго) одинаковом расстоянии от осевой аномалии, образуют билатеральную систему симметрии (рис. 25). Она наиболее четко выражена в арктических и антарктических широтах, а также на экваторе и нарушается в интервалах широт $10-30^\circ$ в северном и южном полушариях (Schouten, 1971), а также в зонах широкого распространения разломов. Структура поля в целом однородна по форме и интенсивности аномалий, что позволяет предполагать однотипность природы магнитовозмущающих тел.

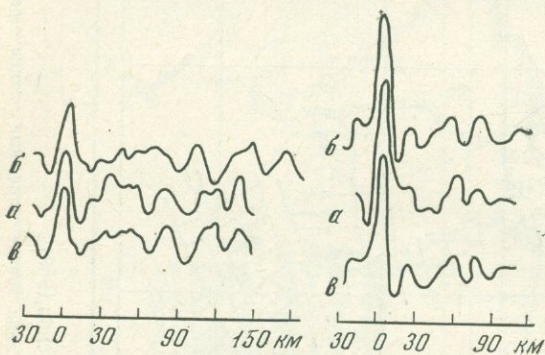


Рис. 25. Билатеральная симметрия магнитных аномалий (ΔT_a) на двух профилях через хр. Гаккеля (Карасик, 1971)

а — наблюдаемый профиль, левая половина;
б — наблюдаемый профиль, правая половина (обращенный); в то же, что б после корректировки горизонтального масштаба

2. В срединно-океанических хребтах установлена зональность строения магнитного поля (Карасик, 1968; Vine, 1966). Здесь выделяются: осевая зона интенсивных короткопериодных аномалий гребня срединно-океанического хребта, фланговые зоны менее интенсивных и более длиннопериодных аномалий склонов и окраинные зоны интенсивных и длиннопериодных аномалий подножий хребтов. Эта зональность, по-видимому, обусловлена рельефом дна и некоторыми особенностями намагничивания пород.

3. Линейно-параллельная структура аномального поля часто осложнена перегибами или смещениями аномалий, как правило, ориентированными ортогонально по отношению к общему простиранию системы. Линии смещения обычно выражены в рельефе и интерпретируются как разломы.

Для объяснения природы столь своеобразного строения магнитного поля предложен ряд гипотез. В основном они разрабатывались на примере Срединно-Атлантического хребта. Его аномальное поле рассматривалось как результат влияния сложно намагниченных пород (Bullard, Mason, 1963) или неглубоко залегающих даек в зоне гребня (Vogt, Ostenso, 1966), а его интенсивная рифтовая аномалия связывалась с серпентинизацией гипербазитов. Т. Ван Андел и Г. Боуэн (Anadel van, Bowin, 1968) пытались объяснить билатеральную симметрию магнитного поля влиянием метаморфизма по обе стороны от рифтовой долины, а Г. Петер (Peter, 1966) связывал природу линейных аномалий северо-восточной части Тихого океана с влиянием разломов, заполненных породами с высокой намагниченностью. Но эти гипотезы приложимы лишь для частных случаев и не объясняют причин образования глобальной системы линейных аномалий.

Наиболее широкое признание получила гипотеза, разработанная Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом (Vine, Matthews, 1963). В ее основу положены представления Х. Хесса и Р. Дитца (Dietz, 1961; Hess, 1962) о растекании (спрединге) океанического дна, которое, по мнению Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, происходило в условиях периодических инверсий главного геомагнитного поля Земли. Авторы гипотезы предполагают, что вещество верхней мантии поступает к поверхности дна по трещинам вдоль

гребневых частей срединно-океанических поднятий. При остывании в момент прохождения точки Кюри магнитное вещество приобретает термоостаточную намагниченность, вектор которой направлен в соответствии с полярностью геомагнитного поля. Конвективные течения в мантии вызывают раздвиг новообразованной коры в обе стороны от гребня, причем новые порции поступающего вещества способствуют этому процессу. Отсюда следует, что в рифтовой долине срединно-океанического хребта вещество океанической коры имеет наиболее молодой возраст, а с удалением от нее — все более и более древний.

Гипотеза Вайна — Метьюза предусматривает, что чередование положительных и отрицательных аномалий «зеврового» поля в направлении от оси поднятия коррелируется с последовательностью инверсий геомагнитного поля во времени. Теория этих инверсий разработана рядом авторов (Храмов, Шолпо, 1967; Ранкорн, 1972; и др.). Она основана на представлении о дипольной природе геомагнетизма и на сопоставлении результатов исследования намагниченности и возраста осадочно-вулканических пород на континентах и глубоководных осадков в океанах. Наблюдения показывают, что за редким исключением направление вектора остаточной термонамагниченности остается неизменным с момента намагничения до настоящего времени. Радиометрические (калий-аргоновые) определения возраста прямо и обратно намагниченных вулканических пород в геологических разрезах (Cox, Doell, Dalrymple, 1968)

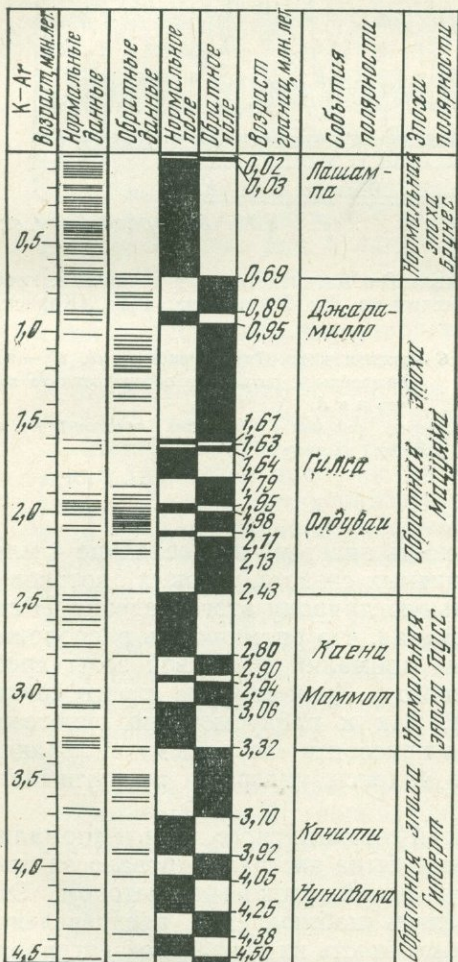
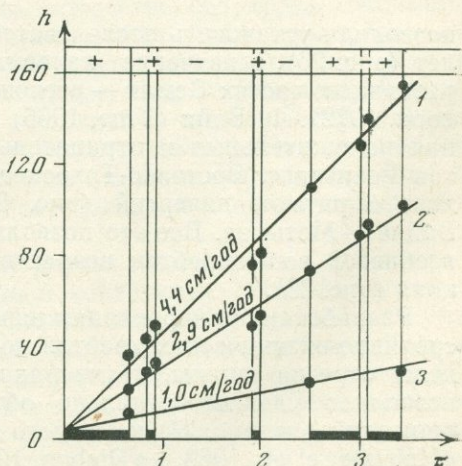


Рис. 26. Возрастная шкала смены геомагнитной полярности (Cox, 1969)

Рис. 27. Диаграмма корреляции возраста последовательных инверсий геомагнитного поля и удаленности аномалий от осей срединных хребтов (по F. Vine, 1966)

По оси абсцисс внизу черные полоски — периоды прямой полярности главного геомагнитного поля (по палеомагнитным данным), вверх протяженность положительных (+) и отрицательных (-) аномалий.
1 — Восточно-Тихоокеанское поднятие;
2 — хр. Хуан-де-Фука;
3 — хр. Рейкьянес;
h — расстояние от оси хребта (поднятия), км;
τ — время, млн. лет



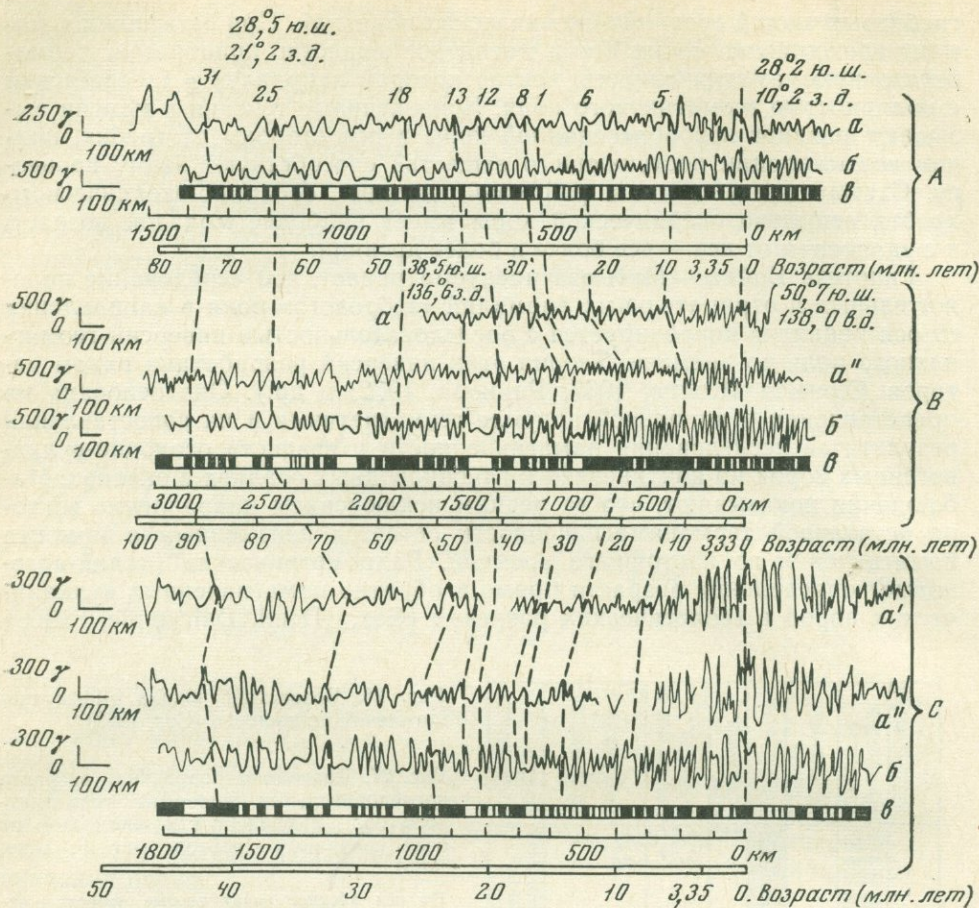


Рис. 28. Взаимная корреляция профилей аномального магнитного поля срединных хребтов и сопоставление их с расчетными профилями по Дж. Хейртцлеру и др. (Карасик, 1971)

А — Южная Атлантика (а — наблюдаемый профиль, б — теоретический профиль для инверсионной модели, в — возраст аномалий, млн. лет);
 В — Индийский океан (а'), северная часть Тихого океана (а''), остальные обозначения те же, что в А;

С — южная часть Тихого океана (а', а'' — наблюдаемые), остальные обозначения те же, что и в А.

Вверху рисунка — нумерация аномалий в Ламонтской системе

позволили установить последовательность инверсий за последние 4 млн. лет (рис. 26), а изучение палеомагнитных свойств лавовых потоков в различных частях Земли — региональную природу этого явления (Ранкорн, 1972). Ф. Вайн (Vine, 1966) показал, что ритмичность расположения положительных и отрицательных аномалий гребневой зоны хребтов Рейкьянес, Восточно-Тихоокеанского и Хуан-де-Фука строго совпадает с ритмом инверсий (рис. 27), как и предусмотрено гипотезой Вайна — Метьюза. Все это позволило присвоить «зебровым» аномалиям гребневой зоны хребтов возрастные индексы инверсий геомагнитного поля (рис. 28).

Разработанная корреляция инверсий геомагнитного поля и аномалий срединно-океанических хребтов позднее была экстраполирована за пределы отрезка шкалы, датированного калий-аргоновым методом. Это позволило удовлетворительно объяснить наблюдаемое распределение аномалий (см. рис. 24) и открыло возможность их возрастной датировки (Heirtzler et al., 1968; Le Pichon, 1968; и др.).

Гипотеза Вайна — Метьюза в ее современном виде дает наиболее полное объяснение природы «зебрового» магнитного поля океанов. Несмотря на относительно невысокую точность датировки аномалий, обусловленную неравномерностью геологических процессов, отсутствием определений возраста пород, вызывающих аномалий, и т. п., схема осей коррелируемых аномалий (см. рис. 24) является своего рода схемой изохрон возраста дна океанов и позволяет оценить среднюю скорость спрединга для последних 80 млн. лет.

В процессе исследования магнитного поля срединных хребтов большое внимание уделяется идентификации «зебровых» аномалий и определению их положения в возрастной шкале. Предложенная в 1968 г. Дж. Хейртцлером, Ле Пишоном и другими исследователями схема возрастной индексации аномалий (см. рис. 28), впоследствии дополненная данными по Западно-Индийскому, Африкано-Антарктическому и ряду других срединных хребтов (Hugh, 1971; Nicolaysen, 1972), позволяет определить среднюю скорость спрединга для их различных частей. Эти определения в комплексе с анализом мощностей и возраста осадков на склонах, сведениями о росте вулканических построек с удалением от оси хребтов (Meyard, 1969) показывают, что скорость раздвижения для различных хребтов существенно различается: 1,0 см/год для Африкано-Антарктического (Nicolaysen, 1972), порядка 2,0 см/год для Средне-Атлантического и около 10,0 см/год для экваториальной части Восточно-Тихоокеанского хребта (Фогт, Шнейдер, Джонсон, 1972). Скорости расширения дна заметно меняются во времени вдоль простирающихся хребтов: в Северной Атлантике это изменение составляет 2,0—5,0 см/год, а в Южной — 1,6—2,0 (Andel van, Moore, 1970; Pitman, Talwani, 1972).

Основываясь на определении скорости спрединга, а также исходя из представлений, что горизонтальные перемещения монолитных плит литосферы представляют собой поворот около сравнительно постоянных полюсов вращения, многие исследователи делают попытки определения времени «раскрытия» того или иного океана. Особенно много подобных схем составлено для Атлантики. В качестве примера укажем на одну из работ Дж. Филлипса и Д. Форсиса (Phillips, Forsyth, 1972), показавших, что центральная часть Атлантики, Карибское море и Мексиканский залив начали формироваться 200 млн. лет назад в результате разделения приатлантических континентов; предполагается, что раскрытие Южной Атлантики произошло около 150 млн. лет назад, Северной Атлантики — 200—150, а Лабрадорского моря — 80—45 млн. лет назад.

Наряду с отмеченной спецификой системы линейных параллельных аномалий отдельные участки магнитного поля океанов и континентов по размерам и интенсивности аномалий мало отличаются один от другого. В ряде случаев установлено тождество структуры аномального поля глубоководных котловин с океаническим типом коры и граничащих с ними шельфов, обладающих корой континентального типа. Как отмечает О. Н. Соловьев (1970), магнитные поля глубоководной впадины Мексиканского залива и шельфа у побережья штатов Техас и Луизиана или Канадской котловины и арктического шельфа Канады не имеют различий. Существенно не отличается строение магнитного поля в переходной области на западе Тихого океана и в прилегающих частях Азии.

Вместе с тем известны случаи резких изменений в строении аномального поля на границе океана и континента. Например, системы линейных «зебровых» аномалий Северо-Восточной котловины и Чилийского поднятия в Тихом океане или хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане не продолжают на материковые склоны и континенты (Карасик, 1968; Vine, 1966). У Атлантического побережья США интенсивные магнитные аномалии совпадают с зоной материкового склона, вдоль которой значительно изменяется структура коры (рис. 29).

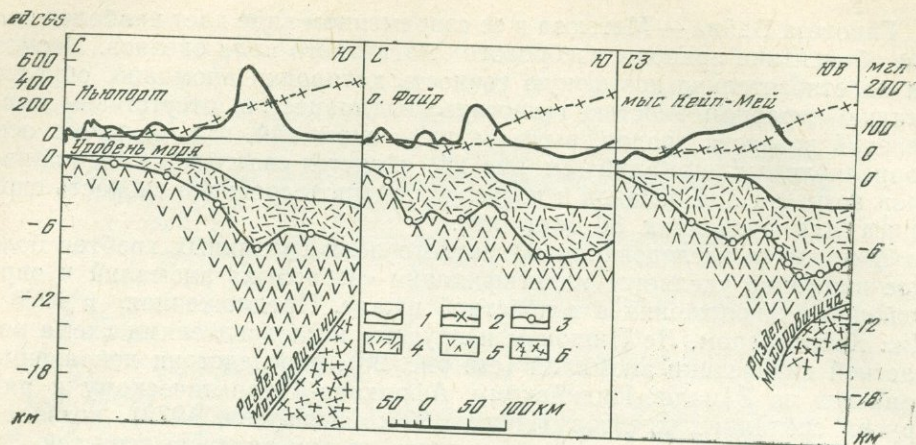


Рис. 29. Разрезы земной коры Атлантического побережья США (Джедс, Уоткинс, 1970)
 1 — остаточная намагниченность; 2 — аномалии Буге; 3 — подошва осадочного слоя по данным сейсморезвекки; 4 — осадочный слой; 5 — нижние горизонты коры; 6 — верхняя мантия

Р. М. Деменецкая, рассматривая особенности магнитного поля океанов и континентов, высказала предположение о том, что более сложное поле континентов имеет интегральный характер — влияние гранитно-метаморфического слоя затушевывает здесь влияние нижних слоев коры. Не исключено, что магнитная характеристика нижних частей континентальной коры будет подобна таковой океанов (Деменецкая, 1967, с. 60). Она отмечала, что элементы сходства аномального поля внутриконтинентальных районов с полем типично океанических областей намечаются для Анабарского массива, Западно-Сибирской низменности, а также для отдельных районов Западной Канады.

Анализ строения аномального магнитного поля океанов и его связи с различиями физических свойств вещества коры способствует геологическому районированию ложа, выделению магнитовозмущающих тел и определению их параметров, а также получению более полной характеристики локальной структуры океанического дна. Особо следует отметить возможности магнитометрии при выделении зон разломов и определении смещения по ним, что прекрасно иллюстрируется примерами Мендосино, Меррей, Кларин и других разломов в северо-восточной части Тихого океана (Менард, 1966).

ПОЛЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

В отличие от магнитного поля, изученного фрагментарно, строение поля силы тяжести в общих чертах известно для всей планеты. Этому способствовали не только гравиметрические измерения на континентах и в океанах, но и данные, полученные с искусственных спутников. Мелкомасштабные карты гравитационного поля имеются для значительной части океанических пространств (рис. 30), что позволяет проводить сопоставление различных частей Мирового океана.

Наиболее общими задачами гравиметрических исследований в океанах следует считать изучение структуры аномального поля силы тяжести и его связи с неоднородностями коры и верхней мантии, особенностей гравитационного поля в провинциях с различной мощностью и типом строения коры, полей крупных морфоструктур океанического дна и аномалий, вызванных локальными неоднородностями структуры коры. В сочетании с сейсмическими методами гравиметрия позволяет проводить определения мощности земной коры. По мнению П. Делингера

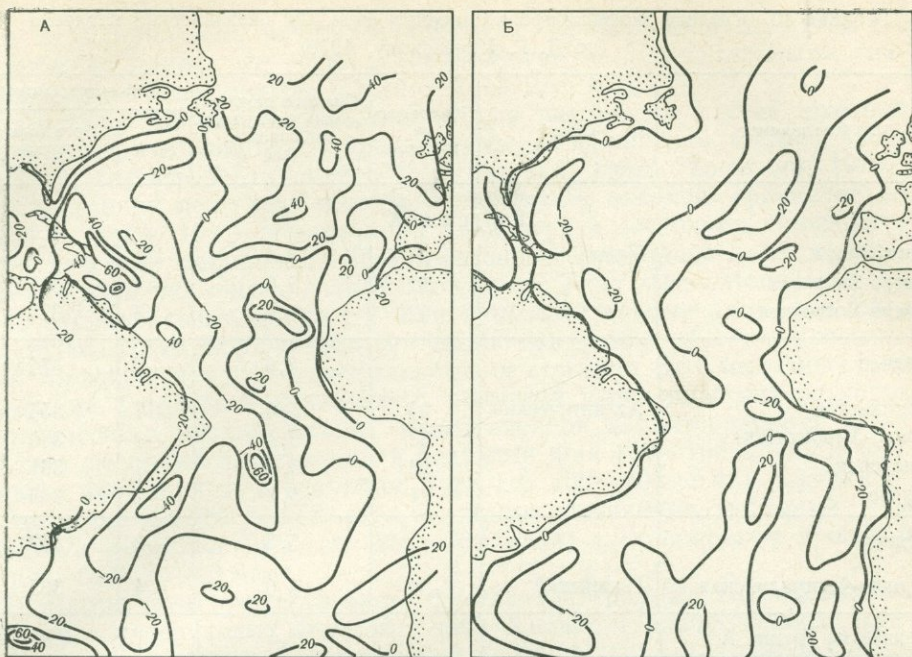


Рис. 30. Поле силы тяжести Атлантического океана (по М. Тальвани и К. Ле Пишону, 1972, схематизировано)

А — карта аномалий Фая сечением через 20 мгал с осреднением по площади $5 \times 5^\circ$; Б — гравитационный эффект топографии — доля значения силы тяжести, обусловленная влиянием рельефа (мгал)

(1972), на основе гравиметрии удастся надежно оценивать мощности слоев с аномальной плотностью в верхней мантии, если сейсмическими методами определена мощность коры и установлены скорости распространения упругих волн в мантии.

Как известно, при изучении гравитационного поля Земли рассматриваются аномалии в редукции Фая и Буге, а также изостатические аномалии. Первые определяются разностью между значениями силы тяжести, наблюдаемыми и вычисленными на уровень моря (аномалии в свободном воздухе). Вторые вычисляются с учетом влияния промежуточного слоя, заключенного между физической поверхностью Земли и уровнем моря. Реже используются изостатические аномалии, которые учитывают влияние воды и компенсирующего его избытка масс глубоких горизонтов тектоносферы.

В процессе исследования установлена прямая зависимость между высотой поверхности Земли и глубиной до раздела Мохоровичича. На основе этой зависимости, а также соотношений мощностей, выявленных сейсмическими методами, и плотностных характеристик можно подойти к оценке связи аномалий Буге с распределением масс в коре и верхней мантии. При интерпретации гравиметрических аномалий установлено, что региональные изменения аномалий Буге отображают изменения мощности земной коры. В тех районах, где связь этих аномалий с топографическими высотами имеет аномальный характер, следует ожидать и аномальные значения мощности коры: в случае положительных аномалий предполагается существование утоненной коры, а при отрицательных — коры большей мощности (Деменицкая, 1967; Вуллард, 1970). Локальные аномалии обычно вызваны плотностными неоднородностями масс, расположенных вблизи земной поверхности. «Аномалии в свободном воздухе в океане, как правило, почти соответствуют локальным вариациям рельефа дна, хотя известны исключения, особенно в тектони-

Таблица 10. Средние значения гравитационных аномалий океанических котловин (по Д. Г. Успенскому, 1970)

Котловина	Океан	Количество пунктов	Средняя глубина океана (на пунктах наблюдения, км)	Аномалии, мгал	
				Фая	Буге (плотность 2,67 г/см ³)
Группа А					
Центральная	Тихий	29	5,4	-11	359
Северо-Западная		19	5,8	-7	387
Северо-Восточная		42	5,4	+8	375
Среднее			5,5	-3	374
Бразильская	Атлантический	25	5,4	-17	354
Северо-Американская		23	6,4	-8	380
Канарская		16	5,4	-7	361
Другие		11	5,0	+2	346
Среднее			5,3	-8	360
Западно-Австралийская	Индийский	9	5,0	-4	335
Среднее по группе А				5,4	-6
Группа Б					
Центральная	Индийский	5	4,3	-38	257
Сомалийская		1000	4,2	-24	265
Аравийская		5	4,4	-33	268
Аравийская, средняя часть		1350	4,2	-37	252
Среднее по группе Б			4,3	-33	260

Таблица 11. Гравитационные аномалии над глубоководными желобами (по Д. Г. Успенскому, 1970)

Желоб	Глубина океана в пункте наблюдения, км	Аномалии, мгал	
		Фая, максимальные	Буге, на том же пункте (плотность 2,67 г/см ³)
Тихий океан			
Алеутский	6,52	-190	258
Идзу-Бонинский	8,95	-311	302
Марианский	8,32	-250	320
Филиппинский	11,11	-216	548
Банда	7,36	-255	249
Бугенвильский	6,56	-248	200
Тонга	9,22	-224	407
Кермадек	8,88	-210	399
Чилийский	6,75	-223	239
Атлантический океан			
Пуэрто-Рико	8,78	-341	260
Индийский океан			
Яванский	7,11	-165	322
Среднее	8,14	-239	318

чески и вулканически активных районах... Большинство поднятий на дне (обычно подводные горы) характеризуются положительными гравитационными аномалиями» (Делингер, 1972, с. 304).

Сравнение аномалий Фая и Буге для различных частей океанов показывает их изменение в широких пределах (Гайнанов, Строев, 1966; Гайнанов, Строев, Федынский, 1974; Корякин, 1963; Успенский, 1970). Гравитационное поле глубоководных котловин океанов сравнительно спокойно (табл. 10) — земная кора находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию. Максимально неоднородное поле характеризует окраинную зону тихоокеанского типа. Наиболее интенсивные на Земле отрицательные аномалии Фая и положительные аномалии Буге наблюдаются над глубоководными желобами (табл. 11), что указывает на имеющиеся здесь максимальные отклонения от изостатического равновесия. Области вулканических поднятий и океанических островов Атлантического, Индийского и Тихого океанов характеризуются сравнительно высокими аномалиями в редукции Фая 100—150 мгал) и умеренными аномалиями в редукции Буге (до 150—200 мгал). Срединно-океанические хребты выделяются высокими значениями аномалий силы тяжести в редукции Буге (до 250—300 мгал) с понижением в осевой части хребтов до 200 мгал.

Аномалии силы тяжести часто фиксируют границу глубоководных котловин и материковых отмелей в зоне континентального склона. Примером этого является район восточной континентальной окраины Северной Америки, где значения аномалий Буге «...возрастают от —25 до +30 мгал у берегов до +100 мгал близ внешнего края шельфа и примерно до +30 мгал над верхней частью материкового подножия. Изогалы, как правило, следуют параллельно береговой линии, за исключением районов восточнее штата Джорджия и Северной Флориды, где некоторые из них приобретают поперечное направление» (Эмери, 1969, с. 20).

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Начало изучения термического состояния Земли в области океанов было положено в 1949 г. Э. Буллардом. Совершенствование аппаратуры и методики измерения теплового потока привело к интенсивному накоплению данных, имеющих большое значение для исследования глубинного

Таблица 12. Значения теплового потока, усредненные по сетке $5 \times 5^\circ$ (по Р. П. фон Герцену, см. Х. К. Ли, 1972)

Область	Число измерений	Среднее арифметическое, мккал/см ² .сек	Стандартное отклонение от среднего значения, мккал/см ² .сек
Атлантический океан	127	1,32	0,56
Индийский океан	110	1,36	0,82
Тихий океан	305	1,50	0,78
Все океаны и моря	577	1,46	0,78
Континенты	79	1,45	0,47

строения ложа океанов и оценки современных процессов в различных его частях. Установлено, что средний тепловой поток на континентах почти не отличается от среднего теплового потока в океанах (табл. 12).

Э. Буллард (Bullard, 1952), основываясь на представлении о радиогенном происхождении теплового потока из земных недр, пришел к выводу о равенстве радиоактивности пород под континентами и океанами,

что противоречит распределению радиоактивных элементов в земной коре. Остается предположить, что равновесие поддерживается за счет тепла, поступающего из мантии, состав которой, в свою очередь, должен отличаться под континентами и океанами. Концепция радиоактивных превращений вещества как основного источника глубинного тепла была широко поддержана Е. А. Любимовой, В. А. Магницким, Б. Г. Поляком, Я. Б. Смирновым и др. Генерация тепла радиоактивными элементами в различных горных породах и метеоритах иллюстрируется табл. 13.

Таблица 13. Средние значения генерации тепла для различных пород (Магницкий, 1965)

Породы	Гранит	Габбро	Эклогит	Дунит	Хондриты	Железные метеориты
Генерация тепла, 10^{13} кал $\text{см}^3 \cdot \text{сек}$	5,7	1,2	0,1	0,02	0,04	0,00003

Кроме радиоактивного распада, в качестве источников глубинного тепла могут рассматриваться гравитационная дифференциация вещества планеты, глубинные фазовые переходы, изменение скорости вращения Земли и некоторые другие процессы (Магницкий, 1965). Предварительная оценка количества глубинного тепла показывает, что суммарно оно на порядок превышает расход тепла на такие процессы, как магматизм, метаморфизм, горообразование и т. п. (Смирнов, 1968). Это свидетельствует, что тепловой поток — одна из важнейших энергетических характеристик современного состояния земной коры и мантии.

Результаты измерения теплового потока в пределах отдельных морфоструктур дна океанов (чему сейчас уделяется большое внимание) показывают, что его распределение крайне неравномерно. Средние значения и стандартные отклонения теплового потока для отдельных морфоструктур океанов следующие ($\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$): желоба — $0,99 \pm 0,61$; океанические впадины — $1,28 \pm 0,53$; срединные хребты —

Таблица 14. Тепловой поток структурных зон Тихого океана (по А. К. Поповой, Я. Б. Смирнову, Г. Б. Удинцеву, 1969)

Структурная зона	Тепловой поток, $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$	Структурная зона	Тепловой поток, $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$
Ложе океанических впадин и котловин окраинных морей	1,1	Стабильные сводовые поднятия, глыбовые хребты и валы	1,3
		Зоны разломов, краевые валы	1,6
Срединно-океанические хребты:	1,4	Глубоководные желоба	0,9
		склоны	1,4
		Островные дуги и краевые горные сооружения материков, подобные им	2,1
центральные части	1,7		
рифтовая зона	4,9		
		Дно Тихого океана в целом	$1,25 \pm 0,12$

$1,82 \pm 1,56$ (фон Герцен, Ли, 1972). Намечается связь определенных значений теплового потока с различными тектоническими элементами океанического ложа. Распределение значений теплового потока для крупных тектонических зон Тихого океана представлено в табл. 14.

Наиболее высокие значения (до $10 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) теплового потока связаны со срединно-океаническими хребтами. Так, для Восточно-Тихо-

океанского хребта характерна относительно широкая полоса высоких значений теплового потока с максимальными значениями до $8,09 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$. По ширине эта зона резко отличается от узких аномальных зон Срединно-Атлантического хребта и срединных хребтов Индийского океана. Распределение среднего теплового потока (рис. 31) показывает, что гребневая зона во всех случаях выделяется повышенными значениями. В этой зоне концентрируются почти все высокие значения теплового потока (табл. 15) и сейсмичности.

При этом оси каждого хребта соответствует резко выраженный относительный минимум теплового потока, разделяющий два четких максимума над горными грядами, обрамляющими рифтовую долину.

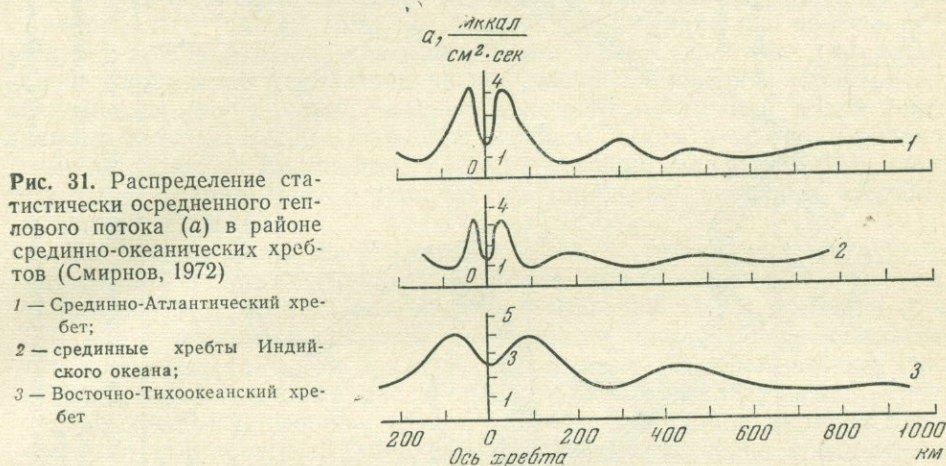


Рис. 31. Распределение статистически осредненного теплового потока (a) в районе срединно-океанических хребтов (Смирнов, 1972)

- 1 — Срединно-Атлантический хребет;
- 2 — срединные хребты Индийского океана;
- 3 — Восточно-Тихоокеанский хребет

Очень низкие значения характеризуют склоны срединных хребтов на расстоянии 100—300 км от их осей (Смирнов, 1972).

Интенсивные вариации значений теплового потока характеризуют и окраинную зону ($\text{мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$): в глубоководных впадинах окраинных морей — 2,5—3,0, в желобах, как уже отмечалось, — менее 1,0, на островных дугах — 0,8—0,9 до 3,0, здесь тепловое поле имеет сложное строение (Фотиади, Туезов, 1972).

Таблица 15. Тепловой поток срединно-океанических хребтов (по М. Лангсету, 1970)

Хребет	Общая ширина в районе исследования	Ширина гребневой зоны, км	Средняя величина теплового потока, $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$	
			гребневая зона	склоны
Срединно-Атлантический	1600	200	2,92	1,35
Аравийско-Индийский	1000	100	1,89	—
Восточно-Тихоокеанский	2000	500	3,12	1,70

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Важнейшими источниками информации о строении земной коры и мантии и о протекающих в них процессах являются данные о сейсмичности и пространственном распределении землетрясений. Развитие мировой сейсмической сети, особенно в связи с работами по Проекту верхней мантии в 1962 г., значительное увеличение количества и чувствительности станций позволили создать представительную схему размещения землетрясений в коре и верхней мантии (Gutenberg, Richter, 1954; Duda, 1965) и построить надежные карты сейсмичности

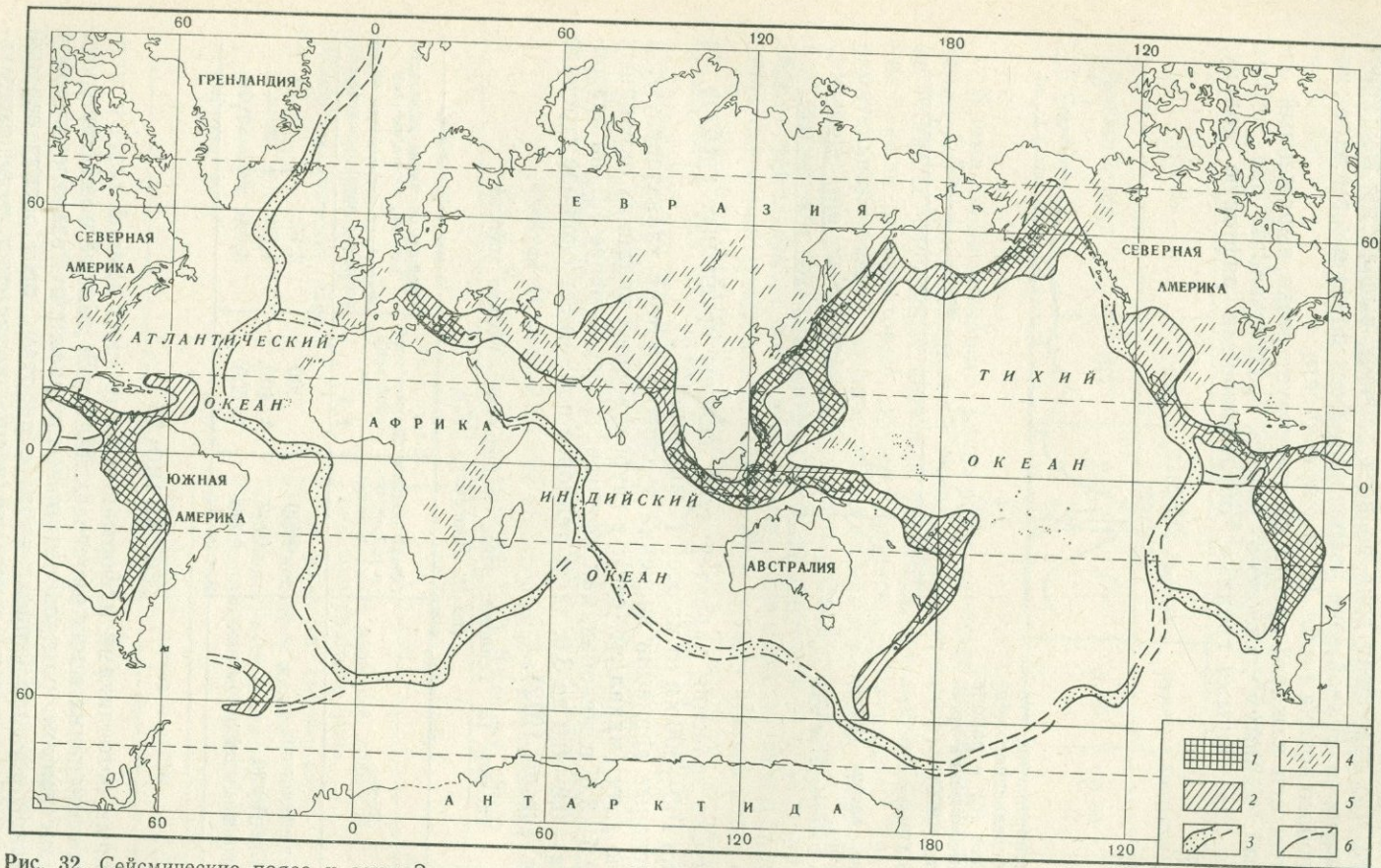


Рис. 32. Сейсмические пояса и зоны Земли, по данным М. Баразанги, Дж. Дормана (Barazangi, Dorman, 1969)

Зоны высокой концентрации эпицентров землетрясений:
 1 — больших (>300 км), средних (300—60 км) и малых (60—0 км) глубин,

2 — средних и малых глубин,
 3 — мелкофокусных землетрясений,

4 — области распространения единичных землетря-

сений преимущественно с малой глубиной очага;

5 — области асейсмичные;

6 — границы зон и поясов сейсмичности

(Barazangi, Dogman, 1969). Использование ЭВМ для обработки данных открыло возможность применять многие тонкие методы анализа, производить автоматические определения координат эпицентров, механизма и характера напряжений в очагах землетрясений. «С помощью ЭВМ оказалось возможным ...строить теоретические сейсмограммы для любой заданной модели строения Земли и очага землетрясений» (Ритсема, 1972, с. 89).

Сейсмическая активность большей части территории Земли слабая. На этом фоне резко выделяются высокосейсмичные пояса (рис. 32), концентрирующие около 95% активности планеты (Магницкий, 1965). Из этого числа примерно 80% сосредоточено в поясе, окаймляющем Тихий океан (исключение составляет асейсмичная прибрежная часть Антарктиды); около 15% — в Альпийско-Гималайском поясе и около 5% — в гребневых зонах срединно-океанических хребтов, для которых очень характерно цепочечное расположение эпицентров землетрясений. Остальные пространства планеты обладают ничтожной долей сейсмической энергии. Весьма спокойны в сейсмическом отношении океанические котловины. Единичные, преимущественно мелкофокусные, землетрясения установлены в районах вулканически активных островных поднятий (Гавайи).

По утверждению С. Миямура (1972), в тектонически стабильных внутренних областях океана происходят только мелкофокусные землетрясения (0—60 км)¹. Промежуточные (60—300 км) и глубокие (более 300 км) очаги землетрясений встречаются лишь в Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском поясах. С Тихоокеанским сейсмическим поясом связано преобладающее число очень глубоких землетрясений, приуроченных здесь к островным дугам, а также к западной окраине Южной Америки (Gutenberg, Richter, 1954). Все землетрясения срединно-океанических хребтов мелкофокусные (Сайкс, 1972) и тяготеют к осевой рифтовой зоне. Их частая повторяемость свидетельствует о высокой сейсмической активности рифтовых структур, сравнимой с таковой сейсмичных зон континента («Исследования...», т. II, 1972).

В результате сейсмологических исследований установлена горизонтальная и вертикальная неоднородность верхней мантии. Запаздывание вступления продольных волн в зонах срединно-океанических хребтов, островных дуг и некоторых других районов позволяет предполагать существование различных по физическим свойствам типов мантии, сменяющихся на коротких расстояниях (иногда менее 100 км). Неоднородность верхней мантии особенно свойственна «переходной зоне»: под островными дугами чаще всего наблюдается ее разуплотнение, а под глубоководными впадинами и желобами — уплотнение (Фотиади, Туезов, 1972). О вертикальной неоднородности мантии в районе островных дуг свидетельствуют данные по Курило-Японскому региону (рис. 33), где установлены астеносферные слои с пониженной скоростью распространения сейсмических волн в интервале глубин 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км (Тараканов, 1972).

Одним из замечательных результатов сейсмологических исследований является открытие и исследование строения фокальных зон, в которых сконцентрированы гипоцентры землетрясений от приповерхностных доходящих на глубину 600—700 км. Они интерпретируются как гигантские сколы, рассекающие кору и мантию (Заварицкий, 1946; Benioff, 1949, 1954). Фокальные зоны пространственно связаны с «зонами перехода» от океана к континенту. Г. Бенюф, именем которого часто называют фокальные зоны, впервые установил, что они наклонены в сторону континентов в среднем под углом около 60° (рис. 34). Он же отметил,

¹ Приводившиеся ранее сведения о существовании здесь промежуточных очагов землетрясений, вероятно, связаны с ошибками при определении их координат или глубин.

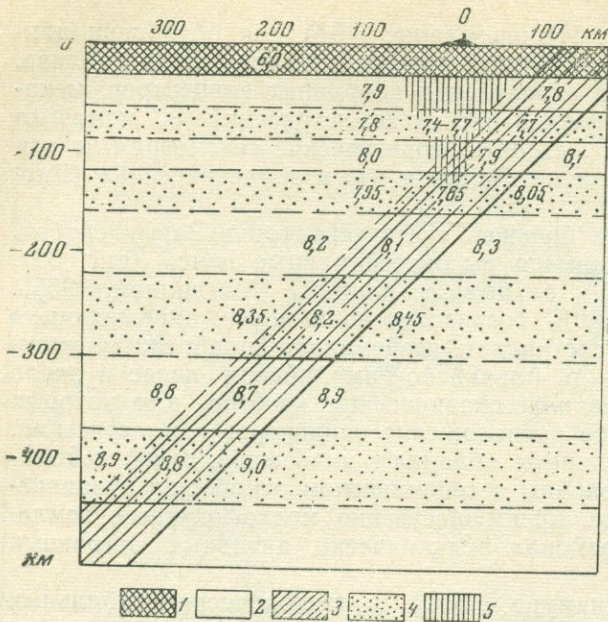
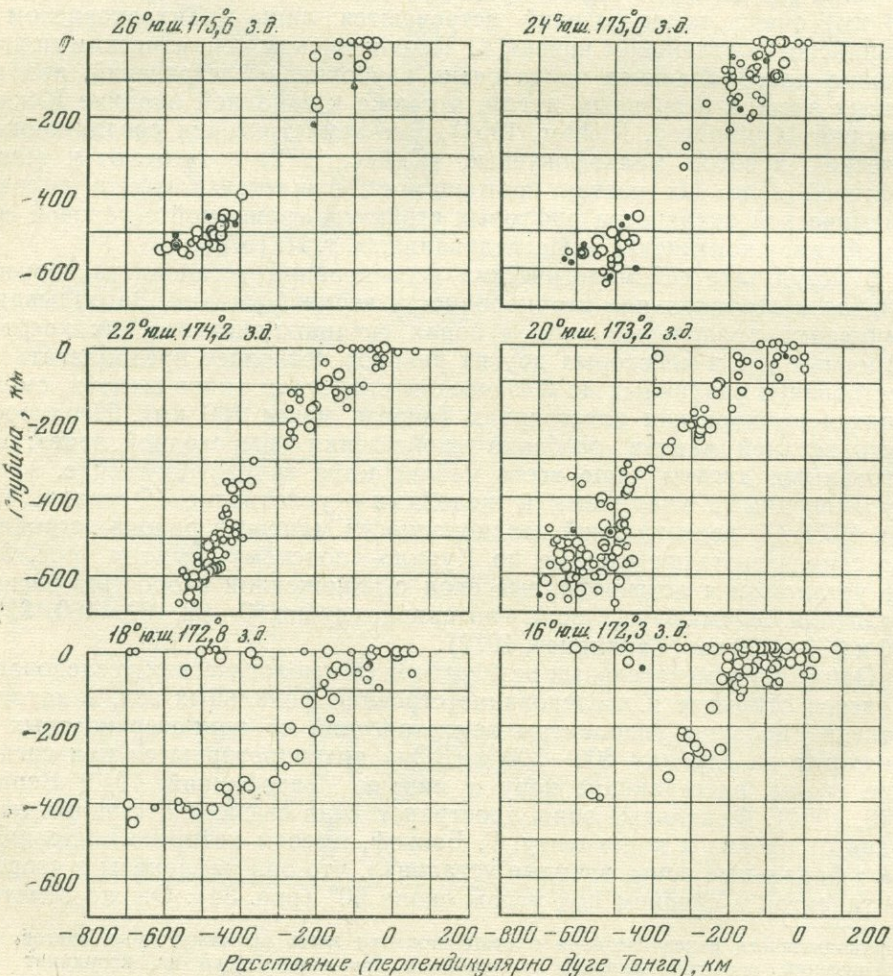


Рис. 33. Слоистая структура верхней мантии Курило-Японского региона (по Р. З. Тараканову, 1972)

- 1 — земная кора;
- 2 — слой с повышенной сейсмической скоростью;
- 3 — сейсмофокальная зона;
- 4 — астеносферные слои с пониженной скоростью;
- 5 — зона пониженных скоростей в районах активного вулканизма; цифры — средняя скорость в слое, км/сек

Рис. 34. Вертикальные разрезы фокальной зоны в районе островной дуги Тонга (Сайкс, 1970)

Гипоцентры спроектированы на разрезы с расстояния ± 125 км. Крупные кружки — более точно определенные положения гипоцентров. Географические координаты соответствуют нулю на абсциссе



что фокальные зоны, протягивающиеся вдоль андийского побережья Тихого океана, наклонены на восток под углом 30° до глубины 300 км, глубже наклон достигает 60° . По мнению Г. Беньофа (1957), это указывает на неоднородность верхней мантии под материками и океанами. Уточнив наблюдения Г. Беньофа, В. Луендик (Luyendyk, 1970) показал, что угол наклона фокальной зоны значительно меняется по простиранию. Например, в зоне Тонга-Кермадек этот угол на севере у о-вов Самоа составляет около 30° , а на юге, вблизи Новой Зеландии, — $80-90^\circ$. Меняется угол наклона и вдоль Идзу-Бонинской и Марианской дуг — от 45° на севере до 90° на южном окончании. С севера на юг уменьшается наклон фокальной зоны Курильской дуги: для севера Курильских островов угол наклона около 60° , а для юга Курил и о. Хоккайдо он уменьшается до $45-48^\circ$ (Тараканов, 1972). Как правило, фокальные зоны наклонены в сторону континента. Исключение представляет район Новой Британии, Соломоновых и Ново-Гебридских островов, для которого «... глубокие очаги оказываются смещенными относительно приповерхностных в противоположную сторону, т. е. в сторону океана» (Белоусов, 1968, с. 188).

Фокальную зону можно представить в виде наклонного пластообразного тела, мощность которого меняется по простиранию и с глубиной. В различных частях «переходных зон» она колеблется от 50 до 200 км, иногда уменьшаясь до 25 км (Сайкс, 1970).

В пределах фокальных зон сосредоточена преобладающая часть мелкофокусных, почти все промежуточные и глубокофокусные землетрясения планеты. Но распределение очагов очень неравномерно, иногда они группируются в отдельные гнезда. Это приводит некоторых исследователей к отрицанию существования фокальных зон (Пущаровский, 1972а), с чем трудно согласиться. То, что гипоцентры современных землетрясений не всегда дают возможность наметить непрерывную поверхность, вполне объяснимо, если учесть, во-первых, кратковременность проведенных наблюдений и, во-вторых, различие в физических свойствах верхней мантии на участках пересечения фокальных зон астеносферными слоями.

Наибольшее количество очагов землетрясений концентрируется в верхней части фокальной зоны до глубины 50—70 км (проекция гипоцентров приходится на внешний склон островной дуги или внутренний склон желоба). Сгущения очагов глубокофокусных землетрясений образуют зоны сравнительно малой протяженности; эпицентры этих землетрясений приходятся на области окраинных морей. Землетрясения с промежуточной глубиной очага тесно связаны с мелкофокусными (Ритсема, 1972). Пример Курило-Камчатской зоны показывает, что наименьшая активность фокальной зоны (или ее перерывы) установлена на глубинах, соответствующих положению астеносферных слоев (Тараканов, 1972).

Анализ механизмов очагов землетрясений позволяет определить направление напряжений, вызывающих эти землетрясения и, таким образом, выделить структуры, созданные в результате сжатия и растяжения, а также установить направление перемещения блоков земной коры. В осевой зоне срединно-океанических хребтов преобладают напряжения растяжения (рис. 35), а в «переходной зоне» — сжатия (Введенская, 1960; Балакина и др., 1967; Сайкс, 1972; Ритсема, 1972). В очагах землетрясений Тихоокеанского пояса резко преобладают напряжения почти горизонтального сжатия вкрест простирания островных дуг. Наклон поверхности наибольших касательных напряжений (плоскостей скалывания) изменяется с глубиной. В очагах землетрясений на глубине 20—100 км плоскости скалывания наклонены под углами $20-45^\circ$ к горизонту в соответствии с наклоном сейсмофокальной зоны, а на глубинах 300—650 км угол наклона свыше $46-60^\circ$ (Кропоткин,

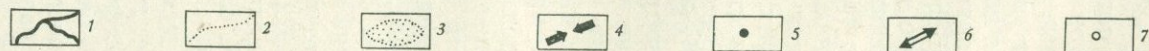
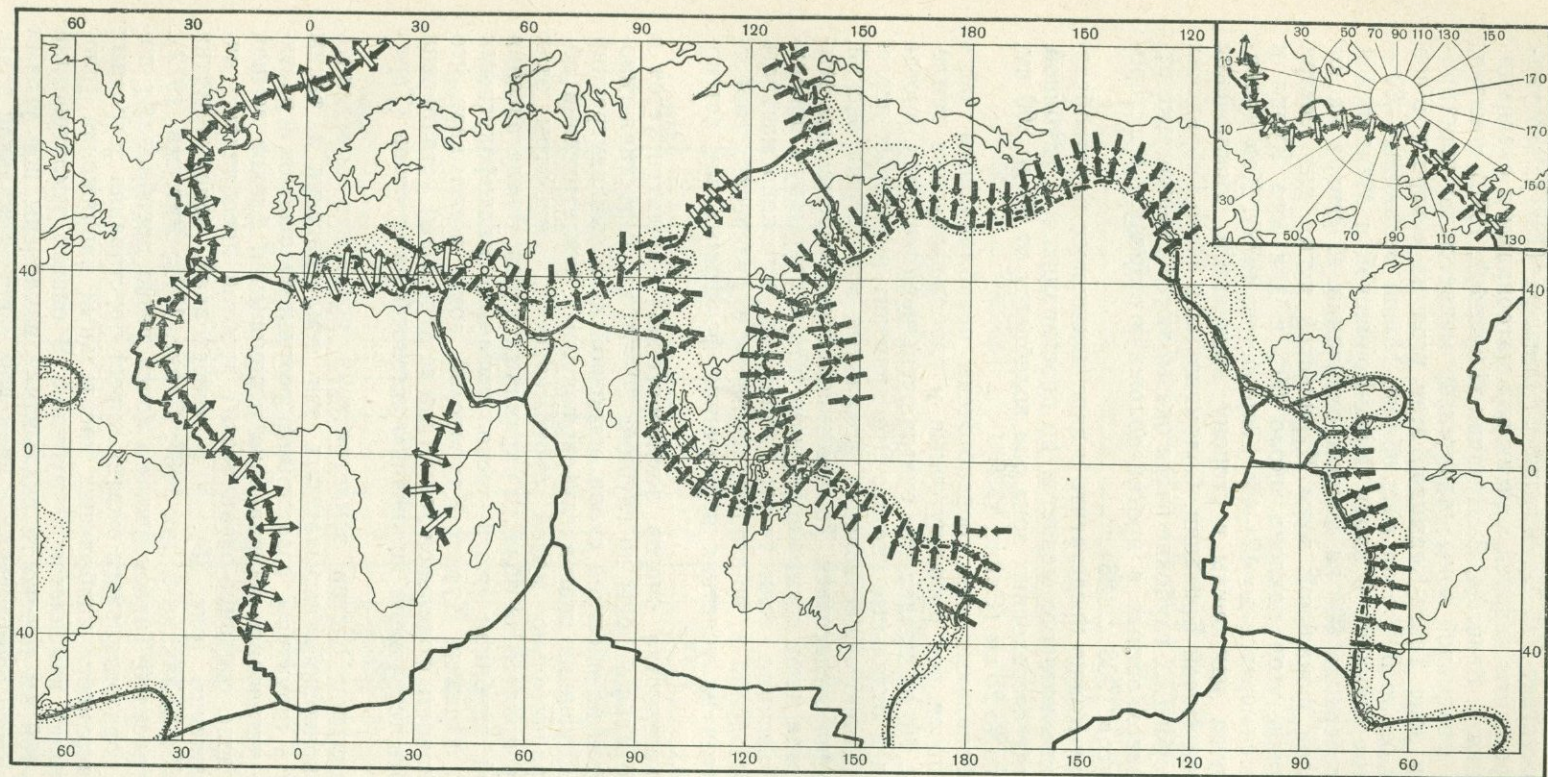


Рис. 35. Ориентация главных осей напряжений в очагах землетрясений по Л. М. Балакиной и др. (Кропоткин, 1973)

- 1 — границы литосферных плит;
- 2 — границы пояса кайнозойской (альпийской) складчатости и активных неотектонических дислокаций;
- 3 — зоны формирования структур сжатия;

- 4 — оси наибольшего сжатия в очагах землетрясений, ориентированные горизонтально или с наклоном менее 45°;
- 5 — оси наибольшего сжатия, ориентированные вертикально или с наклоном более 45°;

- 6 — оси наибольшего растяжения, ориентированные горизонтально или с наклоном менее 45°;
- 7 — оси наибольшего растяжения, ориентированные вертикально или с наклоном более 45°;

Шахварстова, 1965). Это явление наблюдается практически повсеместно. И для района Японских островов, как отмечает М. Исикава (1972), наклон осей сжатия закономерно изменяется с возрастанием глубины очага: для землетрясений, происходящих в коре, оси сжатия горизонтальны, но в верхах мантии, располагаясь примерно перпендикулярно фокальной зоне, они полого падают от о. Хонсю в сторону океана. Оси сжатия глубоких землетрясений субпараллельны фокальной зоне.

Исследование сейсмичности океанов имеет важное значение для анализа напряжений в земной коре и верхней мантии. Каждое новое землетрясение несет новую информацию о строении глубоких горизонтов планеты.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКЕАНИЧЕСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как и в геологии континентов, основой наших представлений о глубинном строении земной коры океанов являются результаты сейсмических зондирований по методу преломленных волн (ГСЗ) или для ее верхней части — по методу отраженных волн (МОВ). Сейсмическими исследованиями установлена субгоризонтально слоистая структура земной коры. Глубинное сейсмическое зондирование, выполненное в океанах с 1950 г., дало важную информацию о глубоких горизонтах коры и верхней мантии. С помощью зондирований МОВ, особенно с применением созданной Дж. Юингом методики непрерывного профилирования, были получены надежные представления о строении и мощности верхнего — осадочного слоя ложа океанов (Косминская и др., 1963; Непрочнов, 1971; Юинг, 1972; Шор, Райт, 1972). В указанных публикациях, а также в работах А. Г. Гайнанова, Р. Е. Деменицкой и других геофизиков изложены важнейшие результаты сейсмических исследований. Однако различия в методах проведения сейсмических работ и способах интерпретации полученных данных часто затрудняют сопоставление этих результатов и построение общих моделей.

Уже первый профиль ГСЗ в Атлантике показал, что мощность коры глубоководной части океана составляет около $\frac{1}{3}$ мощности коры на континенте; позднее это было подтверждено данными по всем океанам. Предлагая сейсмическую модель Атлантического океана, Дж. Юинг (1972) сформулировал общие результаты многолетних сейсмических исследований. Он выделил три основных слоя, перекрывающих мантию.

Слой 1 (осадочный) с сейсмической скоростью 1,5—3,0 км/сек имеет прерывистое распространение. Его максимальная мощность (1—2,5 км) установлена вблизи подошвы материкового склона и минимальная (до 200 м) — на склонах Срединно-Атлантического хребта. В гребневой зоне хребта «...в полосе шириной 100—200 км осадочный покров по существу отсутствует даже в районах с высокой биопродуктивностью» (Юинг, 1972, с. 179). Внутри осадочного слоя глубоководных впадин часто наблюдаются разделяющие его «акустически непрозрачные» горизонты.

Слой 2 («вулканический» слой, или «фундамент», по терминологии Дж. Юинга) распространен повсеместно. Он обладает сейсмической скоростью 4,5—5,5 км/сек и средней мощностью 1,5 км. С помощью МОВ изучена поверхность этого слоя — ей свойственны неровности как регионального (шириной 90—50 км), так и локального масштаба.

Слой 3 («базальтовый», или «океанический», по Дж. Юингу) наиболее мощный и выдержанный по сейсмическим характеристикам — 80% значений скорости для этого слоя в Атлантике приходится на интервал 6,5—7,1 км/сек. Его средняя мощность около 5 км. «За исключением

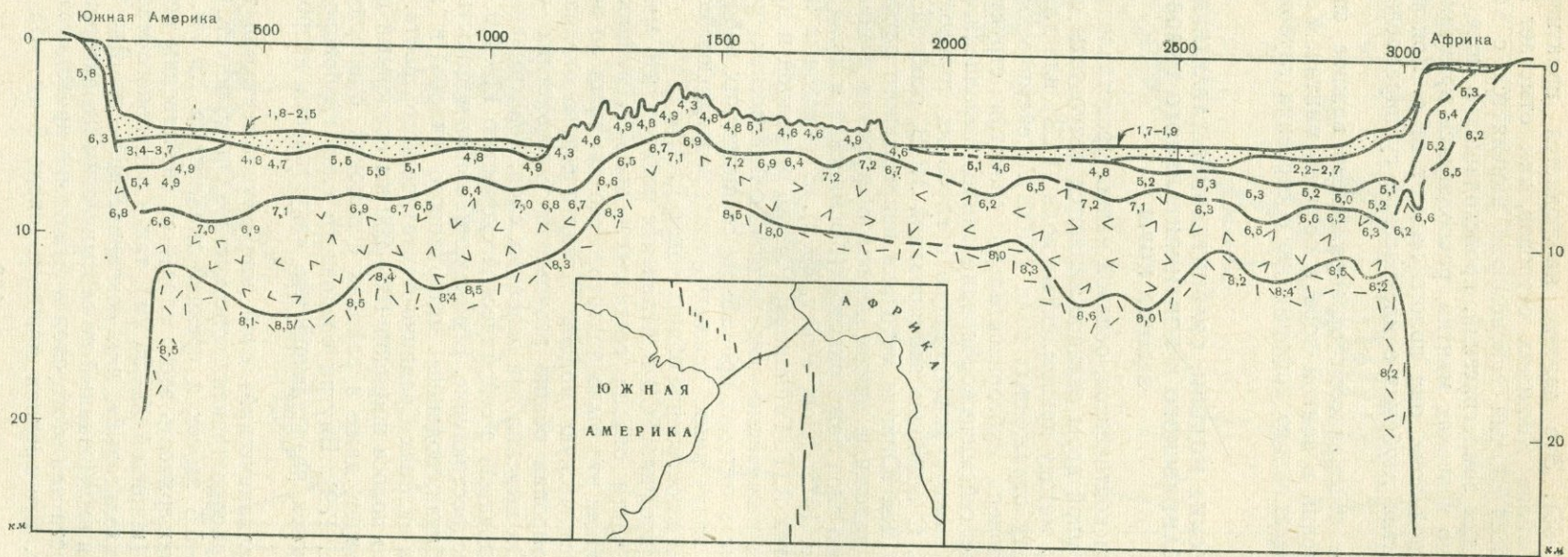


Рис. 36. Сейсмический профиль через экваториальную Атлантику. Цифры — сейсмические скорости, км/сек (Leyden, Sheridan, Ewing, 1968)

Срединно-Атлантического хребта в остальных районах наблюдается тенденция к совпадению увеличения мощности океанического слоя с топографическими высотами дна океана... Океанический слой выклинивается в верхней части склона Срединно-Атлантического хребта и как бы сливается с мантией в зоне гребня, где обнаружены промежуточные значения скорости волн» (Юинг, 1972, с. 176).

Граничная скорость на поверхности Мохоровичича в Атлантике имеет среднее значение около 8,0 км/сек, изменяясь от 7,7 до 8,3 км/сек. Для Срединно-Атлантического хребта Дж. Юинг отмечает видимое отсутствие границы Мохоровичича в зоне гребня, а на месте «океанического» слоя он выделяет мощный слой с промежуточной скоростью сейсмических волн около 7,5 км/сек. В среднем глубина залегания поверхности Мохоровичича в Атлантическом океане 12 км, лишь в районе срединного хребта скорости упругих волн, относимые к мантии, зарегистрированы на глубинах 9—10 км (рис. 36).

В 1969 г. Дж. Шор и Р. Райтт (1972) обобщили материалы ГСЗ, выполненного Океанографическим институтом Скриппса (США) в Тихом и Индийском океанах для всех станций, где глубина океана превышала 2000 м. Они предложили характеризовать слои земной коры не по средним, как это обычно делается (Raitt, 1963), а по «медианным» значениям скоростей распространения упругих волн (рис. 37, табл. 16), что позволяет избежать ошибок осреднения при включении в анализ экстремальных данных по срединно-океаническим хребтам, желобам и т. п.

Таблица 16. Параметры коры ложа Индийского и Тихого океанов (по Дж. Шору, Р. Райтту, 1972, с изменениями)

Слой	Мощность (медианное значение), км	Скорость преломленных волн, км/сек	
		Интервал определений	Медианное значение
Первый (осадочный)	0,3	1,5—3,4	Около 5,1
Второй («вулканический»)	1,4	3,4—6,0	
Третий («океанический», или «базальтовый»)	4,7	—	6,8

В Тихом океане, как и в Атлантическом, отмечается увеличение мощностей осадочного слоя на окраинах океанических впадин, прилегающих к континентам. Во внутренних частях впадин наблюдается увеличение мощности первого слоя вблизи экватора в зонах высокой биологической продуктивности и карбонатного осадконакопления (см. гл. II). Дж. Шор и Р. Райтт обращают внимание на большой разброс значений мощности слоя 2, причем, иногда «данные профилирования отраженными волнами позволяют выделить во втором слое... явные внутренние границы, соответствующие горизонтам более древних осадков» (Шор, Райтт, 1972, с. 182). Слой 3 и здесь обладает наиболее постоянной сейсмической скоростью. Его мощность изменяется от 2,4 до 7,5 км; повышенная мощность установлена под глубоководными желобами, в районах островных дуг и океанических хребтов (Гавайи). Общее представление о строении коры Тихого океана дает профиль от Японского желоба до Гватемальского побережья (рис. 38).

В Индийском океане А. А. Шрейдер и Е. Н. Исаев (1971) выделили четыре группы скоростей продольных сейсмических волн, характерных для различных слоев (км/сек): осадочный—2,0—2,2; «второй» слой—4,9—5,5, причем установлены два модальных значения 5,0 и 5,4; «базальтовый» («океанический») слой—5,9—6,0. Для мантии типична граничная скорость 8,0—8,2 км/сек с дополнительной модой 7,8 км/сек.

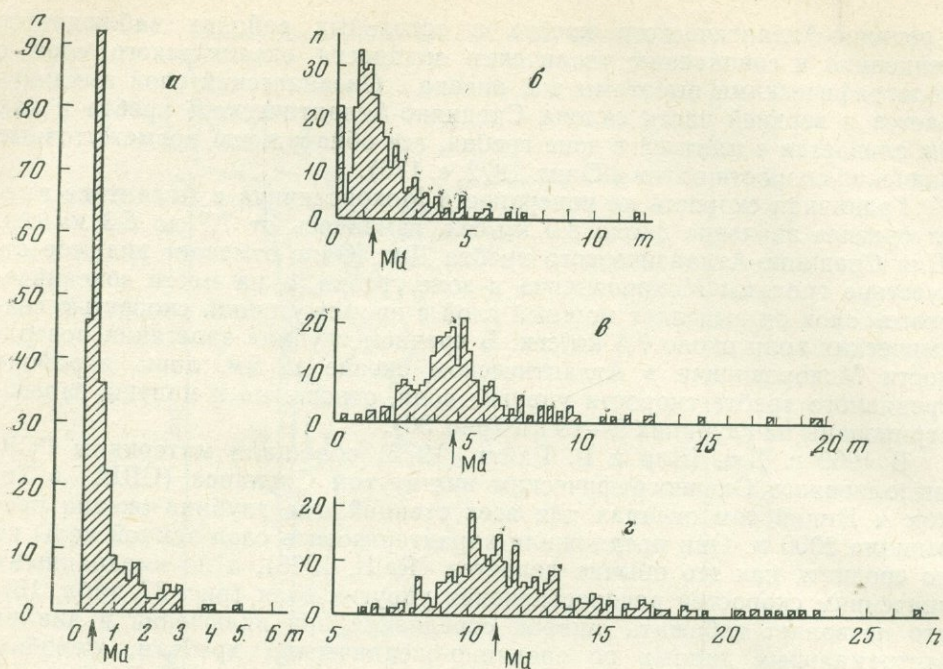


Рис. 37. Гистограммы мощностей осадочного (а), «второго» (б) и «базальтового» (в) слоев; глубины границы Мохоровичича (г) для Тихого и Индийского океанов (по материалам Дж. Шора, Р. Райтта, 1972)

m — мощность, км; h — глубина границы Мохоровичича от уровня океана; n — число измерений; Md — медиана

В результате статистической обработки мощностей отдельных слоев указанными авторами установлено: осадочный слой имеет мощность 0,2—0,4 км; наименее выдержанный «второй» слой — 1,2—1,4 км (главная мода), 0,8—1,0 и 2,0—2,2 км (дополнительные моды); «базальтовому» слою свойственны две моды (4,5 и 5,5 км). На основании этих данных построен типичный для Индийского океана разрез земной коры (табл. 17). Наблюдаемые отклонения в скоростях распространения упругих волн и в мощностях отдельных слоев характерны лишь для океанических хребтов.

По мере накопления сейсмической информации появилась возможность выделить районы с аномальным строением земной коры и верхней мантии. Уже в 1962 г. К. Кук (Скок, 1962) выделил ряд районов с

Таблица 17. Осредненные разрезы земной коры океанов (по А. Шрейдеру, Е. Исаеву, 1974)

Слой	Для всех океанов		Индийский океан		Атлантический океан	
	1	2	1	2	1	2
Вода	1,5	4,9	1,5	4,6	1,5	4,6
1	2,5	0,7	2,0—2,2	0,3	1,8	0,6
1а	—	—	—	—	3,9	1,2
2	5,07	1,7	5,4	1,3	4,7	1,3
3	6,69	4,2	6,85	4,5	6,8	4,3
Мантия	8,13	—	8,1	—	8,0	—

Примечание. 1 — скорость, км/сек; 2 — мощность слоя, км.

аномально низкими значениями скоростей распространения упругих волн (7,3—7,7 км/сек) в основании разрезов земной коры. Таковы районы срединно-океанических хребтов и их продолжения на континентах (Восточная Африка—Красное море, Калифорнийское побережье Северной Америки), а также отдельные участки островных дуг. В одних случаях аномальный слой подстилается мантией с обычной скоростью 8,1 км/сек, причем иногда на очень больших глубинах, в других — подошву слоя с аномальными скоростями не удалось обнаружить. К. Кук предложил интерпретировать этот слой как смесь коры и мантии, появляющуюся в тектонически активных районах. Позднее слой с сейсмической скоростью 7,3—7,7 км/сек был установлен во многих районах земного шара, в том числе и на континентах.

Изменения физических свойств верхней мантии, выражающиеся в вариациях сейсмических скоростей от 7,4 до 8,7 км/сек, в разных направлениях были установлены и в области абиссальных равнин северо-восточной и приэкваториальной частей Тихого океана. Х. Хесс (Hess, 1965) предполагает, что эта анизотропия отражает характер напряжений в литосфере, связанных с горизонтальным перемещением плит.

Выборку сейсмических данных об аномальном строении коры океанов представил А. П. Милашин (1971). Он предложил выделить четыре подтипа океанической коры (табл. 18), из которых аномальными следует считать «атлантический», «гавайский» и «сейшельский».

Таблица 18. Подтипы земной коры ложа океана
(по А. П. Милашину, 1971)

Слой	Подтип							
	атлантический		тихоокеанский		гавайский		сейшельский	
	1	2	1	2	1	2	1	2
1	1,6—4,0	1,4	1,7—4,2	1,2	—	—	1,7—3,8	0,9
2	—	—	3,9—6,0	2,3	4,2—5,2	1,9	4,2—6,2	5,7
3	6,3—7,2	5,2	6,2—7,3	5,1	6,2—6,5 6,5—7,5	3,0 2,1	—	—
Мантия	7,6		7,5		7,8		7,8	

Примечание: 1 — сейсмическая скорость, км/сек; 2 — мощность, км.

Приведенные данные свидетельствуют о существенном разнообразии сейсмических параметров коры океанического ложа. Это позволяет строить различные сейсмические модели ее структуры, а в комплексе с гравиметрическими данными наметить различающиеся множества типов и подтипов коры. Предложенное впервые Б. Гутенбергом (1934) разделение земной коры на два типа — континентальный и океанический — общепринято. Однако современным данным более отвечает предложение И. П. Косминской (1963). На основе соотношения главных слоев (осадочного, «гранитного» и «базальтового») она выделила четыре типа земной коры: континентальный, океанический, субокеанический и субконтинентальный (табл. 19). Первые два типа имеют преобладающее распространение на земном шаре. Континентальный тип свойствен материковой суше (мощность коры 30—80 км) и мелководным участкам континентальных морей (20—35 км); океанический — «океаническим плато» (10—15 км) и океаническим валам (10—20 км); субокеанический — котловинам внутренних и окраинных морей (10—40 км) и субконтинентальный — островным дугам (15—25 км).

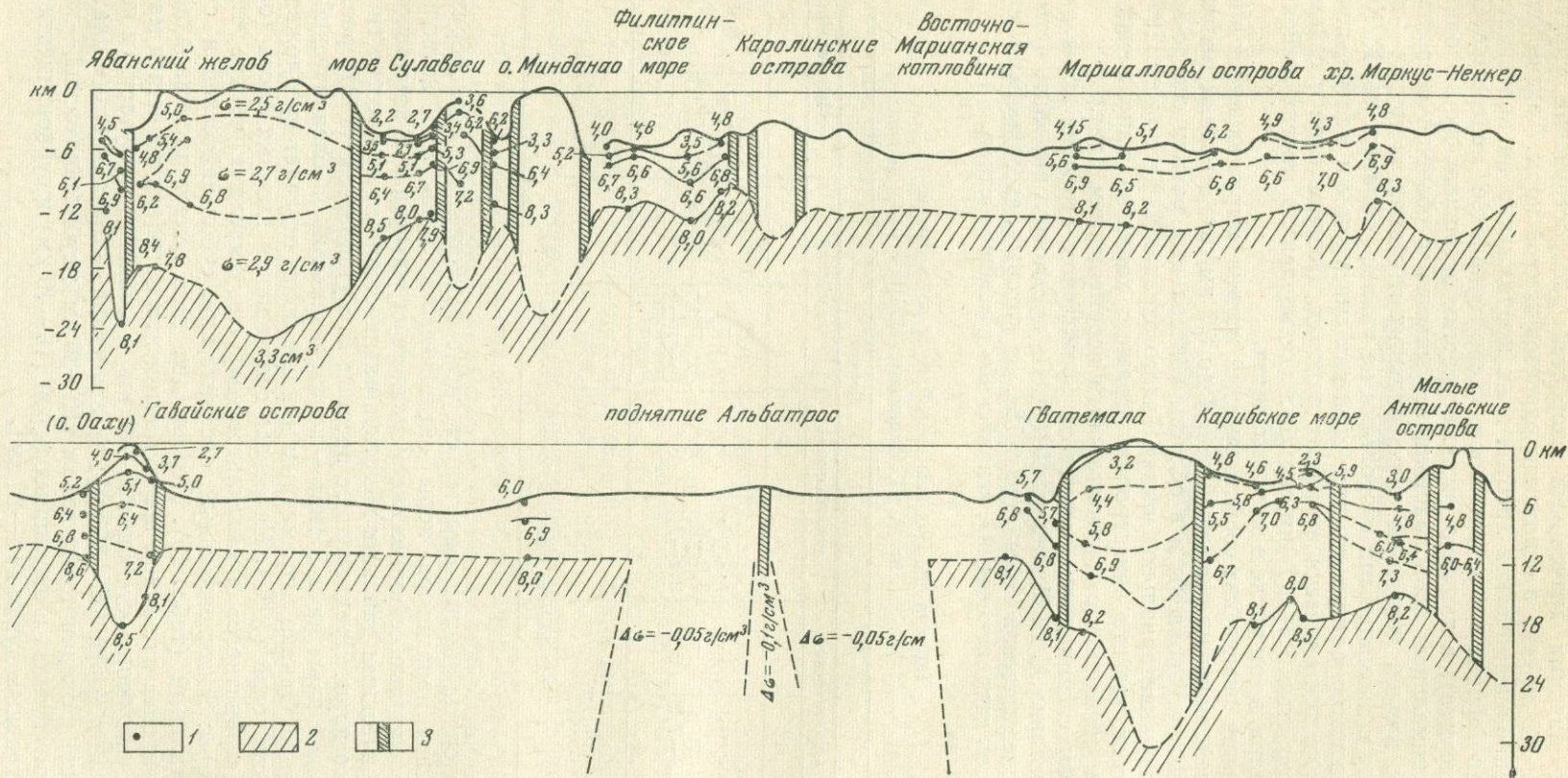


Рис. 38. Сейсмический профиль через Тихий океан (по А. Г. Гайнанову, П. А. Строеву, В. В. Федынскому, 1974)

1 — граница слоя земной коры и измеренные значения скорости продольных сейсмических волн; 2 — кровля верхней мантии; 3 — участок детальной интерпретации гравиметрических данных; σ — средняя плотность пород слоя; $\Delta\sigma$ — величина разуплотнения пород слоя

Таблица 19. Структура земной коры по сейсмическим данным
(по И. П. Косминской, 1963)

Элемент структуры коры (в скобках скорость, км/сек)	Тип коры			
	континентальный	океанический	субконтинентальный	субокеанический
Осадочный слой (до 5)	±	±	++	} «Гранитно-базальтовый» слой
«Гранитный» слой (около 6)	++	—	—	
«Базальтовый» слой (6,5—7,0)	+	++	+	
Поверхность Мохоровичича (около 8)	+	+	+	

Примечания: ++ главный слой, определяющий скоростной состав коры данного типа; + слой присутствует; — слой отсутствует; ± слой присутствует не всегда.

Учитывая мощность земной коры, скорость распространения продольных сейсмических волн в кровле мантии, мощность осадков и глубину океана, а также характер тектонической активности, Д. Н. Брюн (1972) предложил выделить подтипы внутри континентального и океанического типов. В континентальном типе он выделяет:

	Мощность, км	Скорость распространения волн на границе Мохоровичича, км/сек
Стабильные «щиты»	35	8,3
«Платформы»	38	8,2
«Активизированные платформы»	30	7,8
Альпийские пояса	55	8,0
Большие островные дуги	30	7,4—7,8

Океанический тип коры Д. Н. Брюн разделил на два подтипа: «океанических впадин» и «срединно-океанических хребтов» с мощностью и скоростью распространения волн на границе Мохоровичича соответственно 11 км, 10 км и 8,1—8,2 км/сек, 7,4—7,6 км/сек.

Любопытно соотношение слоев коры типичных областей земного шара, выявленное при анализе сейсмических данных по методу, предложенному Ч. Дрейком и Дж. Нэфом (1970). Все установленные сейсмические скорости они сгруппировали в четыре диапазона, показав их на диаграмме в соответствии с глубинами от поверхности Земли, на которых эти скорости встречаются (рис. 39), слой со скоростью ниже 4,5 км/сек не изображен. Левая часть диаграммы соответствует аномальным океаническим областям, правая — аномальным континентальным областям; в центральной части диаграммы располагаются «типичные» области. К последним отнесены океанические котловины, окраины континентов, орогенические пояса разного возраста и щиты древних платформ. Можно сделать следующие выводы: 1) структура земной коры от океанических котловин к молодым орогеническим поясам становится более изменчивой, а в направлении докембрийских щитов разнообразие уменьшается; 2) минимальная мощность земной коры заметно возрастает от океанических котловин к орогеническим поясам и уменьшается под щитами; 3) слой с сейсмической скоростью 6,5—7,2 км/сек, типичный для щитов, более неоднороден в области орогенических поясов, а слой со скоростями 7,2—7,7 км/сек, отсутствующий под океаническими котловинами и щитами, наиболее разнообразен под оро-

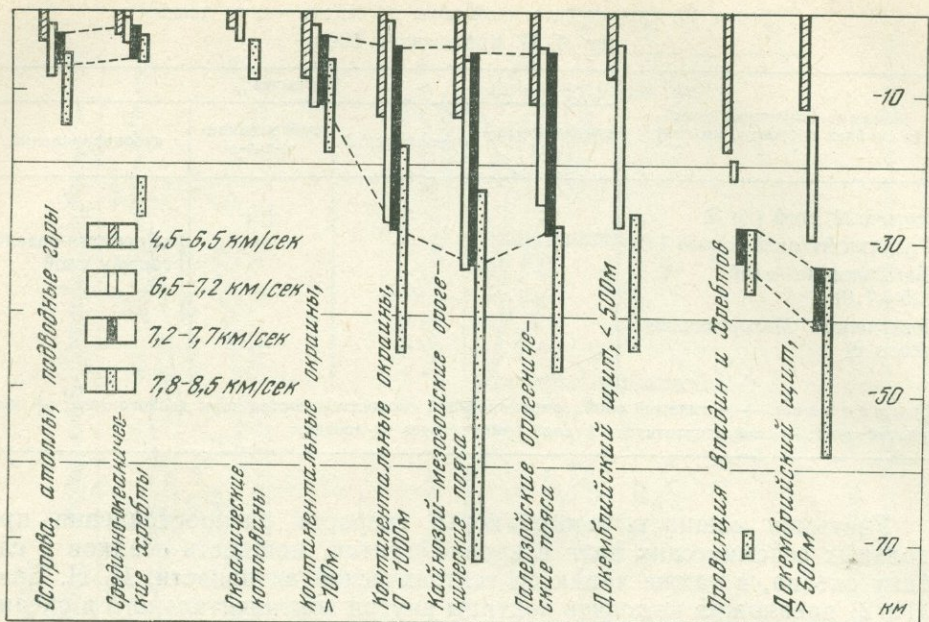


Рис. 39. Обобщение данных по сейсмическим скоростям свыше 4,5 км/сек в различных типах структурных областей (Дрейк, Нэф, 1970)

геническими зонами. По мнению Ч. Дрейка и Дж. Нэфа, установленные соотношения могут свидетельствовать в пользу представлений о преобразовании океанических областей в континентальные под воздействием орогенических процессов, в ходе которых к слою со скоростями 4,5—6,5 км/сек добавляется материал за счет осадконакопления, вулканизма, метаморфизма и гранитизации и преобразуется в слой со скоростями 6,5—7,2 км/сек.

Резюмируя результаты сейсмических исследований, можно с большей долей упрощения сказать, что «нормальная» океаническая кора, характерная для наиболее обширных пространств ложа Мирового океана, которые часто называют океаническими платформами (талассократонами), обладает следующими параметрами. Под слоем воды мощностью более 3 км залегает первый (осадочный) слой со скоростью распространения продольных сейсмических волн 1,8—4,3 км/сек. Его мощность колеблется от 0,1 до 1 км и лишь в редких случаях достигает больших величин. Второй слой («вулканический») отличается скоростью распространения сейсмических волн 4,7—5,5 км/сек и имеет мощность от 1 до 2,5 км. Ниже следует «третий» («океанический», или «базальтовый») слой со скоростью распространения сейсмических волн 6,5—7,7 км/сек; его мощность 4—5 км. Он является общим для континентов и океанов. «Базальтовый» слой ограничен поверхностью Мохоровичича, которая выделяется по скачкообразному увеличению скорости распространения продольных волн до 7,9—8,1 км/сек.

Таким образом, общая мощность «нормальной» океанической коры 5—10 км. Ее сравнение с «нормальной» континентальной корой (в качестве таковой может быть принята кора континентальных платформ) указывает, что последняя отличается присутствием под осадочным слоем «гранитного», или точнее «гранитно-метаморфического», слоя со скоростями распространения продольных волн от 5,5 до 6,5 км/сек и мощностью 15—20 км. По сравнению с океанической корой в коре континентального типа существенно увеличивается мощность «базальтового» слоя. Вместе с появлением «гранитно-метаморфического» слоя и увели-

чением мощности «базальтового» слоя общая мощность «нормальной» континентальной коры достигает 30—40 км, т. е. в 4—6 раз превышает мощность коры океанической.

Нами приведены средние значения мощности коры. В океане в областях вулканических поднятий ее мощность увеличивается до 15 км, а в отдельных случаях (Гавайское поднятие) до 23 км и наоборот уменьшается до 3—5 км в осевых частях срединно-океанических хребтов главным образом за счет выклинивания осадочного и «базальтового» слоев. Подобные же изменения отмечаются и в мощностях континентальной коры — мощность ее увеличивается до 60—70 км в прото- и дейтероорогенных поясах и уменьшается главным образом за счет сокращения мощности «гранитно-метаморфического» слоя во внешних зонах шельфа и на континентальном склоне.

ФОРМЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геофизические исследования дают возможность проанализировать соотношения между континентальным и океаническим типами земной коры, но вопросы перехода одного типа коры в другой, несмотря на большие усилия исследователей многих стран (Белоусов, 1968; Косминская и др., 1963; Уэрзел, 1970; Дрейк, Юинг, Стокард, 1970; и др.), продолжают оставаться недостаточно изученными. По заключению В. В. Белоусова и И. П. Косминской (1970, с. 17), «...мы сейчас еще не имеем надежных данных относительно того, как изменяются скорости на самом рубеже между континентальной и океанической корой. Нет также и точных данных об условиях смены слоев материковой коры слоями коры океанической». По-видимому, дело здесь не только в сложности и многообразии соотношений типов земной коры в «зонах перехода», но и в методических трудностях при проведении сейсмических экспериментов, связанных с резкими колебаниями глубин и сейсмических скоростей. Тем не менее имеющиеся данные позволяют в общих чертах наметить основные формы сочленения главных типов земной коры. Наиболее полно этот вопрос рассмотрен В. В. Белоусовым (1968). Им выделено три типа перехода от океанов к материкам, на основе которых позднее были сформулированы представления о сочленениях атлантического и тихоокеанского типов (Белоусов, Косминская, 1970).

Первый тип перехода соответствует сочленению материков с глубоководной океанической котловиной через шельф и материковый склон. По сейсмическим данным здесь наблюдается резкое увеличение мощности коры от океана к материку. При этом «... в строении океанической коры как будто сохраняется средняя часть («базальтовый» слой.— К. Б. и Б. Ч.) материковой коры, тогда как верхняя и нижняя¹ ее части редуцируются или вовсе исчезают» (Белоусов, 1968, с. 175). Предполагается ступенчатое нарастание мощности коры. Так, в районе Калифорнии это нарастание выражается следующим изменением глубин до поверхности Мохоровичича (км): в океане — 13—15, на шельфе — 20, в береговой зоне Сьерра-Невады — 33—40; такое изменение отмечается на расстоянии около 200 км.

Второй тип перехода выделен для случаев сочленения материков и островных дуг с океаническими впадинами через глубоководный желоб. На участке между желобом и сушей мощность коры резко меняется.

¹ Под слоем, залегающим ниже «базальтового», В. В. Белоусов в соответствии с представлениями Дж. Уэрзела, подразумевает слой с сейсмической скоростью 7,0—7,3 км/сек, который появляется в основании континентальной коры в «зонах перехода».

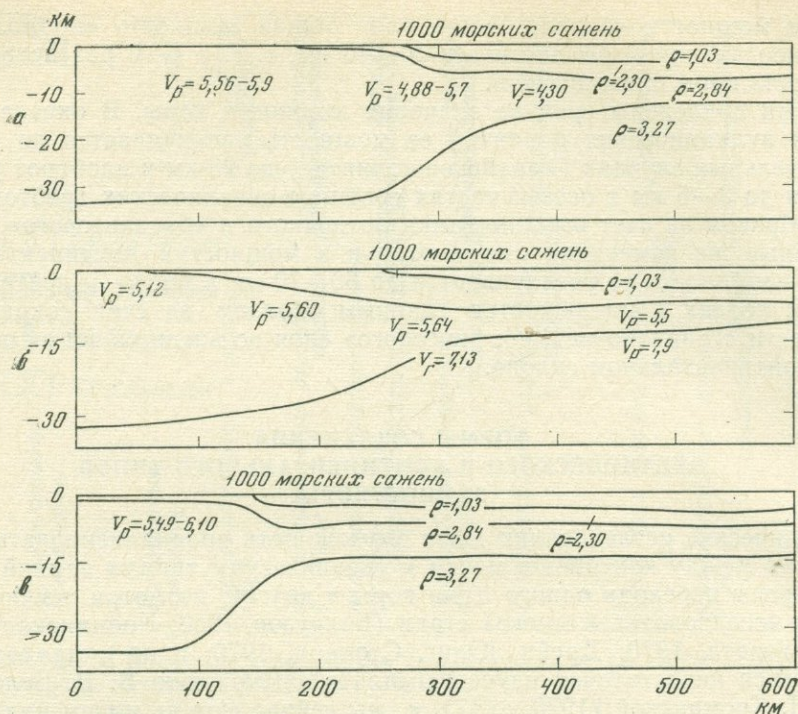


Рис. 40. Схематические профили восточной континентальной окраины Северной Америки (по материалам Дж. Уэрзела, 1970)

а — от Вудс — Хола; б — от мыса Кейп-Мей; в — от мыса Хаттерас: ρ — плотность вещества, г/см³; V_p и V_r — сейсмическая скорость, км/сек

Если под внешним склоном желоба кора типично океаническая, то уже в его осевой части ее мощность увеличивается в полтора раза. Дальнейшее увеличение мощности происходит на внутреннем склоне желоба (у Курило-Камчатского желоба расстояние до поверхности Мохоровичича достигает 36 км) и на окраине островной дуги.

Третий тип характеризуется развитием площадей субконтинентальной и субокеанической коры. Первая из них свойственна погруженным окраинам континентов и островным дугам, вторая — глубоководным котловинам окраинных морей.

Предложенная классификация дает общее представление о характере сочленения материков и океанов. Рассмотрим некоторые детали глубинного строения областей, где сближаются блоки земной коры с «нормальным» континентальным и «нормальным» океаническим строением.

Морфологически наиболее просто выраженные окраины (абиссальная котловина — материковый склон — шельф) присущи преимущественно Атлантическому, большей части Индийского, а также Северному Ледовитому океанам. В Тихом океане к этому типу окраин относится лишь антарктическое побережье. Наиболее изучена атлантическая прибрежная зона Северной Америки. Ж. Уэрзел и Г. Шуберт по материалам сейсмических и гравиметрических исследований восточного побережья США (Уэрзел, 1970) построили серию разрезов земной коры (рис. 40). Несмотря на большую схематичность, эти профили наглядно показывают, что мощность коры увеличивается от 10—12 км в океане до 30—35 км под континентом. Наблюдаются вариации градиентов мощности отдельных слоев и коры в целом: наиболее резко меняется мощность коры на профилях в районе мыса Гаттерас, а самое плавное изменение устанавливается в районе п-ова Кейп-Мей.

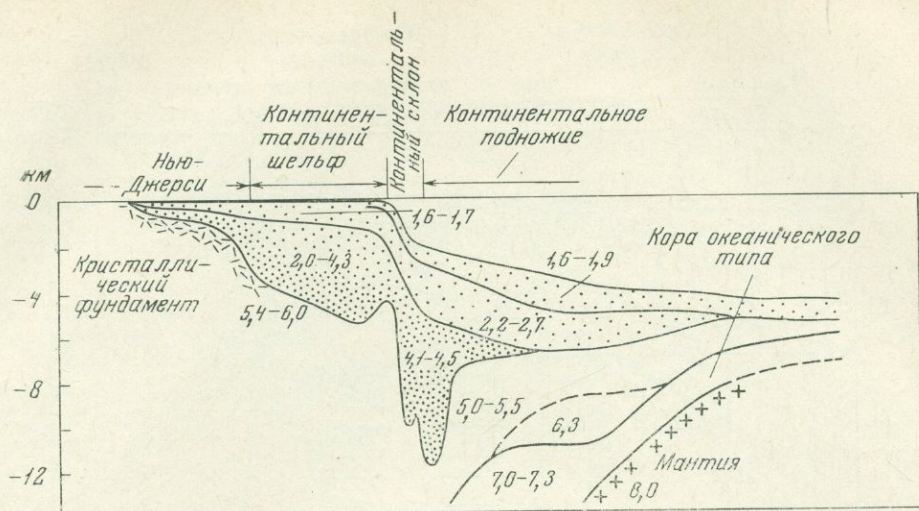


Рис. 41. Сейсмический профиль через континентальную окраину США восточнее мыса Кейп-Мей, Нью-Джерси (Дрейк, Кинг, Стюард, 1970)

Цифры — сейсмические скорости, км/сек; точками показаны осадочные слои разной плотности

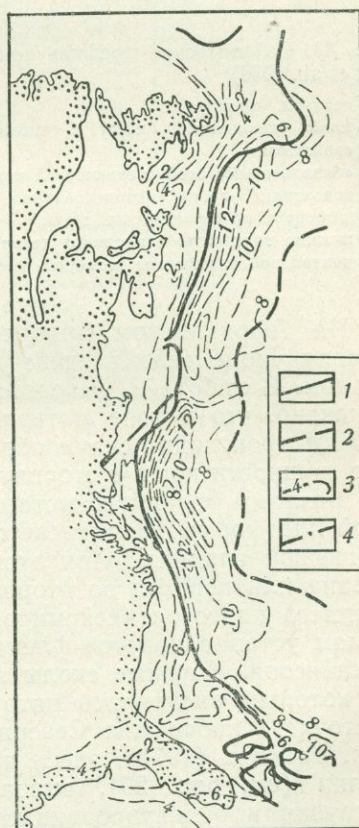


Рис. 42. Распределение мощностей осадков мезозоя и кайнозоя на атлантической подводной окраине Северо-Американского материка (Хаин, 1973)

1 — край шельфа; 2 — внешний край континентального поднятия; 3 — изопахты осадочного слоя; 4 — разломы

Ч. Дрейк и Дж. Юинг (1970) считают, что для континентальной окраины на востоке США наиболее характерен профиль с четко выраженным прогибом подошвы осадочного слоя, сложной конфигурацией поверхности слоя со скоростями распространения волн 5,0—5,5 км/сек и сложным чередованием слоев с различными скоростными свойствами на материковом склоне и его подножии (рис. 41). Увеличение мощности осадков с образованием желобоподобных структур намечается вдоль всей восточной окраины континента (Эмери, 1969) (рис. 42).

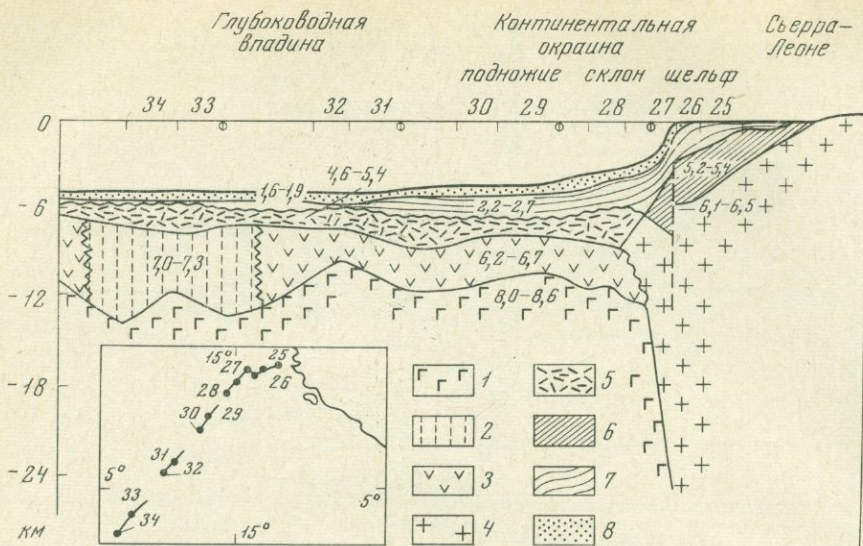


Рис. 43. Сейсмический профиль континентальной окраины Сьерра-Леоне (по R. Sheridan et al., 1969)

- | | |
|---|---|
| <p>1 — верхняя мантия;
 2 — слой океанической коры с аномальными свойствами;
 3 — «базальтовый» слой океанической коры;
 4 — консолидированная континентальная кора;
 5 — второй» слой океанической коры;
 6 — нижние горизонты осадочного чехла континентальной платформы (кембрий-девон);</p> | <p>7 — нижний горизонт осадочного слоя океанической коры и верхний слой осадочного чехла на континенте (мел);
 8 — рыхлые осадки.
 Цифры — сейсмические скорости, км/сек.
 На врезке — положение профиля и номера станций</p> |
|---|---|

На Африканском побережье Атлантики в районе края шельфа Сьерра-Леоне сейсмические данные позволяют предполагать крупный разлом. В работе Р. Шеридана и его соавторов (Sheridan et al., 1969) показано, что в зоне материкового склона на расстоянии менее чем 100 км происходит скачкообразное — более чем трехкратное — увеличение мощности коры в сторону континента (рис. 43). По предполагаемому разлому «гранитно-метаморфический» слой фундамента Африканской платформы соприкасается со вторым и третьим слоями коры океанической впадины. При этом наблюдается выклинивание в сторону океана или переход во второй слой осадочных отложений нижнего — среднего палеозоя (сейсмическая скорость 5,2—5,4 км/сек). Над разломом устанавливается флексуобразный перегиб в отложениях мела и кайнозоя. Крупные сколы земной коры в зоне материкового склона, по которым внедрялись интрузивные породы, можно предполагать у восточного побережья Северной Америки. Как сообщили У. Джедс и Дж. Уоткинс (1970), здесь наблюдаются интенсивные магнитные аномалии (см. рис. 29), вызванные крутопадающими дайкообразными интрузиями, ориентированными вдоль материкового склона.

Приведенные примеры показывают, что даже наиболее просто выраженные в рельефе дна континентальные окраины имеют неоднородное строение и различные соотношения континентальной и океанической коры. Как справедливо заметил К. Эмери (1969, с. 10), «...даже типичная окраина материка ставит перед исследователями неожиданно сложные проблемы».

Еще более многообразны формы сочленения континентального и океанического типов земной коры там, где по периферии океана развиты системы окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов.

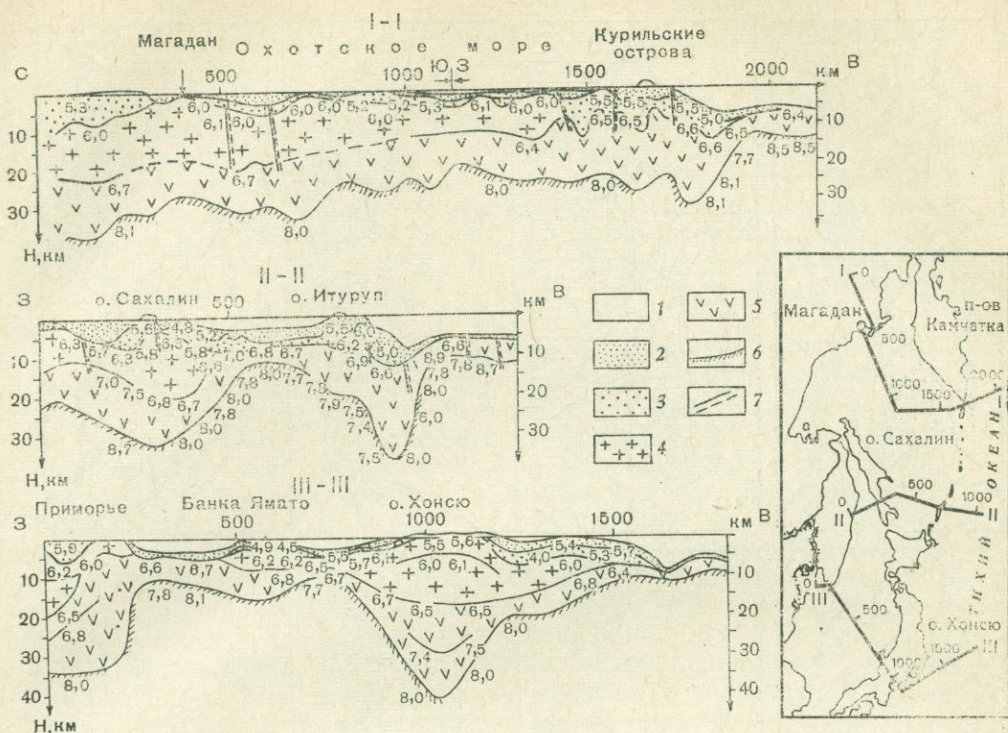


Рис. 44. Профили земной коры Японо-Курильского региона (по Э. Э. Фотиади, И. К. Туезову, 1972)

1 — 5 — слои земной коры:

1 — водный,

2 — осадочный, представленный предположительно кайнозойскими отложениями,

3 — то же, представленный мезозойскими отложениями,

4 — «гранитно-метаморфический»,

5 — «базальтовый»;

6 — поверхность Мохоровичича;

7 — глубинные разломы.

Цифры — значения граничных и средних (для кайнозоя) скоростей, км/сек

Классическими примерами таких районов являются окраины Тихого океана, примыкающие к Восточной Азии, районы Центральной Америки, а также северо-восточная периферия Индийского океана. Именно они чаще всего фигурируют в литературе под названием «зоны перехода» от континента к океану или рассматриваются как современные геосинклинальные системы. Их глубинное строение уже давно выделено в самостоятельную проблему, которой посвящена громадная литература (Косминская и др., 1963; «Строение земной коры...», 1964; Уэрзел, 1970; Фотиади, Туезов, 1972; и мн. др.). Земной коре этих областей наряду с общей тенденцией к уменьшению мощности в сторону океана свойственны резкие колебания толщины внутрикоровых слоев до их полного выклинивания или замещения слоями с иными физическими свойствами. Особенно подвержен изменениям «гранитно-метаморфический» слой. Его выклинивание приводит к тому, что перекрывающий «осадочный» слой залегает непосредственно на «базальтовом». Все это подчеркивает мозаичность строения земной коры окраинных зон тихоокеанского типа.

Морфология рассматриваемых зон была описана в гл. I. В наиболее общем виде по направлению от краевой части океанической впадины к материку она выражается следующим рядом: глубоководный желоб — островная гряда — глубоководная впадина окраинного моря — окраина шельфа или материковый склон — шельф. Такие соотношения наблюдаются вблизи северо-восточной окраины Азии, в районе Японского, Охотского и Берингова морей, где переходная зона исследована

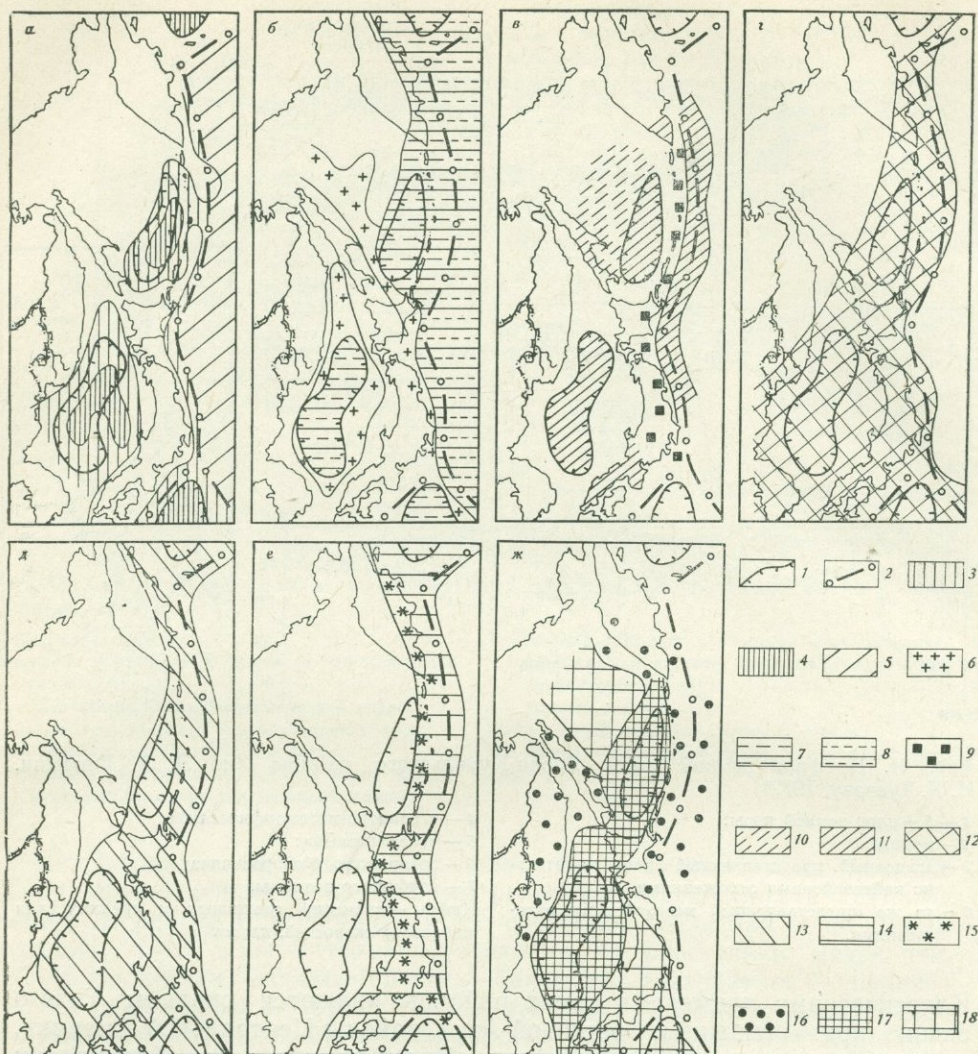


Рис. 45. Геофизические поля и глубинное строение Японо-Курильского региона (составлено по материалам Э. Э. Фотиади и И. К. Туезова, 1972)

- 1 — контур глубоководной впадины;
 2 — ось глубоководного желоба.
 Земная кора и ее параметры (а — ж):
 а — мощность земной коры (3—5):
 3 — 15—12 км,
 4 и 5 — менее 12 км (4 — в зоне перехода, 5 — в Тихом океане), незаштрихованное — более 20 км,
 5 — мощность «гранитно-метаморфического» слоя (6—8):
 6 — менее 8 км,
 7 и 8 — слой отсутствует (7 — в зоне перехода, 8 — в Тихом океане);
 в — плотность вещества верхней мантии, г/см³ (9—11):
 9 — менее 3,30—3,35,
 10 — равна 3,30—3,35,
 11 — более 3,30—3,35;
 г — проекция сейсмофокальной зоны на дневную поверхность (12);

- д — типы поля силы тяжести — протяженные линейные субпараллельные аномалии Δg (13) с большими амплитудами (100—200 мгл) и градиентами (1,0—1,6 мгл/км) на фоне изометричных и разноориентированных аномалий (незаштрихованное) с небольшими амплитудами и малыми градиентами;
 е — изостатическое состояние земной коры (14, 15):
 14 — зона значительного нарушения изостазии на фоне области с состоянием, близким к изостатическому равновесию (незаштриховано),
 15 — современные вулканы;
 ж — распределение теплового потока, мккал/см²/сек (16—18):
 16 — менее 1,2,
 17 — 1,2—2,0,
 18 — более 2,0

наиболее полно. Именно на примере Охотского региона были разработаны представления о промежуточных типах земной коры — субконтинентальном и субокеаническом (Косминская, 1963).

На основе материалов ГСЗ («Строение земной коры...», 1964) с использованием новых данных Э. Э. Фотиади и И. К. Туезов (1972) построили серию профилей через всю переходную зону (рис. 44), которые дают наглядное представление об изменении мощности слоев коры и их скоростных характеристик. Особенности строения коры, выраженные в геофизических полях, отображены на схематических картах (рис. 45). Основные результаты анализа строения земной коры Курило-Камчатской зоны и ее современного состояния, по Э. Э. Фотиади и И. К. Туезову, сводится к следующему.

1. Мозаичное чередование участков с различной мощностью коры характеризует сравнительно узкую протяженную зону, включающую желоба, островные гряды и глубоководные впадины Японского, Охотского и Берингова морей (см. рис. 45). В этой зоне уменьшается мощность «гранитно-метаморфического» слоя в сторону океана с выклиниванием под глубоководными впадинами и частично под Курильской грядой (рис. 45, б).

2. Близкие мощности коры характеризуют Сахалин, Японские острова и Приморье (рис. 45, а), тогда как в разделяющих их впадинах мощность коры уменьшается за счет сокращения мощности «гранитно-метаморфического» слоя или его выклинивания.

3. Неоднородность верхней мантии в «переходной зоне» выражается ее разуплотнением под островными грядами и уплотнением под желобами и глубоководными впадинами морей (рис. 45, в). На поверхности наблюдаются колебания граничной скорости сейсмических волн: пониженные скорости (менее 8,0 км/сек) свойственны районам Южно-Охотской впадины, Курильской островной гряде и частично восточному борту Курильского желоба; повышенные скорости (более 8,2 км/сек) наблюдаются в центральной части желоба, на севере о. Хоккайдо и на краю северного шельфа Японского моря.

4. Устанавливается нарушение изостазии, максимум которого падает на Восточную Камчатку, Курильскую островную дугу и Японские острова; с этой же зоной совпадает и зона интенсивного современного вулканизма (рис. 45, е).

5. Распределение теплового потока коррелируется с мощностью земной коры, причем намечается обратная зависимость — при увеличении мощности коры значения потока уменьшаются, что может указывать на мантийный источник тепла.

По мнению Э. Э. Фотиади и И. К. Туезова (1972, с. 19), приведенные данные свидетельствуют «...о специфическом состоянии различных глубин земной коры и верхней мантии, характерном для областей, испытывающих геосинклинальное развитие», и о том, что «... на кайнозойском этапе в зоне перехода происходит значительное преобразование континентальной коры в океаническую».

По-видимому, еще более сложное мозаичное строение коры и более многообразные формы перехода океанической коры в континентальную наблюдаются там, где ряд морфологических элементов переходной зоны усложнен (рис. 46) чередованием нескольких островных дуг и глубоководных впадин (Филиппинско-Марианский сектор) и где островные гряды причудливой конфигурации сочетаются с разветвляющимися желобами (восточная часть Индонезии, система островных гряд и желобов северо-восточнее о. Новая Гвинея). И наоборот, более простые соотношения блоков земной коры с различными типами строения имеют место в переходных зонах, представленных ограниченным набором морфологических элементов, например глубоководным желобом и материковым склоном. В этом случае окраина континента по особенностям геологи-

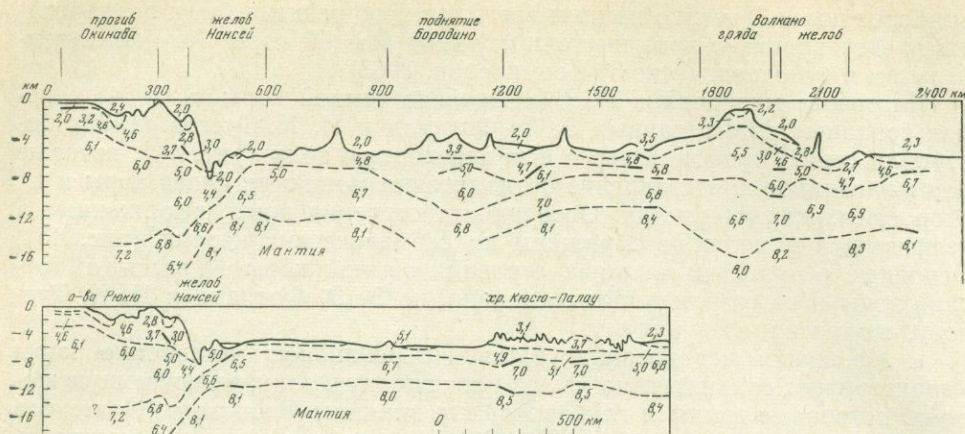


Рис. 46. Сейсмический профиль через Филиппинский бассейн (Mugauchi et al., 1968). Цифры — сейсмические скорости, км/сек

ческого строения часто отождествляется с острой грядой, «припаянной» к матерiku (Восточная Камчатка, Южная Аляска, западное побережье Южной Америки). Соотношения континентального и океанического типов коры здесь аналогичны наблюдаемому восточнее Японских островов (см. рис. 44). Сейсмические и гравиметрические схемы таких сочленений океанического и континентального блоков, составленные Дж. Уэрзелом (1970) и Д. Хейсом (1970), отличаются от аналогичных схем для Атлантических побережий лишь более сложной конфигурацией внутрикоровых и ограничивающих поверхностей (рис. 47).

К сказанному следует добавить, что наблюдается последовательная смена одних типов и «зон перехода» от океана к континенту другими. Сложно построенные окраинные зоны западной периферии Тихого океана (Филиппинско-Марианский сектор) по простиранию сменяются более простыми у северо-восточной Азии (Японско-Курильский сектор) и вдоль побережий Северной Америки и Южной Америки, а переход от системы островных дуг и желобов к зоне элементарно построенного материкового склона наблюдается в районе моря Скотия и антарктических морей Беллинсгаузена и Амундсена. Такие же переходы, выраженные и в морфоструктурах (см. гл. I), установлены на западе Атлантического океана. Отсюда следует, что все многообразие форм соотношений главных типов земной коры, наблюдающееся на границах океанов и континентов, составляет единую систему пограничных структур.

Анализ строения пограничных структур позволяет наметить последовательный ряд разновидностей форм сочленения континентальной и океанической коры. Наиболее сложное сочетание подтипов земной коры наблюдается на западе Тихого океана близ берегов Азии и Австралии (австрало-азиатский тип сочленения), а наименее сложное — близ берегов Африки, Северной и Южной Америки, Антарктиды, а также по периферии Северного Ледовитого океана (атлантический тип сочленения). Промежуточное положение в этом ряду занимают соотношения, наблюдаемые в районе Курильской островной дуги (курильский тип) и в районе западного побережья Южной Америки (андийский тип). По-видимому, намеченные типы сочленений не исчерпывают всех разновидностей соотношений континентальной и океанической коры. Например, в атлантическом типе строение сравнительно узкой (100—200 км) зоны позволяет наметить подтипы сочленений океанической и континентальной коры, происходящих либо путем сравнительно плавного перехода (см. рис. 40), либо по зонам разломов (см. рис. 43), сопровождающихся скач-

Вещественный состав геофизических слоев (опыт определения)

Трудно удовлетвориться разделением Земли и в том числе литосферы на концентрические оболочки, отличающиеся только по физическим свойствам (скоростям распространения упругих волн). Для понимания физико-химических и тектонических процессов, происходящих в недрах планеты, и установления истории ее развития необходимо знание состава горных пород, слагающих ее на больших глубинах. Переход от геофизической характеристики оболочек Земли к определению их вещественного состава сопряжен с большими трудностями. Для нижних частей земной коры и тем более для подкоровых слоев однозначно решить эту задачу сейчас нельзя. Она могла бы быть решена бурением сверхглубоких скважин. Однако такой наиболее легкий путь вряд ли будет скоро доступен, а в отношении глубинных геосфер он, очевидно, вообще невозможен. Между тем, как совершенно правильно отметил В. В. Белоусов («Природа...», 1971, с. 3), «человеческому уму не свойственно терпеливо ждать, пока развитие того или иного технического средства сделает решение задачи легким и общедоступным». Развитие науки невозможно без разработки гипотез, основанных на косвенных данных, аналогиях и умозаключениях. Именно в связи с этим история геологии является в то же время историей представлений о глубинном веществе Земли, его строении и происходящих в нем процессах, влияющих на внешнюю оболочку и создающих все многообразие присущих ей структурных (и морфо-структурных) градаций.

Проблеме определения вещественного состава и природы оболочек Земли и разграничивающих их поверхностей раздела как в историческом плане (Батюшкова, 1966), так и в плане анализа конкретного фактического материала и его интерпретации, посвящена обширная литература. Сама проблема далеко выходит за рамки задач, стоящих перед авторами. Поэтому в настоящем изложении мы сможем кратко коснуться только тех вопросов, которые имеют непосредственное отношение к геологии океанического дна. Речь пойдет об опытах определения вещественного состава «гранитного» и «базальтового» слоев, название которых в настоящее время вряд ли понимается кем-либо в буквальном смысле, а также верхней мантии. Что касается слоя I (осадочного), то его состав достаточно ясно определен с помощью глубоководного бурения. Несколько более сложен вопрос о природе «второго» («вулканического») слоя, так как эмпирических данных для его решения еще мало. При бурении пока удалось пройти только верхнюю часть «второго» слоя¹, сложенную в большинстве случаев базальтовыми пиллоу-лавами, иногда содержащими включения измененных осадочных пород с реликтами фораминифер и радиолярий (Безруков, 1974). Вероятнее всего, что слой 2 состоит из вулканитов (преимущественно базальтового состава) и литифицированных осадков, находящихся в тех или иных количественных соотношениях (Удинцев, 1972; Шнейдер, Джонсон, Фогт, 1972: «Ancient oceanic...», 1972). Высказывается мнение и о том, что этот слой целиком «вулканический» и по составу близок к мощным сериям базальтовых экструзий, слагающих осевые зоны срединно-океанических хребтов и вулканических поднятий типа гавайского, которые могут рассматриваться как выходы «второго» слоя на дне океанов. Оба варианта возможны и не исключают один другого для разных частей океанического ложа.

В настоящее время вряд ли может вызвать сомнение и идентификация «гранитного» слоя с комплексом разнообразных по составу и склад-

¹ Глубоководная скв. 238, пробуренная на Центрально-Индийском хребте прошла «второй» слой на глубину 80,5 м, а скв. 332 в Срединно-Атлантическом хребте — на глубину немногим более 300 м.

чатой структуре метаморфизованных, преимущественно осадочных и вулканогенных пород, интродуцированных гранитоидами. Это отождествление непосредственно вытекает из наблюдаемых соотношений между геофизическим «гранитным» слоем, выходящим на поверхность в геантиклинальных структурах наиболее глубоко эродированных складчатых сооружений континентов и некоторых островных дуг, и геологическим разрезом, сложенным толщами кристаллических сланцев и гранито-гнейсов. Так, японские геологи отождествляют «гранитный» слой Японской островной дуги с метаморфическими комплексами пород палеозойского и отчасти, вероятно, докембрийского возраста, выходящими на поверхность в виде метаморфических поясов Хида, Абукума, Хидака и других на островах Хонсю и Хоккайдо («Геологическое развитие...», 1968).

«Гранитно-метаморфический» слой формируется, как считают многие исследователи, в результате геосинклинального и орогенного процессов, преобразующих тела осадочных и вулканических пород, накапливающихся при благоприятных тектонических условиях на коре океанического типа, в их метаморфические и магматические (внутрикоровые) эквиваленты. Эта точка зрения, являющаяся логическим следствием теории обрастания древних платформ складчатыми сооружениями (Н. С. Шатский, Г. Штилле, а еще ранее школа американских геологов с их гипотезой бордерлендов и периокеанических геосинклиналей), была изложена Б. Н. Красильниковым (1966) на примере Саяно-Алтайской области и в дальнейшем получила развитие в работах А. А. Моссаковского (1973), Л. П. Зоненшайна (1972а) и многих других исследователей.

Вместе с тем это не означает, что «гранитно-метаморфический» слой можно отождествлять с теми или иными конкретными складчатыми комплексами или структурными этажами континентальных сегментов Земли, как это допускают некоторые ученые. Тем более неверно придавать условной чисто физической поверхности Конрада стратиграфическое значение. При всех попытках определения вещественного состава геофизических слоев необходимо помнить, что принципы их выделения отличаются от принципов выделения как возрастных — стратиграфических, так и структурных границ, если они не сопровождаются приобретением веществом новых физических свойств. Следовательно, три типа поверхностей могут пересекаться в пространстве. Лишь частным случаем может быть их совпадение. Далеко не ясно само существование резкой границы между «гранитно-метаморфическим» и «базальтовым» слоем, как, впрочем, между последним из них и покрывающим его в океанах «вторым» слоем.

На основе изучения скоростных характеристик разрезов метаморфических пород континентов, выходящих на поверхность в щитах древних платформ, предполагается, что поверхность Конрада имеет метаморфическую природу. По В. В. Белоусову (1966), выше этой поверхности устойчивы породы амфиболитовой фации метаморфизма (гнейсы и граниты), ниже распространены породы, образовавшиеся в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций. Метаморфическая природа поверхности Конрада, в сочетании с изменением вещественного состава пород (увеличением их основности) подтверждается разрезами Лапландского блока Балтийского щита. Здесь мощность «гранитного» слоя не превышает 3—4 км. В наиболее приподнятых участках блока он отсутствует и на поверхность выходят образования «базальтового» слоя, представленного породами, близкими по составу и структуре к гиперстеновому диориту и нориту.

В районе оз. Пай-Ярв наблюдается постепенный переход от гиперстеновых диоритов или основных гранулитов в кислые гранулиты и гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма (Жданов, 1965, 1971). Переход от пород, расположенных в пределах геофизического «базальтового» слоя

к породам «гранитного» слоя по-видимому осуществляется на протяжении нескольких сотен метров. Скоростные характеристики и структурное положение этого перехода меняются в результате метасоматоза и гранитизации (вплоть до образования реоморфических гранитоидных массивов) докембрийских метаморфических пород под влиянием ювенильных потоков. Такая условность выделения самой поверхности делает ясными присущие ей значительные колебания граничной скорости — от 6,3 до 7,0 км/сек (Беляевский, Вольвовский, Рябой, 1971; Галдин, 1971). Эти же наблюдения опровергают утверждение И. А. Резанова (1964, 1971) о стратиграфическом значении кровли «базальтового» слоя, о том, что она отвечает в одних случаях границам архейских (или катархейских) и более молодых комплексов пород, в других случаях — кровле байкальского складчатого комплекса. Критические замечания по этому поводу уже высказывались Н. А. Беляевским, И. С. Вольвовским, В. З. Рябым (1971), В. В. Ждановым (1971) и мн. др.

Если даже горные породы, залегающие в ядрах древних щитов, действительно представлены реликтами древнейшей земной коры — катархейскими образованиями повышенной основности, как это предполагают Е. В. Павловский (1962), А. Гудвин (Godwin, 1968), А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский (1967) и ряд других исследователей, то в значительной части эти образования испытали последующую переработку (реоморфизм и гранитизацию). Изменение их физических свойств в течение длительной геологической истории определило миграцию поверхности Конрада до ее современного положения. Еще меньше оснований придавать определенное возрастное значение поверхности Конрада в более молодых палеозойских, а тем более альпийских складчатых сооружениях и рассматривать ее как границу, отделяющую весьма проблематичный докембрийский фундамент фанерозойских геосинклиналей от более молодых собственно геосинклинальных структурных этажей (Резанов, 1971). В этих длительно формировавшихся подвижных поясах Земли процессы переработки коры, изменения ее первоначального вещественного состава и физических свойств были несомненно еще более разительными, не говоря уже о малой вероятности существования на больших пространствах геосинклиналей докембрийской «подстилки».

Те же наблюдения по архейским кристаллическим щитам древних платформ позволяют считать, что по крайней мере в их пределах «базальтовый» слой состоит преимущественно из основных гранулитов с большим или меньшим количеством плагиоклазовых эклогитов, гранатовых амфиболитов и т. п., что в целом отвечает гипотезе, высказанной на этот счет В. В. Белоусовым (1966). Можно ли распространять наблюдения о петрографическом составе пород «базальтового» слоя и фациях метаморфизма в докембрийских щитах на области фанерозойских складчатых сооружений, остается неясным. Нельзя забывать, что породы основного состава уже в пределах зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма имеют высокие значения плотности и упругих параметров, соответствующие при давлении в 5 кбар (глубина порядка 15—20 км) скоростям распространения сейсмических волн, присущим «базальтовому» слою (Галдин, 1970, 1971). Этим же параметрам отвечают ультраосновные породы, разуплотненные при серпентинизации.

Вопрос об эклогитовом или перидотитовом составе пород, слагающих кровлю верхней мантии, а следовательно, о фазовой или химической природе поверхности Мохоровичича, по-видимому, должен решаться в пользу второй точки зрения. Существенное значение имеют здесь исследования А. Э. Рингвуда, Э. Х. Грина (Рингвуд, Грин, 1972), Х. Кунэ (1972) и др. К аргументам, основанным на геофизических данных, необходимо соотношение между плотностями земной коры и мантии, необходимое для сохранения изостатического равновесия. Это различие по гравиметрическим наблюдениям составляет $0,43 \text{ г/см}^3$. Исходя из плот-

ности типичной континентальной коры (от 2,8 до 2,9 г/см³), наиболее вероятно средняя плотность верхней мантии 3,3—3,4 г/см³, что ближе всего к плотности неизмененных пород группы перидотитов (гарцбургиты, верлиты, лерцолиты) — в среднем 3,32 г/см³, тогда как тот же параметр для эклогитов колеблется от 3,4 до 3,65 г/см³, при среднем значении около 3,5 г/см³.

Весьма примечательны и геологические данные о соотношениях ксенолитов в алмазоносных кимберлитовых трубках Центральной Сибири, Южной Африки, Индии, Северной Америки, а также в базальтах ряда вулканических кратеров (на Гавайских островах, в районах Делигейт в Австралии и Итиномегата в Японии и др.). По выражению Х. Куно (1972, с. 448), их можно рассматривать «как естественные керны, которые дает нам природа. Эти включения представляют собой единственные в своем роде образцы нижних горизонтов коры и верхней мантии». Их связь в кимберлитовых трубках с алмазами позволяет считать, что они вынесены с глубины 100—120 км. Как правило, среди глубинных ксенолитов преобладают породы перидотитовой серии. Эклогиты за исключением отдельных случаев присутствуют в подчиненном количестве. Ксенолиты в алмазоносных кимберлитах Сибирской платформы детально изучены В. С. Соболевым (1964) и Н. В. Соболевым (1969). Они предполагают возможность как фазового перехода (эклогиты) на границе Мохоровичича, так и изменение химического состава вещества (перидотиты). В. С. Соболев (1964, с. 16) пишет: «...наиболее вероятным в строении верхней мантии является существование эклогитового слоя, с границей которого и совпадает поверхность Мохо. Однако мощность такого слоя невелика и весьма вероятно его выклинивание с непосредственной сменой на границе мантии основных пород типа габбро ультраосновными породами».

Одним из важных доводов в пользу гипотезы ультраосновного состава верхней мантии является подкоровое происхождение базальтовых магм. Помимо общих петрологических и геологических соображений, основанных на физико-химических и температурных условиях возможного существования магматических расплавов основного состава, на мантийный источник базальтов указывают и прямые определения глубины залегания магматических очагов, основанные главным образом на сейсмических данных. На Гавайских островах очаги установлены на глубине 55—60 км (Eatop, Murata, 1962), аналогичная глубина устанавливается для Авачинской группы вулканов Камчатки (Федотов, Фарберов, 1966). Способность большей части верхней мантии давать в результате частичного плавления базальтовую магму является ее важнейшей особенностью. При плавлении эклогитов генерируются расплавы более кислого, преимущественного андезитового состава (Грин, Рингвуд, 1968). Не могут служить исходным материалом для возникновения базальтов и породы перидотитовой серии из-за недостаточного содержания в них натрия, калия, кальция, бария, стронция, алюминия, тория, урана и многих других элементов, не отвечающего их содержанию в базальтах. Как отмечает А. Рингвуд (1972, с. 10), «общий характер распределения элементов в альпинотипных перидотитах таков, что позволяет рассматривать эти породы как глубоко фракционированный тугоплавкий остаток, возникший после удаления базальтовой жидкости».

Поиски исходного материала, способного создавать базальтовые магмы и удовлетворяющего современным представлениям о физических свойствах верхней мантии, привели к созданию широко воспринятой гипотезы ее «пиrolитового» состава и зонального строения, разработанной Д. Грином и А. Рингвудом. Предполагается, что оптимальной для объяснения состава и объемов магматических дифференциатов является смесь из трех частей альпинотипного перидотита и одной части базальта. Эта смесь в наибольшей мере отвечает составу хондритов. Тем не

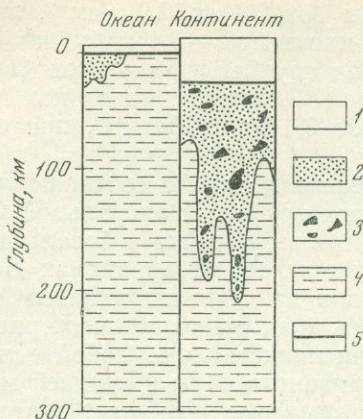


Рис. 48. Химическая модель верхней мантии (Рингвуд, 1972).

- 1 — кора;
- 2 — дунит и перидотит;
- 3 — скопления эклогита;
- 4 — пиролит;
- 5 — граница Мохоровичича

менее авторы подчеркивают, что приведенное отношение довольно произвольно и в пределах пиролитовой модели возможны его значительные колебания.

Пиролитовая модель верхней мантии и предполагаемая А. Рингвудом и Д. Грином зональность показаны на рис. 48. Авторы полагают, что глубина залегания остаточного дунит-перидотитового слоя под континентами может изменяться; максимальная мощность (приблизительно 200 км) отмечается под докембрийскими щитами. Под океанами может присутствовать тонкий (мощностью несколько десятков километров) слой дунит-перидотитов. Под глубоководными океаническими впадинами исходный пиролит, вероятно, достигает поверхности Мохоровичича.

Приведенная схема строения дна океанов хорошо увязывается с охарактеризованным выше (см. гл. II) соотношением коренных пород в разрезах срединно-океанических хребтов. В этом случае гипербазиты, залегающие в основании склонов рифтовых долин, очевидно, представляют собой блоки остаточного перидотитового слоя верхней мантии, выдвинутые на поверхность в результате тектонических движений или протрузий, а сменяющие их вверх по разрезу комплексы серпентинизированных ультраосновных пород, габброидов и продуктов их метаморфизма слагают геофизический «базальтовый» слой. То, что «базальтовый» слой океанов, по-видимому, сложен габброидами в ассоциации с метасоматически измененными основными и ультраосновными породами, испытывавшими зелено-сланцевую и отчасти амфиболитовую стадии метаморфизма, подтверждается расчетами давлений и температур в океанической коре и не противоречит данным ГСЗ. Интересно отметить, что близкий набор пород был поднят со дна Индийского океана в зоне разломов (Безруков, Кашинцев, 1974).

Таким образом, «базальтовый» слой дна океанов, вероятно, отличается по составу от «базальтового» слоя континентов, представленного, по-видимому, как отмечалось выше, главным образом породами гранулитовой фации метаморфизма.

Изложенная схема строения и вещественного состава глубинных частей коры и верхней мантии получила серьезную поддержку со стороны геологов, изучавших структурное положение ультраосновных пород гипербазитовой (гарцбургитовой, по Ю. А. Кузнецову, 1964), или перидотит-серпентинитовой ассоциации «альпийского» типа (Тернер, Ферхуген, 1961) в складчатых сооружениях континентов. Вопрос о генезисе альпинотипных гипербазитов — об их интрузивном или «блоково-мантийном» происхождении — продолжает обсуждаться (Боголепов, Яншин, 1973; «Тезисы докладов...», 1973). Однако наиболее широкий круг исследователей тектоники и магматизма альпийского пояса Европы и Малой Азии, Тихоокеанского складчатого пояса, Аппалачей, Северной

Америки, Ньюфаундленда и т. п. рассматривают гипербазиты и сопровождающий их комплекс основных изверженных и метаморфических пород (габбро, габбро-нориты, амфиболиты) как пластины подкорового субстрата и «базальтового» основания океанической коры, сорванные в процессе геосинклинальной складчатости и надвинутые на более молодые осадочные серии. Доказательством этого наряду с чисто структурными признаками (залегание в зонах наиболее высоких стрессовых напряжений, тектонические контакты в основании, широкое распространение мощных тектонических брекчий — серпентинитового меланжа), является четко выраженная связь гипербазит-базитовой ассоциации пород с глубокоководными морскими или океаническими осадками. Эта связь была давно известна и явилась основанием для выделения Г. Штейнманном (Steinmann, 1905, 1926) офиолитовой триады (гипербазиты и габбро, спилиты, радиоляриты). Но сейчас соотношению пород в офиолитовом комплексе начали придавать другой смысл. Гипербазиты и налегающие на них серии габбро и metabазитов рассматриваются рядом исследователей не как интрузии, прорывающие осадочно-вулканогенные толщи, а как относительно более древний «меланократовый фундамент», на котором накапливались океанические или геосинклинальные слои осадков и базальтовых лав.

В нашей стране эту концепцию наиболее последовательно развивают А. В. Пейве и группа его сотрудников (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; Книппер, 1975; Марков, 1973; и др.). На примере нижнепалеозойских офиолитов Полярного Урала А. В. Пейве выделяет три комплекса. В основании, отделяясь снизу тектонической поверхностью, лежит толща серпентинизированных гипербазитов — преимущественно гарцбургитов и дунитов — мощностью до 8—10 км, часто преобразованных в верхней части высокотемпературными процессами в пироксениты, троктолиты и т. п. Стратиграфически выше располагается сложно дислоцированный комплекс габброидов, габбро-амфиболитов и амфиболитов, мощностью 5—7 км. В его состав входят амфиболизированные метасоматические апогипербазитовые габбро, ортомагматические габброиды и амфиболиты с реликтами основных вулканогенных пород. Иногда в верхах комплекса появляются тоналиты и плагииграниты, образовавшиеся, как полагает автор, метасоматическим путем за счет габбро-амфиболитов. Разрез заканчивается толщей зеленокаменноизмененных толеитовых базальтов и кремнистых осадков. А. В. Пейве («Тезисы...», 1973, с. 61—62) считает, что «такой стратиграфический разрез с незначительными отклонениями можно наблюдать в каждом большом офиолитовом поясе мира», что этот разрез «в складчатых областях характеризует океаническую кору геологического прошлого и что он вполне сравним с разрезами океанов».

Такую же точку зрения, но в обратной связи, излагает Ф. Аументо (Aumento, 1972). Анализируя результаты детальных геологических и геофизических работ, проведенных в осевой части Срединно-Атлантического хребта в районе 45° с. ш., и описывая модель океанической коры, тождественную приведенной выше для срединно-океанических хребтов, он считает, что она может быть использована для опознавания древних океанических кор. Полученные же геохимические параметры для серпентинитов, габбро, толеитов, зеленосланцевых пород позволяют проводить прямое сопоставление с древними океаническими корами, выделяемыми в складчатых сооружениях.

Изложенные представления о строении и вещественном составе земной коры, являются одним из обоснований раздвиговой природы океанов. В реальности этого механизма для рифтовых зон срединно-океанических хребтов трудно сомневаться, но он наталкивается на ряд трудностей при интерпретации некоторых геологических фактов. К числу последних относятся: а) присутствие заведомо субконтинентальных образований (эвапоритовые и другие лагунные и шельфовые толщи) в

основании глубоководных впадин, а также по периферии Атлантического океана на коре океанического или субокеанического типа под покровом глубоководных осадков неоген-четвертичного возраста; б) находки на дне глубоководных впадин в положительных морфоструктурах (валы, хребты) гранитов мезо-кайнозойского возраста, например в поднятии Ямато во впадине Японского моря; в) выклинивание или отсутствие геофизического «гранитного» слоя (субокеанический тип коры) в некоторых внутриконтинентальных впадинах — Южно-Каспийской, Черноморской, Тирренской и других, образование которых по структурным признакам не укладывается в рифтовую — раздвиговую теорию; г) наличие участков с корой континентального типа (как правило, утоненной) в пределах океанических сегментов — это так называемые микроконтиненты Сейшельско-Маскаренский, Новозеландский, возможно, Бермудский и др.; д) несоответствие между мощностями осадочно-метаморфических пород, накопившихся в подвижных зонах континентов, и положением современной поверхности Мохоровичича, находящейся на меньших глубинах и, следовательно, секущей реконструируемую структуру осадочно-метаморфической оболочки.

Эти весьма существенные факты повлекли за собой попытки другой интерпретации состава нижней части коры и верхней мантии и создания других динамических моделей. Среди них следует отметить гипотезу о тождестве континентальной и океанической коры, предложенную Г. Д. Афанасьевым (1960, 1968, 1973), и гипотезу «океанизации», или «базификации», континентальной коры, развиваемую В. В. Белоусовым (1960, 1966, 1968, 1972 и др.), В. В. Тихомировым (1958, 1960, 1963), Р. Ван Беммеленом (Bemmelen Van, 1958) и другими учеными.

Крайнюю точку зрения о тождестве петрографического состава пород, слагающих континенты и ложе океанов, отстаивал Г. Д. Афанасьев. Он полагал, что «части земной коры, находящиеся в данный геологический период под водами океана и толщей осадочных пород, характеризуются более высокими скоростями упругих волн по сравнению с петрографически аналогичными слоями земной коры континентов в силу того, что породы коры в глубоководной части океанов в течение многих десятков миллионов лет испытывают дополнительное давление столба океанической воды высотой до 6000 м, а местами, в желобах, — до 10—11 тыс. м» (Афанасьев, 1960, с. 26). Противоречия, связанные с выделением двух типов коры, отделенных от мантии поверхностью Мохоровичича, по предложениям Г. В. Афанасьева, могут быть сняты при условии, что земная кора, которая, по его мнению, распространяется на глубину до 100 км, едина по составу и мощности для всей Земли и, несмотря на мозаичность, представляет собой единую упругую среду. Но под океанами она испытывает давление, в 600 раз превосходящее давление в той же упругой системе на континентах. Это обуславливает различное гипсометрическое положение поверхности Мохоровичича. В обоих случаях изменение физических свойств вещества на этой границе Г. Д. Афанасьев (1968) связывает с предельным уплотнением горных пород и минералов и с полной ликвидацией пористости и ультрапористости. Дальнейшее увеличение напряженного состояния пород под воздействием температуры и давления ведет к переходу их в пластическое состояние.

С построениями Г. Д. Афанасьева, особенно в их глобальной геоструктурной части, трудно согласиться. Они не объясняют различия в составе магматических пород на континентах и в океанах. Указания автора гипотезы на петрохимическую общность океанических и континентальных базальтов свидетельствуют о единстве вещества, слагающего астеносферные слои верхней мантии (что вытекает и из пиролитовой модели). Но сам этот факт, вопреки мнению автора, противоречит представлениям о континентальной коре под дном океанов, которая должна была бы продуцировать магму кислого состава. По-

строение Г. Д. Афанасьева лишено и историко-геологического подхода. В нем рассматривается одна сторона вопроса — возможные причины изменения физических свойств континентальной коры, но не учитываются ее эволюционные связи с океанической корой. Противоречат этой гипотезе и современные данные о строении срединно-океанических хребтов и о составе слагающих их горных пород (см. выше). Вместе с тем отдельные положения гипотезы в части, касающейся изменения физических свойств осадочно-метаморфической оболочки при ее погружении на некоторую критическую глубину, могут быть учтены при объяснении геофизических параметров коры во внутриконтинентальных впадинах, лишенных физического «гранитного» слоя. Ряд представлений Г. Д. Афанасьева используется И. А. Резановым (1971), который связывает положение границы Мохоровичича и под континентами и под океанами с «фронтом» метаморфизма и предполагает, что структуры архейского фундамента сохранились даже на дне Тихого океана.

В сущности из тех же идей единства земной коры, но нарушенного ее последующими преобразованиями, исходит гипотеза «базификации», или «океанизации» (термин, предложенный Р. Ван Беммеленом) континентальной коры, предопределившей современные различия между континентами и океанами. В. В. Белоусовым (1960) было выдвинуто предположение о «гранитной» и «базальтовой» стадиях развития Земли. В «гранитную» стадию образовывалась кора материкового типа. «Базальтовая» стадия, начавшаяся в мезозое связана с радиоактивным разогревом планеты. Происходит растрескивание коры, массовое образование и подъем глубинных базальтов, опускание блоков континентальной коры и их «базификация». Этот механизм, по мнению В. В. Белоусова, привел к формированию океанов в мезозойскую эру.

Однако, придерживаясь строго фиксистских позиций и признавая почти исключительно вертикальные движения в земной коре и мантии, В. В. Белоусов в разработанной им концепции исходит в основном из той же точки зрения на вещественный состав земной коры и верхней мантии, которая была изложена выше при описании пиrolитовой модели А. Рингвуда и Д. Грина. В. В. Белоусов (1968, с. 192) пишет: **«Нет оснований предполагать наличие под океанами метаморфических пород гранулитовой фации (выделено нами.—К. Б. и Б. Ч.), но обломки габбро многократно поднимались драгами океанологов. Сейсмические скорости вполне отвечают этой породе. Поскольку дно океанов залито базальтовыми лавами «второго» слоя, вполне логично ожидать, что основные вулканические извержения имеют своим фундаментом основные же интрузии. Не менее логично предполагать, что среди габбро присутствуют и внедрения ультраосновных пород мантии в разной степени серпентинизации, влияние которых вызывает те или иные местные отклонения от средних скоростей этого слоя».**

Признавая в основном перидотитовый состав верхней мантии, В. В. Белоусов предполагает, что под океанами она имеет более кислый состав, чем под континентами. К такому заключению приводит попытка объяснить тепловой поток в океанах составом мантийного вещества. Отмечается, что, согласно Ф. Берчу, на континентах 70% радиоактивных элементов сосредоточено в коре и только 30% в верхней мантии, где содержание урана $0,05 \cdot 10^{-6}$ г/т и калия 0,05% отвечает ультраосновным породам. Для обеспечения же теплового потока в океанах необходимо предположить содержание урана на $0,2—0,1 \cdot 10^{-6}$ г/т и калия 0,2—0,1%, что лишь в четыре—пять раз меньше, чем в базальтах, хотя обычно содержание радиоактивных минералов в ультраосновных породах на два порядка меньше, чем в основных¹.

¹ То, что гипербазиты Срединно-Индийского хребта имеют более кислый состав, чем континентальные гипербазиты, мы отмечали в гл. II, на основании исследований Л. Б. Дмитриева.

Большую дискуссию вызывают представления о «базификации» континентальной коры и о возможности ее преобразования в океаническую. С отрицанием этого процесса выступили Е. Н. Люстих (1959), П. Н. Кропоткин (1964) и другие, отметившие, что он противоречит принципу изостазии. В. А. Магницкий (1965) указал, что гипотеза массовой переработки континентальной коры в океаническую в мезозое не соответствует содержанию аргона в атмосфере. Тем не менее возможность «базификации» В. В. Белоусов видит в явлении, которое, по Д. Гиллули (1957), может быть названо «подкоровой эрозией». Оно заключается во внедрении в нижние части коры ультраосновных астенолитов и в последующем отрыве от нее и погружении утяжеленных блоков. Слагающие эти блоки породы под влиянием сильного перегрева должны были бы терять воду, кремнезем и щелочи и стать более плотными. Уже метаморфические породы гранулитовой фации имеют плотность около $3,0 \text{ г/см}^3$. Однако предполагается, что процесс базификации может сопровождаться широким образованием эклогитов, плотность которых достигает $3,4\text{—}3,5 \text{ г/см}^3$, т. е. на $0,1\text{—}0,2 \text{ г/см}^3$ превышает отмечавшуюся ранее расчетную плотность вещества верхней мантии. «Материковая кора, кусок за куском, будет тонуть в мантии, а на ее место будет подниматься ультраосновной материал. Естественно, что вместе с ним поднимается и основная магма, выплавляемая из мантии. В конечном счете она, в эффузивной и интрузивной форме, стремится занять место выше ультраосновного вещества. Так, на месте материковой коры формируется океаническая, состоящая из слоев излившихся базальтов, внедрившегося габбро, залегающая поверх ультраосновной мантии. В значительной степени океаническая кора является результатом смешения кислых пород континентальной коры и ультраосновных пород мантии» (Белоусов, 1968, с. 217).

Вопрос о возможном механизме базификации рассмотрен также В. В. Тихомировым (1958, 1960, 1963). В этом процессе он значительную роль отводит метасоматическим процессам и предполагает, что в ходе тектонического развития Земли вещественный состав коры меняется в сторону как базификации, так и гранитизации. В. В. Тихомиров предполагает связь между ферромагнезиальным и сиалическим составом диффузионных потоков в мантии и тектоническими движениями. В период прогибания коры под влиянием устремляющихся вверх ионов (или атомов) железа и магния происходит базификация пород, причем нижние горизонты коры приобретают ультраосновной состав за счет оливинизации, а верхние — состав, близкий к базальтам. В этом случае наблюдается встречное движение — границы Мохоровичича и Конрада смещаются вверх, а земная поверхность прогибается. В период поднятия диффузионный поток имеет сиалический состав. Проникновение в земную кору атомов алюминия, кремния, калия, натрия и других легких элементов приводит к дебазификации, верхние части «базальтового» слоя приобретают более «кислый» состав и в предельном случае гранитизируются. Этот процесс охватывает также и верхние части мантии. Она приобретает состав основных, а не ультраосновных пород, в результате чего опускается поверхность Мохоровичича и образуются корни гор. По мнению В. В. Тихомирова (1960), преобразование вещественного состава и вертикальные движения либо совпадают во времени, либо физико-химические превращения опережают тектонические движения, определяя их направленность. Предполагается, что, начиная с середины мелового периода, погружения крупных блоков коры преобладают над поднятиями, в результате чего общая площадь и глубина океанов возрастают.

Представления В. В. Белоусова и В. В. Тихомирова о «гранитной» и «базальтовой» стадиях развития Земли, а также о возникновении океанов только в мезозое противоречат фундаментальным данным о тождестве весьма медленно эволюционировавших тектонических процессов,

в том числе геосинклинальных, на протяжении по крайней мере от рифея до кайнозоя. Но следует признать, что сама гипотеза «базификации», в той или другой форме, удачно объясняет особенности сочленения континентального и океанического типов коры, строение материковых склонов и их подножий, образование «окон» субокеанической коры во внутриматериковых впадинах окраинных морей, т. е. ту группу перечисленных выше явлений, с которыми не удалось справиться гипотезе «растекания» океанического дна. Без гипотезы глубокого преобразования континентальной коры складчатых сооружений трудно обойтись и при рассмотрении условий формирования мезозойских плит на континентах. Предполагаемое П. Н. Кропоткиным (1964) уменьшение ее мощности за счет растяжения представляется маловероятным особенно там, где не наблюдается разрывов коры и внедрения основных магм, т. е. в пределах большей части древних и молодых платформ.

Вместе с тем представление о базификации без участия крупных горизонтальных перемещений вряд ли может объяснить формирование океанических сегментов в целом. В этом случае камнем преткновения остается проблема исчезновения гранитоидного материала, якобы ранее занимавшего все пространство ложа современных океанов. Остается необъяснимым и отсутствие в существенных количествах не только кислого, но и андезитового магматизма (результата плавления эклогитов) на океаническом ложе за андезитовой линией. Маловероятно и предположение о подъеме в кору очень большого объема ультраосновного материала, превышающего, как замечает В. В. Белоусов (1972), объем материковой коры. Определенные трудности возникают и при объяснении несоответствия между молодостью пород, слагающих современное океаническое ложе, и грандиозным процессом преобразования огромнейших площадей (до 60%) земной коры, который должен был произойти в течение всего лишь 100—150 млн. лет.

К рассмотрению этих вопросов мы вернемся в заключительной главе книги. Здесь же можно отметить, что гипотезы «базификации» и горизонтальных раздвигов коры при образовании океанов не столь альтернативны, как это часто полагают. Думается, что каждая из гипотез объясняет определенный круг явлений и может служить важным дополнением для другой.

Многие вопросы вещественного состава нижних частей земной коры и мантии остаются неясными. Однако и в этой, наиболее трудной, области глубиной геологии совместными усилиями геофизиков, петрологов и геологов в последние годы достигнуты большие успехи. «Изучение ряда предположительных более или менее близких объяснений несомненно служит правильной дорогой к раскрытию истинного смысла явлений. И только путем постепенно создаваемых приблизительных истолкований мы получим возможность подойти к истине» (Ог, 1938, с. 464).

В настоящее время представляется более или менее ясным усредненный состав осадочного слоя континентального и океанического сегментов и «гранитно-метаморфического» слоя. Чрезвычайно важен для историко-геологических и тектонических построений вопрос о присутствии во «втором» океаническом слое осадочных пород, об их составе и возрасте. Однако до получения результатов глубоководного бурения, которых можно ожидать в ближайшие годы, он остается невыясненным. Наиболее вероятно, что «третий», или «базальтовый», слой в континентальных и океанических сегментах имеет различный петрографический состав. Под дном океанов он, вероятнее всего, сложен комплексом основных и ультраосновных пород, испытавших метасоматические преобразования и метаморфизм зеленосланцевых и амфиболитовых фаций.

Не исключено, что подобный же комплекс пород, испытавших более значительный метаморфизм, располагается под некоторой (эвгеосинклинальной) частью фанерозойских складчатых сооружений. В пределах

древних платформ «базальтовый» слой, по-видимому, представлен породами гранулитовой фации метаморфизма. По аналогии можно полагать, что тот же комплекс пород присущ «базальтовому» слою и в миогеосинклинальных зонах фанерозойских складчатых поясов. Несколько различным в континентальном и океаническом сегментах, а также внутри первого из них может быть вещественный состав верхней мантии. Положение поверхности Мохоровичича под континентами может определяться как фазовым переходом вещества (эклогитизацией), так и различием химического состава коры и мантии (преобладанием в последней пород ультраосновного остатка). Под океанами более вероятно объяснение поверхности Мохоровичича изменением химического состава пород (пиролит и перидотитовый остаток его дифференциации). При этом можно предполагать, что верхняя мантия под океанами содержит до некоторых глубин большее количество литофильных элементов, чем под континентами.

СТРУКТУРНЫЕ ПРОВИНЦИИ
ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА

Глава V

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ДНА ОКЕАНОВ
И ПРИНЦИПЫ ИХ СОСТАВЛЕНИЯ

ОБЗОР ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

Составление тектонических карт континентов имеет полувековую историю и традиции, установившиеся главным образом благодаря трудам советских геологов (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, А. А. Богданов, А. Л. Яншин и др.). Возможность развития тектонической картографии дна океанов, требующая классификации его основных структурных элементов, появилась только в последние 10—15 лет вместе с накоплением геоморфологических, геофизических и собственно геологических данных, причем критерии и методы тектонического районирования океанических сегментов находятся еще в стадии разработки. Очевидно, они должны быть иными, чем на континентах: здесь лишь в ограниченной мере может использоваться способ районирования по возрасту складчатости или иной историко-геологический подход.

Если не считать мелкомасштабных схем ложа океана, несущих главным образом специальную морфоструктурную, сейсмическую, вулканологическую и т. п. нагрузку, и мелкомасштабных же динамических моделей, особенно широко распространенных за рубежом, одним из первых опытов составления обзорной тектонической карты, включающей как континентальные, так и океанические пространства, была «Тектоническая карта Арктики и Субарктики» (1964) масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией И. П. Атласова, объяснительная записка которой опубликована только в 1970 г. Авторы использовали имевшиеся к этому времени геоморфологические и геофизические данные, а также результаты изучения грубообломочного материала, поднятого со дна морей при драгировании. В основу построения карты положена генетическая гипотеза об образовании структурных форм океанического дна в результате стадийно развивающегося процесса «океанизации» континентальной коры. Соответственно этому выделено два генетических ряда структур: континентальный и океанический, а также промежуточная по генезису группа «парагеосинклинальных впадин», обладающих «переходным режимом от платформенного к геосинклинальному» («Объяснительная записка...», 1970, с. 8).

Районирование структур континентального ряда традиционно — оно проведено по возрасту «последней фазы складчатости геосинклинального типа» (там же, с. 9): выделяются байкалиды, каледониды и т. д. Их пространственное распространение экстраполируется на области шельфов и отчасти на океаническое ложе. Так, подводный хр. Ломоносова трактуется в качестве каледонского складчатого сооружения. Вместе с тем часть шельфов (Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского и Чукотского морей) вместе с прилегающими частями континентов выделяются в «плиты», характеризующиеся преобладанием нисходящих движений в мезозое и кайнозое. На других частях шельфов, как и на континентах, располагаются «парагеосинклинальные впадины», приуроченные к погребенным срединным массивам, погружение которых

началось несколько позже, чем прилегающих геосинклинальных прогибов и периодически продолжалось в процессе поднятия окружающих складчатых систем. К парагеосинклиналям наряду с Омолонским и Колымским массивами суши отнесены «бассейн Свердрупа, расположенный на островном шельфе Северной Канады, значительные пространства Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых вплоть до материкового склона. Предполагается, что в «парагеосинклинальной впадине» Свердрупа мощность осадочной толщи, слагающей единый верхнепалеозойско-кайнозойский структурный этаж, достигает 15 км.

Океанические структуры представлены следующим рядом, отражающим, по мнению авторов, последовательность их развития, связанную с процессом «океанизации»: 1) **зоны тектоно-магматической активизации**, или массового излияния платобазальтов (первый этап океанизации) — «Трансарктический платобазальтовый пояс». Однако, исходя из карты, он представлен отдельными пятнами базальтов на суше (Гренландия, Охотско-Чукотский пояс), на шельфах (Баренцево море и район Земли Франца-Иосифа), в океанических впадинах (впадина Толля и др.); 2) **океанические впадины** (результат наиболее широкого проявления океанизации — перерождения или глубокого погружения структур континентального ряда) — это впадины Маккензи, Канадская, Амундсена и Нансена в Северном Ледовитом океане и аналогичные им Гренландская и Лофотенская впадины Северной Атлантики. Их границы, представленные со стороны суши материковыми склонами, либо резко дискордантны по отношению к складчатым структурам материков и их шельфов (впадины Амундсена и Нансена), либо «обтекаются» фанерозойскими складчатыми системами. Предполагается, что океанические впадины Арктики и Субарктики образовались на месте древних жестких массивов; 3) **океанические желоба**, или грабены (мобильные зоны, в которых локализуются дальнейшие проявления процессов «океанизации»). Они приурочены в основном к наиболее «океанизированной» Евразийской провинции Северного Ледовитого океана, где известны желоба Гренландско-Исландский, Фареро-Шетландский и Ирландский. Большая часть из них расположена вдоль материковых склонов; но к той же категории структур на схеме тектонического районирования отнесены: желоб — рифт Лены в осевой части хр. Гаккеля, желоб Марвина в осевой части хр. Ломоносова и желоб Св. Анны, пересекающий материковый склон и внешнюю часть шельфа к востоку от Земли Франца Иосифа; 4) **срединно-океанические вулканории** — приосевые, морфологические наиболее ярко выраженные зоны срединно-океанических хребтов; они рассматриваются как стадия развития желобов, в которых интенсивный вулканизм на определенных этапах приводит к формированию на месте желоба мощного надводно-подводного вулканического сооружения — «вулканория»; 5) **островные вулканотектонические поднятия (островные дуги)**, с которыми сопряжены повторяющиеся их внешние очертания океанические рвы (троги); они отнесены авторами карты к современным геосинклиналям. Их примером являются Курило-Камчатская и Алеутская дуги. Авторы полагают, что первая из них расположена на складчатых сооружениях альпид, вторая — мезозойд.

Из перечня структурных элементов видно, что для их выделения использованы разные признаки. Так, «зоны тектоно-магматической активизации» выделяются исходя из предполагаемого процесса и состава слагающих пород (платобазальты), «океанические впадины» — по морфологическим признакам и типам коры, «срединно-океанические вулканории» — также исходя из морфологии, предполагаемого состава слагающих их горных пород и типа коры (переходной и океанической); «океанические желоба (грабены)», судя по приведенной характеристике, градация чисто морфоструктурная, тогда как морфологически хорошо выраженный подводный хр. Ломоносова, протягивающийся через

все ложе Северного Ледовитого океана, отнесен к структурам континентального ряда (каледонидам) на основе историко-геологических представлений и экстраполяций. Классификация отличается взаимной несогласованностью структур «океанического ряда» и отсутствием между ними соподчиненности. Например, «океанические желоба» по размерам более чем на порядок меньше остальных структур. Авторы карты стремились связать структуры океанического ложа в один эволюционный ряд со структурами континентов на основе гипотез В. В. Белоусова и Г. Д. Афанасьева. Как следствие, при выделении структурных элементов генетические представления превалировали над эмпирическими данными — морфоструктурными и геофизическими. Последние в силу возможной множественности решений интерпретировались исходя из тех же генетических концепций.

Некоторые изменения и уточнения в номенклатуру тектонических подразделений и их расположения внесены при составлении тем же авторским коллективом «Тектонической карты полярных областей Земли» под редакцией Б. Х. Егизарова, И. П. Атласова и М. Г. Равича, опубликованной в 1971 г. Выделяются три категории структурных элементов: 1) **платформы и срединные массивы**, в том числе: а) выступы складчатого фундамента (щиты), б) плиты субгеоантиклинального развития в мезозое и кайнозое, в) плиты субгеосинклиналильного развития того же возраста; 2) **структуры промежуточного значения и тектонической активизации**, в том числе:) перикратонные, краевые, предгорные прогибы, б) парагеосинклинали, в) зоны активного эффузивного магматизма, г) зоны разломов по границе океанических впадин; 3) **океанические структуры**, где выделяются: а) океанические выступы, б) срединно-океанические поднятия или рифтовые зоны вулканотектонических поднятий — вулканориев, в) желоба. Из них первые две категории выделяются как на шельфах, так и на океаническом дне. В частности, «плиты на послебайкальском складчатом фундаменте» показаны на подводном хр. Ломоносова и «плоскогорье» Север. Здесь, а также в осевых частях срединно-океанического хребта показаны выступы на поверхности каледонского складчатого фундамента.

Почти одновременно с «Тектонической картой Арктики и Субарктики» П. Н. Кропоткиным, К. А. Шахварстовой и Н. А. Федоровым составлена «Тектоническая карта Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса» в масштабе 1 : 15 000 000, приложенная к монографии «Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса» (Кропоткин, Шахварстова, 1965). На карте акватория Тихого океана и прилегающие континентальные площади подразделены по типам земной коры на три категории областей: 1) **с корой материкового типа**; 2) **с корой невыясненного строения или переходного типа**; 3) **с корой океанического типа**. Дальнейшее расчленение областей с материковой корой, к которым отнесены «области кайнозойской складчатости и геосинклинали Тихоокеанского подвижного пояса», проведено по возрасту складчатости. В составе выходящих на поверхность складчатых сооружений выделены структурные этажи. В качестве геоантиклинальных поднятий, вовлеченных в кайнозойскую складчатость и обладающих материковой корой, показаны некоторые из островных дуг — Курильская, Рюкю, Тонга-Кермадек и др. Их склоны, обращенные к глубоководным желобам, трактуются как геосинклиналиные прогибы, заполненные толщами кайнозойских отложений и еще не вовлеченные в поднятие. Другие островные дуги (Идзу-Бонинская, Марианская и др.) отнесены к областям второго основного типа структурных элементов с корой невыясненного строения или переходного типа. Помимо них же — во вторую категорию включены «подводные горы и плато, возможно представляющие собой опущенные участки материковых платформ». Их примерами внутри Тихоокеанского подвижного пояса являются массив Бородино,

окраинные наиболее погруженные части подводного хр. Лорд Хау и др., а за пределами пояса — поднятия островов Галапагос, Кокос и подводное плато Альбатрос, а также южная наиболее приподнятая часть вала Капингамаранги к северу от Соломоновых островов.

Среди областей с корой океанического типа по возрасту выделяются области: а) в пределах Тихоокеанского подвижного пояса, Атлантического и Индийского океанов и образовавшиеся, по мнению авторов, в мезозое и кайнозое и б) в пределах древней (домезозойской) внутренней части Тихого океана. В первой подгруппе по морфологическим признакам выделены глубоководные желоба (Курило-Камчатский, Марианский и др.) и их «аналоги» меньшей глубины — до 4—5 км (Западно-Меланезийский, Витязя), а по морфологии и строению коры — котловины и широкие прогибы с корой субокеанического типа глубиной 2—4 км и котловины (обычно глубже 4 км) с корой океанического типа. Вторая подгруппа содержит две градации структурных элементов, выделяемых также по геоморфологическим признакам и особенностям строения коры. Это «котловины глубиной более 4—5 км с базальтовой корой небольшой мощности (3—10 км)» и разделяющие их «океанические хребты и валы с базальтовой корой повышенной мощности (7—20 км)». К ним отнесены как Южно- и Восточно-Тихоокеанское поднятия (валы, по терминологии авторов), так и поднятия островов Гавайских, Маршалловых, Лайн, Туамоту и т. п. Третья градация, не отделенная по рангу от двух предшествующих, выделяется по морфологии и генезису — это «возвышенности вулканического происхождения выше изобаты 2 км». В отличие от первых двух типов они имеют ограниченное площадное распространение, подчинены системе хребтов и образуют в них «включения».

Большое внимание авторы карты уделяют изображению дислокаций и предполагаемому характеру тектонических движений, в том числе глубинных, разделению земной коры на зоны сжатия и растяжения, показу предполагаемого направления движения континентальных и океанических глыб исходя из гипотезы континентального дрейфа.

Карта П. Н. Кропоткина и его соавторов явилась важным шагом в исследовании тектоники Тихого океана и особенно его окраинных зон. Вместе с тем обращает внимание гипотетичность историко-геологических и генетических признаков, использованных для разделения крупнейших областей океанического дна. Это относится к противопоставлению по возрасту всей внутренней части Тихого океана его периферическим котловинам и особенно изображенным на карте частям Атлантического и Индийского океанов. Из-за недостатка имевшихся в то время геофизических и геологических материалов дано превратное представление о глубинном строении Южно- и Восточно-Тихоокеанского поднятий. Они не отделены от существенно отличающихся по морфологии и глубинному строению поднятий и хребтов типа Гавайского. Принятая авторами классификация структурных элементов океанического дна внутри трех наиболее крупных групп построена на разных критериях. Это связано не только с недостатком структурной и геофизической обеспеченности, но и с методологической позицией авторов, поставивших в основу районирования представления о времени и динамике образования отдельных структурных форм океанического ложа.

Большое внимание вопросам выделения и типизации структурных форм дна Тихого, Северного Ледовитого и Индийского океанов в районах, прилегающих к Евразии, уделено при составлении «Тектонической карты Евразии» масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией А. Л. Яншина (1966) и объяснительной записке к ней («Тектоника Евразии», 1966). В основу классификации, разработанной А. Л. Яншиным и Г. Б. Удинцевым, положен историко-геологический принцип. На акваториях морей и океанов, омывающих Евразию, «показаны три важнейших типа тек-

тонических областей, различающихся по истории своего развития» («Тектоника Евразии», 1966, с. 348): 1) **подводные части материковых структур**, представленные областями докайнозойской складчатости различного возраста; 2) **кайнозойские складчатые и геосинклинальные области**, недавно завершившие, завершающие или продолжающие геосинклинальное развитие. К этому типу областей отнесены подводные части Альпийского и Тихоокеанского (кайнозойского) поясов с их современными геосинклинальными котловинами, желобами и складчатыми сооружениями; 3) **области древних и молодых океанических платформ** (талассократонов), возникшие в разные периоды палеозоя и мезозоя в результате погружения прежних материковых структур.

Среди **подводной части материковых структур** авторы, исходя главным образом из экстраполируемых историко-геологических и структурных признаков, в той или иной мере подтвержденных данными о геологическом строении островных поднятий, выделяют участки древних (эпипротерозойских) и молодых платформ. К древним платформам отнесены проблематичные платформы Эриа, Баренцевоморская и Гиперборейская. При этом Гиперборейская и отчасти Баренцевоморская платформы в своих границах пересекаются со следующей градацией тектонических областей — молодыми океаническими платформами. Так, впадина Бофорта («океаническая плита») и хр. Менделеева («сводное океаническое поднятие») являются одновременно частями молодого талассократона Северного Ледовитого океана и древней Гиперборейской платформы.

На западной окраине Тихого океана в пределах **кайнозойских складчатых и геосинклинальных областей**, разделение которых по принципу завершенности геосинклинального развития, как отмечают авторы, в ряде случаев условно, выделяются следующие структурные элементы: геоантиклинальные сооружения (одинарные и двойные островные дуги трех типов), геосинклинальные котловины (Берингово-морская, Курильская, Филиппинская и т. п.) и глубоководные океанические геосинклинальные желоба (Алеутский, Курило-Камчатский и др.).

Геоантиклинальные сооружения разделены на три типа, отвечающие различным стадиям развития. «Начальной стадии развития геоантиклиналей соответствуют морфоструктуры одинарных островных дуг с корой субконтинентального типа, с преобладанием в них узких (шириной 50—70 км) зон вулканических сооружений, с характерными вогнутыми склонами, с лавами преимущественно основного состава и широким (до 150—200 км) сводовым поднятием, напоминающим океанические валы («Тектоника Евразии», 1966, с. 369). Это дуги Идзу-Бонинская, Волкано, Марианская, Яп, Палау. Более развитыми в эволюционном ряду являются геоантиклинальные зоны с мощным, широким (70—120 км), высоким (2—3 км) и монолитным хребтом, в которых ось вулканических сооружений смещена на внутренний (обращенный к материковой платформе) склон дуги. Вулканизм здесь андезитового состава. Это дуги: Рюкю, Молуккская, Северного Сулавеси, среднее звено Курило-Камчатской дуги, большая часть Алеутской дуги. К третьему — наиболее развитому типу отнесены двойные островные дуги с внешним хребтом, обладающим массивным телом, выпуклыми склонами, широким сводом, почти лишенным проявлений вулканизма, «оттесненного» на внутренний хребет. Структура земной коры отличается сочетанием полос коры континентального и субконтинентального типов. Этот тип представлен восточной частью Алеутско-Аляскинской дуги (к востоку от пролива Унимак), южным и северным звеньями Курильской дуги и Зондской дугой.

Области океанического ложа представляют собой совокупность **древних и молодых океанических платформ** (архео- и неоталассокра-

тонов), в пределах которых выделяются котловины (океанические плиты) и поднятия, развивающиеся как активные структуры, подобно сводовым поднятиям континентальных платформ. Структурные поднятия делятся на две категории: сейсмически активные и асейсмичные. Первые являются звеньями планетарной системы срединно-океанических хребтов, вторые разделяются на океанические валы, или сводовые поднятия «базальтовой» коры, краевые валы и глыбовые хребты горстового или рампового типа. Для каждой из трех групп поднятий авторами дана подробная геоморфологическая характеристика и в меру изученности указаны особенности глубинного строения по геофизическим данным. Так, сводовые поднятия базальтовой коры, примером которых являются валы Шатского, Гавайский, Каролинский, Менделеева, характеризуются компенсационным прогибом поверхности Мохоровичича. Их своды осложнены разломами и более или менее многочисленными вулканическими постройками. В отличие от них краевые валы протягиваются по окраинам талассократонов вдоль глубоководных геосинклинальных желобов. Они также рассматриваются как сводовые поднятия «базальтового» слоя, но слабо выраженные в рельефе и не компенсированные прогибом подошвы коры, а, наоборот, вызванные ее поднятием. Хребты глыбовой структуры охарактеризованы как прямолинейные гребневидные формы шириной в десятки километров, сопряженные с зонами разломов и сочетающиеся с проявлениями вулканизма. Предполагается существование у них корней «базальтового» слоя. Их примером служат хр. Ломоносова, Восточно-Индоканское и Чагос-Лаккадивское поднятия.

Между зонами поднятий располагаются древние и «относительно молодые» океанические плиты. По морфологическим и геофизическим признакам эти две возрастные категории не отличаются или почти не отличаются. «Во всяком случае,— пишут авторы,— современными методами не удастся пока обнаружить существенных различий в глубинном строении коры древних и молодых плит, за весьма редкими исключениями» («Тектоника Евразии», 1966, с. 386). Вместе с тем указано, что признаками новообразования могут служить повышенные мощности осадочного слоя и некоторые отличия в свойствах мантии в районах Атлантического и Индийского океанов по сравнению с древними плитами Тихого океана. Однако эти признаки недостаточны для суждения о возрасте. «Основание для выделения молодых плит в качестве особых структурных элементов прежде всего дает анализ соотношений этих плит со структурами прилегающей суши. Границы молодых плит несогласно накладываются на подводные продолжения тектонических структур суши» («Тектоника Евразии», 1966, с. 386). Примерами таких структурных несогласий являются срезание материковым склоном по периферии Иберийской плиты структур Пиренейского полуострова, нарушение предполагаемых связей палеозойских сооружений Северной Земли, Земли Пири и Земли Элсмира новообразованными плитами Северного Ледовитого океана. Отмечается, что доказательством относительной молодости некоторых океанических плит могут служить биогеографические данные, в частности сведения о сходстве некоторых компонентов мезозойской наземной фауны и флоры Мадагаскара, Индии, Австралии и Антарктиды.

Классификация океанических структур, предложенная Г. Б. Удинцевым и А. Л. Яншиным («Тектоника Евразии», 1966), разработана детальнее, чем предшествующая классификация П. Н. Кропоткина и К. А. Шахарстовой (1965). В основе районирования лежит опыт историко-геологической интерпретации морфоструктурных, в меньшей мере геофизических и еще более ограниченных геологических данных. Однако при выделении различных типов структурных элементов в одних случаях выступают на первый план историко-геологические критерии

(архео- и неоталассократоны, древние и молодые платформы подводных частей континентов), в других случаях — критерии морфологические (разные типы внутриокеанических поднятий). Это приводит к пересечению в пространстве структурных элементов, выделяемых по разным признакам. Недостаток имеющихся геологических данных не позволил в полной мере применить историко-геологический принцип и построить эволюционный ряд структурных форм дна океанов. Система срединно-океанических хребтов, трактуемая как часть молодых и древних талассократонов еще выделяется вне связи с возрастом ограничивающих их участков океанических плит. Принятое а priori деление океанов в целом на пространственно разобщенные древний (Тихий) и молодые (все остальные) не дает возможности установить между ними структурные соотношения и выделить тектонические формы, связанные с преобразованием океанического дна в ходе его эволюции. Авторы отмечают, что вопрос о возрасте и условиях образования океанических плит, а следовательно, и о критериях, положенных ими в основу районирования, относится к числу наиболее дискуссионных в морской геологии.

От системы построений, принятых на «Тектонической карте Евразии», мало отличается районирование ложа океанов на мелкомасштабной «Тектонической карте Мира», составленной Г. Б. Удинцевым и В. Ф. Канаевым (Удинцев, 1967, 1968). В ней также используются, с одной стороны, историко-геологический принцип подразделения океанических платформ на древние допалеозойские (Тихий) и молодые (все остальные) океаны, с другой стороны — морфоструктурный принцип, согласно которому в тех и других платформах развиты аналогичные формы сводовых поднятий и глыбовых хребтов с вулканическими сооружениями. Принципиально новым является выделение из состава платформ в самостоятельную категорию в качестве крупнейших структурных элементов океанического ложа — срединно-океанических хребтов, названных Г. Б. Удинцевым георифтогеналями. Автор рассматривает их наряду с геосинклиналями в качестве наиболее активных тектонических областей Земли, противопоставляемых материковым и океаническим платформам как областям спокойного эволюционного развития. Однако в Тихом океане, в отличие от других океанов, показана пространственная связь этих активных областей с «древними — допалеозойскими частями океанического дна и только в юго-восточной части Тихого океана предполагается существование приращенной к георифтогенали молодой Чилийской плиты (впадины). В более поздней работе того же автора (Удинцев, 1972) уже вся акватория Тихого океана к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия рисуется в качестве молодого талассократона. Дальнейшим шагом в разработке классификации структурных элементов океанического дна на той же «Тектонической карте Мира» является выделение «глубоко опущенных блоков подводных материковых эпимезозойских платформ» (зона Исландской и Норвежско-Лофотенской впадин) и «остаточных блоков материковых структур» (Сейшельское поднятие в Индийском океане и Новозеландское плато в Тихом океане).

Аналогичным опытом создания единой схемы тектонического районирования является мелкомасштабная тектоническая карта Мира, составленная В. Е. Хаиным и М. В. Муратовым (Khain, Muratov, 1969). Расчленение дна акваторий проведено по морфоструктурным признакам и отчасти по строению земной коры, но без подразделения структурных элементов по размерам и соподчиненности. Авторы выделяют: 1) подводные окраины континентов (шельфы); 2) края континентального блока (континентальные склоны); 3) пограничные зоны субокеанических бассейнов окраинных и внутренних морей, к которым отнесены основания островных дуг и приподнятые участки дна окраинных морей («массив» Бородино и т. п.); 4) центральные части субокеанических бассей-

нов, лишенные «гранитного» слоя; 5) островные дуги; 6) глубоководные желоба; 7) глубоководные океанические котловины (basins); 8) океанические хребты (ridges) и пограничные зоны глубоководных котловин (включая краевые валы океанов), частично с субконтинентальной корой; 9) срединно-океанические хребты; 10) рифты; 11) глубинные разломы, из которых часть показана как трансегментные, пересекающие и континентальные, и океанические блоки. Таким образом, авторами дается классификация перечисления разнопорядковых структурных форм, изображенных на карте.

Наиболее детальное картографическое изображение тектоники ложа Тихого океана дано на «Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли» масштаба 1:10 000 000 под редакцией Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева (1970). Пояснительной запиской к этой карте является монография Ю. М. Пушаровского «Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли» (1972а) и отчасти монография Г. Б. Удинцева «Геоморфология и тектоника дна Тихого океана» (1972), хотя к интерпретации многих тектонических проблем оба автора подходят с различных точек зрения: фиксистской в первом случае и мобилистской во втором случае.

Карта охватывает ложе Тихого океана, окружающий его пояс «зон перехода», трактуемых как современные геосинклинальные системы, пояс складчатых областей внешней части Тихоокеанского сегмента Земли, ограниченного древними платформами, и прилегающие районы внутриконтинентальных областей. Отмечается, что «ведущим подходом к составлению карты был историко-геологический. При таком подходе структурные формы и естественные тектонические зоны рассматриваются как следствие более или менее длительного стадийного тектонического развития, запечатленного в геологических формациях и иных геологических образованиях (в том числе магматических), а также в морфологических свойствах» (Пушаровский, 1972а, с. 9). Авторы карты выделяют: а) Тихоокеанский тектонический пояс; б) ложе Тихого океана; в) области, прилегающие к Тихоокеанскому сегменту Земли. Кроме этого выделяются «резонансно-тектонические структуры», накладывающиеся на все три выделенные категории, но вместе с тем рассматриваемые как самостоятельный (третий) класс негеосинклинальных и неплатформенных структур, индуцируемых «в результате воздействия тектонических процессов, происходивших в геосинклиналях на разных стадиях их развития» (Пушаровский, 1972а, с. 79).

Наибольший интерес представляет классификация структур и их картографическое изображение во внутренней части Тихоокеанского тектонического пояса, т. е. в «зоне перехода», а также в пределах океанического ложа. Во внутренней части Тихоокеанского пояса показаны «современные геосинклинальные зоны», среди которых в виде «включений» выступают области ранне-, средне- и позднекайнозойской складчатости, выходящие из-под уровня моря в островных (геоантиклинальных) поднятиях или изображенные путем экстраполяции под водами окраинных морей. Кайнозойские складчатые сооружения подразделены на «поднятые» и «опущенные зоны», «впадины орогенного структурного яруса» и на их подводные продолжения. При выделении этих элементов использованы структурные и возрастные признаки. Геосинклинальные области расчленены на геосинклинальные желоба (троги) и котловины, геоантиклинальные зоны (островные и подводные гряды), зоны «краевых поднятий» и «подводные массивы», имеющие округлую или угловатую форму.

Ложе Тихого океана, подобно тому как это было сделано на «Тектонической карте Мира» Г. Б. Удинцевым и В. Ф. Канаевым, подразделяется на талассократоны и океанические подвижные пояса. В пределах талассократона показаны океанические плиты, сводовые поднятия, глы-

бовые поднятия (в том числе в пределах сводовых структур), краевые валы и прогибы, связанные со сводовыми поднятиями. Подвижные пояса подразделены на «выраженные поднятиями» и «почти не выраженные (или очень слабо выраженные) в рельефе дна». Отдельным знаком показано ложе Атлантического и Индийского океанов. Особо, в классе «резонансно-тектонических структур», выделены «внегеосинклинальные новообразованные глубоководные впадины». К их числу отнесена центральная часть Тасманова моря — «Австралийского океана» Г. Штилле (1964).

В пределах шельфов изображены подводные продолжения древних платформ, а на участках шельфов, прилегающих к фанерозойским складчатым сооружениям суши, — «водные пространства за пределами ложа океанов».

Как видно из приведенного перечисления структурных элементов, историко-геологический метод районирования Тихоокеанского сегмента Земли удалось применить только для складчатых областей, прилегающих к Тихому океану или выдвинутых на поверхность в островных поднятиях «зоны перехода», т. е. для достаточно изученных геологическими методами участков развития континентальной коры. Для ложа океана и областей, приравняемых к современным геосинклиналям, из-за недостатка геологических данных (в первую очередь стратиграфических), а также из-за неразработанности историко-геологической методики их районирования (принцип завершающей складчатости, естественно, здесь использован быть не может) для классификации тектонических областей и их картографического изображения могли быть использованы только сведения по батиметрии и некоторые геофизические данные. Последние, в частности, позволили выделить в самостоятельный структурный элемент океанический подвижный пояс.

Таким образом, тезис Ю. М. Пушаровского (1972а, с. 13) «для нас ясно, что при анализе тектоники океанического ложа наиболее правильно исходить из принципа разновозрастности образующих его тектонических единиц (или их частей)» остался нереализованным, ибо противопоставление *in plero* древности океанического ложа относительной молодости современных геосинклинальных структур нельзя рассматривать как достаточное методологическое (историко-геологическое) основание для построения карты. Несмотря на имеющийся разрыв между идеями и возможностями их реализации, «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли» не только в целом, но и в части, освещающей структуру ложа Тихого океана и его окраинных морей, является одним из крупнейших достижений в области тектоники океанов. В ней сконцентрирована огромнейшая научная информация и подведены итоги познания современной структуры более чем 50% площади Мирового океана. Трудно сомневаться в длительности и многостадийности развития структуры океана. Однако выяснение истории этого процесса и его картографическое моделирование требуют не только привлечения значительно более широкого фактического материала, но и разработки новых методик, которые не могут быть сведены к уже испытанным методам тектонического картирования континентов.

К сожалению, до сих пор не вышли из печати тектонические карты Атлантического и Индийского океанов, составленные в Институте океанологии АН СССР. Из них, насколько нам известно, в уменьшенном и схематизированном виде опубликована лишь «Тектоническая карта Индийского океана», составленная В. Ф. Канаевым (Пушаровский, 1972а). Ложе океана за пределами подводных частей материковых платформ (шельфов) разделяется на следующие структурные области и зоны: а) опущенные блоки материковых платформ, непосредственно прилегающие к шельфу; б) «микроконтиненты» (фрагменты материковых платформ); в) глубоководные желоба; г) океанические плиты;

д) глыбовые поднятия; ж) сводовые поднятия; з) краевые валы; е) океанические подвижные пояса, подразделяющиеся на «высокие» — атлантического типа и «низкие» — тихоокеанского типа. В осевых частях подвижных поясов выделяются рифтовые зоны и «активные зоны без рифтовых ущелий». Если не считать уточнений в расположении этих структурных элементов, основанных на новых геоморфологических данных, указанная классификация и общее построение карты соответствуют рассмотренной выше «Тектонической карте Мира», составленной в 1968 г. Г. Б. Удинцевым и В. Ф. Канаевым. Новым в номенклатуре являются наименования двух типов подвижных поясов, а также использование термина Г. Штилле «микроконтинент» для включенных в океанические плиты участков предполагаемой континентальной коры.

Система опубликованных к настоящему времени тектонических карт отражает последовательное развитие знаний о строении ложа Мирового океана. При составлении карт использованы в первую очередь геоморфологические данные, во вторую очередь — в той или иной мере обобщенные результаты геофизических исследований, позволяющие наметить соотношения между морфоструктурами и геофизическими параметрами земной коры (глубиной поверхности Мохоровичича, мощностью физических оболочек). Дополнительным, также эмпирическим признаком тектонического районирования служила качественная характеристика динамики современных тектонических процессов (сейсмичность, тепловой поток, «энергия», или степень дифференцированности, рельефа), позволившая подразделить ложе океанов на подвижные пояса и плацидарные области. Незначительную роль при выделении структурных форм и их типизации играло непосредственное определение вещественного состава пород и ни одна из карт не опиралась на их возраст, установленный стратиграфическими или радиометрическими методами. Эти сведения по дну акваторий или отсутствовали, или имелись в недостаточном количестве и то только для самых верхних слоев осадочной толщи, что не давало права судить о времени образования и стадиях развития структуры. Тем не менее, многие из авторов тектонических карт выдвигали на первый план историко-геологический «принцип» построений, стремясь отождествить методику составления тектонических карт континентальных и океанических сегментов.

Тектонические карты континентов, начиная с первых опытов А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Г. Штилле и других исследователей, строились на возрастных соотношениях структурно-вещественных комплексов или возрасте тектонических деформаций. Составлению тектонических карт суши во всех случаях предшествовало изучение стратиграфии и построение геологических карт. Что же касается комплексов пород, слагающих океаническое ложе, то до последнего времени имелась возможность высказывать только сугубо общие представления об их возрасте (Штилле, 1964), основанные либо на структурных соотношениях океанов и континентов в целом (что отражено в классификациях П. Н. Кропоткина с соавторами, Г. Б. Удинцева и А. Л. Яншина), либо на гипотезах «базификации» (В. В. Белоусов) и раздвигов океанического дна (Р. Дитц, Х. Хесс, П. Н. Кропоткин). Но в том и другом случае использование этих косвенных данных не могло быть приведено в соответствие с масштабами тектонических карт. Поэтому отражение в легендах возраста структурных форм океанического ложа и их классификация по времени образования могут рассматриваться только как гипотезы, зависящие от той или иной интерпретации имеющихся признаков. Принципиальное различие в структурах земной коры континентальных и океанических сегментов требует новых подходов к тектоническому районированию, основанному не столько на генетических и историко-геологических гипотезах, сколько на эмпирически установленных фактах.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СОСТАВЛЕНИЯ СВОДНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

Определение тектонических карт, данное в свое время Н. С. Шатским (1963а, с. 447): «Тектоническими мы называем карты, на которых условными знаками нанесены структурные формы различных категорий и разного возраста», нуждается в уточнении. Как мы видели из предшествующего изложения, его трудно применить к тектоническим картам дна океанов. Видимо, поэтому Ю. М. Пушаровский (1972б, с. 8) пишет, что «указание на разновозрастность структурных форм, содержащееся в формулировке Н. С. Шатского, не кажется обязательным, для нее может быть предложено несколько иное определение: тектонические карты отображают структуры земной коры и их естественные сочетания или, что то же самое, структурные формы и тектонические зоны разных порядков и свойств». Однако и эта формулировка, если исходить из существующих тектонических карт, не совсем точна. Они отображают структуру не земной коры, а только ее верхней части (Кинг, 1972), т. е. тех горизонтов, которые в пределах континентов доступны для визуальных геологических исследований и допустимых экстраполяций на небольшую глубину.

Если не считать попыток выделения складчатых комплексов под чехлом платформенных осадков, опыт изучения глубинного строения земной коры геофизическими методами пока не оказал влияния на тектоническое районирование континентов. Это связано не только с недостаточной геофизической изученностью последних (в том числе наиболее точными методами сейсмического зондирования) и со сложностью структуры континентальной коры (особенно ее «гранитно-метаморфического» слоя), но и с трудностью сопоставления геологических тел, установленных по физическим параметрам, с возрастными комплексами пород, которые по существующим традициям «геологизации» тектонических карт должны быть на них показаны. Вместе с тем представляется, что введение в орбиту тектонического районирования глубоких горизонтов или всего объема земной коры, а в дальнейшем и всей литосферы должно явиться логическим следствием комплексного развития геолого-геофизических методов и крайне необходимой предпосылкой дальнейшего совершенствования геологической теории. Неоспоримое преимущество использования геофизических данных при тектоническом районировании заключается в возможности проведения операций со структурой и формой всего объема коры, а не только с отдельными частями ее верхних слоев. Так, анализ соотношений между верхней (земной рельеф) и нижней (рельеф мантии) поверхностями коры позволяет установить обобщенную форму коровых тел (блоков), различную для разных типов структурных провинций и их подразделений. Этот принцип был использован для типизации структурных элементов континентов Н. А. Беляевским (1969) и для океанических структур авторами (Боголепов, Чиков, 1972). Тем самым установлен важный признак, до сих пор недостаточно учитывавшийся при историко-геологическом методе районирования, и введена поправка в представление о «положительных» и «отрицательных» структурных формах земной коры.

Для разработки методологии построения тектонических карт, основанной на применении комплекса геологических и геофизических признаков, особенно благоприятны океанические сегменты. Не случайно уже на тектонической карте Тихого океана П. Н. Кропоткиным и его соавторами, как и в последующих построениях Г. Б. Удинцева и А. Л. Яншина, введены представления о мощностях и деформациях «базальтового» слоя и о его соотношениях с осадочным слоем, что позволило расширить рамки морфологических и возрастных классификаций. Океаническое ложе является благоприятным полигоном для поста-

новки опытов тектонического районирования всего объема земной коры вследствие: а) относительно малой мощности коры, не превышающей единиц и первых десятков километров; б) сравнительной простоте ее устройства, не нарушенного интенсивной складчатостью; в) более равномерному по сравнению с континентами охвату геофизическими работами, особенно ГСЗ и МОВ.

Возвращаясь к общим вопросам методологии тектонического районирования, следует отметить, что в его основу могут быть положены три типа моделей: статическая, кинематическая и историко-геологическая. Метод районирования, основанный на историко-геологических данных, будучи синтетическим, позволяет показать на тектонических картах не только современное соотношение геологических тел, выделяемых по структурно-вещественным признакам, но и отразить путем их возрастной корреляции этапы развития исследуемого сегмента земной коры. Однако применение любой из модификаций историко-геологического метода (по возрасту складчатости, началу формирования геосинклинальных комплексов, возрасту океанической коры, соотношениям и стратиграфическим объемам структурных этажей и т. д.) возможно только на основе фундаментальных стратиграфических, литологических и структурных данных, представленных в виде геологических разрезов и карт.

В кинематических моделях, особенно широко используемых за рубежом (модель «плитной тектоники»), районирование земной коры проводится по типам движений (направленности, скорости) на основе многочисленных инструментальных замеров и косвенных данных. При современном состоянии знаний подобные модели, если они выходят за рамки конкретных достаточно изученных типов структур (рифтов, зон сдвигов, шарьяжей и т. п.), неизбежно имеют гипотетический характер и могут рассматриваться только как схемы, отражающие общие геотектонические представления авторов. Кроме того, они могут быть тем ближе к действительности, чем меньше отраженный ими временной интервал. Недостаток данных для установления современных движений земной коры и отсутствие методик реконструкции кинематических систем геологического прошлого ограничивают значение подобных построений.

В статических моделях районирования используется комплекс структурных и вещественных признаков (состав, физические свойства вещества), позволяющих подразделить геологическое пространство на системы тел, отличающихся по морфологии и принятому набору свойств, безотносительно к их возрасту и условиям формирования.

Для тектонического районирования дна океана при современном уровне знаний в первую очередь должен быть использован метод построения статических моделей, так как необходимых литолого-стратиграфических признаков для разбиения пространства на разновозрастные и различные по породному составу или генезису тела в настоящее время слишком мало. Эти данные только начинают появляться по мере накопления результатов бурения. Поэтому применение историко-геологических построений как основы районирования и, в частности, предложение П. Н. Кропоткина (1971) о том, что для «глубоких морей и океанических впадин... оно должно проводиться по времени главной деформации растяжения», подобно тому, как на континентах оно проводится по возрасту «главной деформации сжатия», представляется преждевременным. Это не означает, что нужно отказаться от попыток историко-геологического истолкования современной структуры океанических сегментов, но подобная интерпретация должна рассматриваться только как гипотеза.

Итак, применительно к океаническим сегментам земной коры можно следующим образом определить сущность тектонических карт: они

представляют собой графическое изображение структурных элементов земной коры, их внутреннего строения и соотношений в пространстве. При этом структурные элементы выделяются исходя из комплекса вещественных (литолого-петрографических или приравненных к ним геофизических) и структурных характеристик, охватывающих всю мощность земной коры до границы Мохоровичича. Они могут подразделяться на более мелкие структурные единицы, пространственное соотношение между которыми определяет внутреннее строение структурного элемента более высокого ранга (порядка). Структурные элементы разных рангов не должны пересекаться в пространстве.

Основными признаками выделения структурных элементов и их типизации служат: 1) строение земной коры, которое выражается соотношением геологических тел (или «слоев»), отличающихся одно от другого по физическим свойствам и литолого-петрографическому (формационному) составу горных пород. При отсутствии визуальных геологических данных обобщенный вещественный состав определяется косвенным путем (на основании аналогии, эксперимента, интерпретации геофизических характеристик); 2) морфология соответствующих участков земной коры, выраженная соотношением поверхностей подводного (или наземного) рельефа и мантии в вертикальном и горизонтальном сечениях.

Дополнительными (вспомогательными) признаками являются динамические характеристики: сейсмичность, современный вулканизм, величина теплового потока, позволяющие установить связь современных структурных форм с процессами, происходящими в мантии. К числу второстепенных признаков, позволяющих, однако, провести разделение структурных элементов на ранги более мелких порядков, относится степень дислоцированности. Из них зоны разломов и зоны пликативных нарушений различных морфологических типов в свою очередь должны рассматриваться в качестве структурных элементов соответствующих порядков.

НОМЕНКЛАТУРА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Понятия о структурных элементах океанического дна находятся в стадии становления. Отсюда их номенклатура изменяется из года в год вместе с построением новых тектонических карт и обобщений. Система терминов, применяемых различными исследователями, приведена в табл. 20. Из таблицы, как и из обзора тектонических карт, видно различие подходов к выделению структурных элементов и переплетение названий, основанных то на геоморфологических и геофизических, то на структурных, то на генетических и историко-геологических признаках. Так, степень подвижности земной коры, проявляющаяся в энергии современных процессов (сейсмичность, тепловой поток, «энергия» рельефа), положена в основу наиболее общего подразделения океанического ложа на талассократоны и океанические подвижные пояса. Историко-геологические гипотезы приводят к делению талассократонов на древние и молодые. По геоморфологическим признакам выделяются котловины и хребты различных типов и т. д.

В структурном отношении наиболее разработанной представляется система подразделений, предложенная Ю. М. Пущаровским и Г. Б. Удинцевым при составлении «Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли» (1970). Но и в ней «океанические подвижные пояса» разделяются на части, в названиях которых фигурируют, в одних случаях, особенности рельефа, в других — современная активность тектонических процессов.

Словотворчество при разработке новых или модификации прежних понятий — явление вполне естественное. Однако уже сейчас существует излишняя синонимика, зависящая от того, какой аспект при выделении

Таблица 20. Номенклатура тектонических подразделений

Тектоническая карта Арктики и Субарктики (1964, 1969)	Тектоническая карта Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса (Кропоткин, Шахварстова, 1965)	Тектоническая карта Евразии (1966), «Тектоника Евразии» (1966)
<p>I. Структуры континентального ряда</p> <p>II. Структуры промежуточного типа — парагеосинклинальные впадины</p> <p>III. Структуры океанического ряда</p> <p>1. Зоны тектоно-магматической активизации (массовых излияний платобазальтов)</p> <p>2. Океанические впадины</p> <p>3. Океанические желоба</p> <p>4. Срединно-океанические вулканы</p> <p>5. Современные геосинклинали — островные вулcano-тектонические поднятия (островные дуги) и сопровождающие их океанические рвы</p>	<p>I. Области с корой материкового типа</p> <p>II. Области с корой неясного строения или переходного типа</p> <p>1. Геоантиклинальные поднятия островных дуг вулканического происхождения</p> <p>2. Подводные плато и горы, возможно, представляющие собой опущенные участки материковых платформ</p> <p>III. Области с корой океанического типа</p> <p>A. В пределах Тихоокеанского подвижного пояса, Атлантического и Индийского океанов (мезозойские и кайнозойские)</p> <p>1. Глубокие желоба по периферии океанических впадин (глубина 6—11 км) и их аналоги (глубина 4—5 км)</p> <p>2. Котловины и широкие прогибы с корой субокеанического типа (глубина 2—4 км)</p> <p>3. Котловины с корой океанического типа (глубина 4 км)</p> <p>B. В пределах древней (домезозойской) части Тихого океана</p> <p>1. Котловины (глубина 4—5 км) с базальтовой корой небольшой мощности (3—10 км)</p> <p>2. Океанические хребты и валы с базальтовой корой повышенной мощности (7—20 км)</p> <p>3. Возвышенности вулканического происхождения, выше изобаты 2 км</p>	<p>I. Подвижные части материков, представленные областями докайнозойской складчатости</p> <p>II. Кайнозойские складчатые и геосинклинальные области</p> <p>1. Геоантиклинальные сооружения (островные дуги одиночные и двойные)</p> <p>2. Геосинклинальные котловины</p> <p>3. Глубоководные океанические желоба</p> <p>III. Области океанических платформ древних (Тихого океана), молодых (остальных океанов)</p> <p>1. Океанические плиты</p> <p>2. Краевые валы</p> <p>3. Сводовые океанические поднятия</p> <p>4. Океанические хребты глыбовой структуры</p> <p>5. Срединно-океанические хребты</p>

Таблица 20 (окончание)

Ю. М. Пушаровский (1972 б)	Г. Б. Удинцев (1972)	Тектоническая карта Индийского океана, составленная В. Ф. Канаевым (Пушаровский, 1972б)
<p>I. Континентальные структуры</p> <p>II. Современные геосинклинальные структуры</p> <p>1. Геоантиклинальные зоны</p> <p>2. Геосинклинальные зоны</p> <p>3. Внутренние массивы</p> <p>4. Краевые поднятия</p> <p>III. Структуры океанского ложа</p> <p>Талассогены</p> <p>1. Океанические плато (котловины)</p> <p>2. Сводовые поднятия, поднятия глыбовой структуры</p> <p>3. Краевые валы</p> <p>Океанические подвижные пояса</p> <p>1. Талассоархисы</p> <p>2. Океанические шрамы</p>	<p>I. Современные геосинклинали</p> <p>1. Антиклинории подводные и надводные</p> <p>2. Остаточные блоки докайнозойских складчатых систем</p> <p>3. Глубокие впадины окраинных морей</p> <p>4. Краевые океанические желоба</p> <p>5. Краевые желоба окраинных морей</p> <p>II. Океанические платформы (талассократоны)</p> <p>1. Сводовые поднятия (талассоантеклизы) и вулканические хребты</p> <p>2. Глыбовые поднятия и горные хребты</p> <p>3. Краевые валы (талассомаргиналы)</p> <p>4. Океанические плиты (талаплены)¹ допалеозойского возраста</p> <p>5. Океанические плиты (талаплены) палеозойского и мезозойского возраста</p> <p>III. Георифтогенальные области</p> <p>1. Гесрифтогенальные орогенические пояса</p> <p>2. Современные георифтогенали</p>	<p>1. Подводные части материковых платформ</p> <p>2. Опущенные блоки материковых платформ</p> <p>3. «Микроконтиненты» (фрагменты материковых платформ)</p> <p>4. Глубоководные желоба</p> <p>5. Океанические плиты</p> <p>6. Глыбовые поднятия</p> <p>7. Сводовые поднятия</p> <p>8. Краевые валы</p> <p>9. Океанические подвижные пояса</p> <p>а) высокие (атлантического типа)</p> <p>б) низкие (тихоокеанского типа)</p> <p>в) рифтовые зоны</p> <p>г) активные зоны без рифтового ущелья</p>

¹ В той же работе Г. Б. Удинцев признал отсутствие необходимости во введении термина «талаплен».

Тектоническая карта Мира, составленная Г. Б. Удинцевым и В. Ф. Канаевым (Удинцев, 1968)	Тектоническая схема Мира (Khain, Muratov, 1969)	Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли (1970)
<p>I. Подвижные материковые эпимезозойские платформы (шельфы) Глубокоспущенные блоки подводных материковых платформ Остаточные блоки материковых структур</p> <p>II. Океанические платформы древние (допалеозойские) и молодые (мезозойско-кайнозойские) Океанические впадины Сводные поднятия, глыбовые хребты и вулканические постройки на них Глубоководные желоба</p> <p>III. Георифтогенали Рифтовые ущелья</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Подводные окраины континентов (шельфы) 2. Края континентального блока (континентальные склоны) 3. Пограничные зоны субокеанических бассейнов окраинных и внутренних морей 4. Центральные части субокеанических бассейнов, лишенные «гранитного» слоя 5. Островные дуги 6. Глубоководные желоба 7. Глубоководные океанические котловины 8. Океанические хребты и пограничные зоны глубоководных котловин (включая краевые валы океанов), частично с субконтинентальной корой 	<p>A. Тихоокеанский тектонический пояс Современные геосинклинальные зоны:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Геосинклинальные желоба и трогои 2. Геосинклинальные котловины 3. Геосинклинальные зоны (островные и подводные гряды) 4. Зоны краевых поднятий 5. Подводные массивы <p>Б. Ложе Тихого океана Талассократоны:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Океанические плиты 2. Сводные поднятия 3. Глыбовые поднятия 4. Краевые валы 5. Прогобы, связанные со сводовыми поднятиями <p>Океанические подвижные пояса:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Выраженные поднятиями 2. Невыраженные (или очень слабо выраженные) в рельефе дна 3. Современные активные зоны внутри поясов <p>Резонансно-тектонические структуры:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Внегеосинклинальные новообразованные глубоководные впадины

Л. Б. Красный (1972)	К. В. Боголепов, Б. М. Чиков (1972)	В. В. Хаин (1973)
<p>I. Талассократоны</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Талассоплены 2. Краевые океанические валы 3. Глыбовые океанические поднятия <p>II. Внутриокеанические вулкано-генные пояса и подводные вулканогенные нагорья</p> <p>III. Срединноокеанические подвижные пояса</p> <p>IV. Океанические линейменты</p>	<p>I. Внутриокеанические рифтовые пояса</p> <p>II. Океанические плиты</p> <ol style="list-style-type: none"> a) атлантического типа b) западнотихоокеанского типа <p>III. Области и пояса вулканических структур</p> <p>IV. Внутриокеанические области погруженных континентальных структур</p> <p>V. Геосинклинальные пояса</p>	<p style="text-align: center;">Океаны</p> <p>A. Геосинклинальные пояса</p> <p>Б. Океанические платформы (талассократоны) Океанические плиты Талассосинеклизы Линейные поднятия</p> <ol style="list-style-type: none"> a) глыбовые b) вулканические <p>Изометрические поднятия (внутриокеанические своды)</p> <p>В. Океанические орогенные пояса Грабены-рифты</p>

одного и того же структурного элемента выдвигается исследователем на первый план (срединно-океанические хребты, океанические подвижные пояса, океанические орогенные пояса, георифтогенали, геотафрегенали, срединно-океанические вулканории). Существуют названия, этимология которых не соответствует их смысловой нагрузке (океанические шрамы), в то же время появляются чисто генетические термины, не имеющие структурного содержания (резонансно-тектонические структуры, талассогены, талассоарсисы). Некоторые широко применяющиеся названия подвергаются заслуженной критике. Так, В. Е. Хаин (1973, с. 291) отмечает, что предложенное Г. Б. Удинцевым название «георифтогеналь» для срединно-океанических орогенных поясов не может быть рекомендовано, так как «рифты являются лишь осложнением срединных хребтов океанов, в целом представляющих собой не зоны погружения (обрушения), а напротив, зоны поднятий; кроме того, они прослеживаются не на всем протяжении срединных хребтов... К тому же термин «георифтогеналь», исходя из его значения, следовало бы применять к континентальным орогенным поясам, также осложненным рифтами — например, Восточно-Африканскому или Центрально-Азиатскому (Байкал!)».

Обоснованно оспаривается и целесообразность применения термина «талассократон», предложенного Р. Фейрбриджем (Fairbridge, 1955). Ю. М. Пушаровский (1972б) пишет, что обособление океанических подвижных поясов привело к необходимости резко сузить его значение, а высокая тектоническая динамичность океанического дна и несоответствие его структурного плана понятию «кратон» («щит») делают его вообще неприложимым. Вместе с тем не может быть принято и предложение Ю. М. Пушаровского заменить его названием «талассоген». Этот термин по этимологии двойствен и лишен четкого структурного смысла. Структур, «генетически приуроченных к океану», существует множество. К тому же, по словосочетанию «талассоген» может рассматриваться и как структура, являющаяся причиной образования океанов (талассогенез). Таким образом, в названии заключено гипотетическое представление о механизме образования океанов, а если следовать гипотезе «раздвигов» океанического дна, «талассогенами» с наименьшим основанием могут быть названы и рифтовые зоны. Поэтому более приемлемым представляется термин «океаническая платформа». Ему не противоречит «включение» в состав платформ областей вулканических поднятий или сводово-глыбовых структур, как не противоречит понятию «континентальная платформа» существование вулканических и сводово-глыбовых поднятий в Тунгусской синеклизе (хр. Путوران) или на плато Декан с их покровами, силлами и интрузиями базальтоидов, входящими в состав платформенного чехла. В русской литературе понятие «кратон» имеет более узкое значение, чем понятие «платформа» и со времен работ А. Н. Мазаровича (1952) применяется только для докембрийских (а в настоящее время дорифейских) складчатых и глубококометаморфизованных сооружений.

Из-за недостаточной изученности вопроса вызывает замечание и подразделение поднятий в пределах океанических платформ на «глыбовые» и «сводовые» Г. Б. Удинцева и «глыбовые вулканические» и «сводовые» В. Е. Хаина. Вопрос о сводовой (преимущественное развитие пликативных форм) или глыбовой (преобладание дизъюнктивной составляющей) природе структур вызывает дискуссию даже для детально изученных горных систем континентов (Тянь-Шань, Восточное и Западное Забайкалье и т. п.). Критериев для такого подразделения океанических структурных форм, очевидно, еще меньше. Этот вопрос осложняется широким развитием не только на поднятиях, но и в котловинах, вулканических построек и трещинных излияний базальтовых лав. Так, Гавайский хребет, который Г. Б. Удинцев (1972, с. 186) отно-

сит к категории «сводовых поднятий с надстраиваемыми их вулканическими горами», располагается, по данным Ф. Спайса и его соавторов (Spiess et al., 1969), в пределах крупной зоны скальвания, а главные вулканические сооружения и оси поднятий приурочены к пересечению Гавайского пояса трансформными разломами и системами эшелонированных сбросов. К тому же, из приведенной в гл. II характеристики вулканизма мы видели, что сведений о распространении подводных вулканов недостаточно для разделения «вулканических» и «авулканических» поднятий. Имеются данные о том, что даже на окраинных океанических валах, пликативное происхождение которых наиболее вероятно, существуют вулканические постройки.

В номенклатуре тектонических элементов океанического ложа предпочтительны термины, основанные на структурных признаках и содержащие по своей этимологии соответствующую структурную информацию. Поэтому в названиях структурных провинций, описанию которых посвящена следующая глава, мы стремились, сохраняя приоритет и используя уже существующие термины, применять те из них, которые несут структурную нагрузку.

Глава VI СТРУКТУРНЫЕ ПРОВИНЦИИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ

Выделение структурных провинций основано на признаках, изложенных в предшествующей главе. Среди них наибольшее значение имеют: вещественный состав и строение земной коры, формы современного рельефа и соотношение поверхностей литосферы и мантии. Дополнительными признаками являются физическая характеристика вещества верхней мантии, вулканизм, сейсмичность и величина теплового потока. В названиях структурных провинций использована известная терминология, но с некоторыми изменениями, поскольку, как мы видели во многих, в том числе наиболее разработанных, классификационных схемах, существует нежелательное переплетение структурных названий с геоморфологическими, историко-геологическими и генетическими. В некоторых случаях уточнено содержание того или иного термина. Поэтому, прежде чем приступить к характеристике структурных провинций, мы остановимся на их определении.

Поверхность океанического ложа подразделяется нами на следующие структурные провинции.

1. **Пояса внутриокеанических рифтовых структур (ПРС).** Это почти непрерывные линейные зоны общей протяженностью около 65 000 км и шириной от 120—140 до 600—800 км, тяготеющие к осевым частям срединно-океанических хребтов. Однако ПРС не следует отождествлять с «георифтогеналями» Г. Б. Удинцева (1970—1972), «срединно-океаническими орогенными поясами» В. Е. Хаина (1971б, 1973), «океаническими подвижными поясами» и «талассоарсисами» Ю. М. Пущаровского (1972б), выделяемыми вслед за Б. Хизеном (Heezen, 1960) главным образом по геоморфологическим данным. В большей мере они соответствуют «современным активным зонам внутриокеанических подвижных поясов», изображенным на «Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли» (1970). ПРС — зоны наименьшей мощности земной коры (3—5 км) и четко выраженного горного рельефа, образованного линейными формами чередующихся горстов и грабенов (рифтов); они сло-

жены выходами на дно океана «второго» и, возможно, «третьего» сейсмических слоев, представленных производными толеит-базальтовой магмы, продуктами их метаморфизма и серпентинизированными гипер-базитами. «Первый» (осадочный) слой не образует сплошного чехла, а локализуется в межгорных впадинах — грабенах. ПРС характеризуются резко повышенным тепловым потоком, высокой сейсмичностью, современным вулканизмом, наибольшими и в то же время устойчивыми величинами разуплотнения верхней мантии. По латерали они сменяются океаническими плитами.

2. Океанические плиты (ОП) — области почти сплошного распространения осадочного (осадочно-вулканогенного) чехла, выдержанного, «стандартного», строения и мощности (5—10 км) земной коры. В геоморфологическом отношении они представлены плоскими, пологоволнистыми или наклонными равнинами, на фоне которых выделяются пики океанических холмов и гор (вулканических конусов, гийотов, лакколитов?). Океанические плиты образуют наинизший (за исключением глубоководных желобов) гипсометрический уровень поверхности Земли и могут быть подразделены на структурные формы более мелкого порядка — поднятия и прогибы, валы и моноклиальные склоны. Для ОП характерны: низкие значения теплового потока, асейсмичность и стандартная плотность верхней мантии.

3. Области и пояса вулканических структур (ОВС). Это понятие объединяет «сводовые поднятия» с надстраивающими их вулканическими горами, массивами и хребтами и «глыбовые поднятия и горные хребты» Г. Б. Удинцева (1972), «глыбовые линейные поднятия», «вулканические поднятия», «изометрические поднятия» В. Е. Хаина (1973). Замечания по поводу этих терминов были сделаны выше. ОВС представляют собой выходы на дно океана «второго», вулканического, слоя, лишь местами прикрытого осадочным чехлом; но в отличие от ПРС они характеризуются утолщением земной коры (15—20 км) за счет увеличения мощности как «вулканического», так и «базальтового» слоев. «Базальтовый» слой образует подобие корней гор. В геоморфологическом отношении ОВС — это подводные горные массивы изометричной или линейной формы. Они состоят из вулканических построек, связанных единым цоколем, представляющим собой сводово-глыбовое поднятие. С поверхности ОВС сложены щелочными и толеитовыми базальтами и связанными с ними сериями пирокластических пород. Для них характерны низкая сейсмичность, средние значения теплового потока и повышенная плотность верхней мантии.

4. Внутриокеанические области погруженных континентальных структур, или микроконтиненты (ОКС). Основным признаком их выделения является присутствие «гранитно-метаморфического» слоя в составе земной коры; утолщенной по отношению к смежным океаническим плитам (17—30 км). В морфологическом отношении ОКС представляют собой приподнятые участки океанического дна, нередко увенчанные островами и ограниченные уступами в рельефе. Уступы обычно имеют в плане форму ломаных линий и, вероятно, образованы разломами. В строении верхних частей коры наряду с осадочными отложениями и эффузивами базальтового состава встречаются выходы метаморфических и гранитоидных пород. ОКС, по-видимому, можно считать своеобразными остаточными массивами, включенными в окраинные части океанических плит.

5. Области и пояса геосинклинальных структур (ПГС) образуют пограничные зоны, или «области перехода от океана к континенту». Мотивы, позволяющие отождествлять эти области с геосинклиналями, приведены далее. Основными признаками выделения ПГС является контрастность структурных форм (прогибов и поднятий), сложенных комплексами осадочных и магматических формаций, сходных с форма-

циями геосинклиналей. Структурные формы обычно (но не всегда) имеют прямое выражение в рельефе. Рельеф характеризуется большими колебаниями и резкими градиентами высот. Контрастности и мозаичности рельефа соответствуют подобные же особенности строения земной коры, представленной субокеаническим и субконтинентальным типами. В наиболее типичном выражении ПГС обладают особенно высокой сейсмичностью, активным вулканизмом, контрастными изменениями теплового потока и существенными перепадами плотности верхней мантии.

Усредненная характеристика структурных провинций, признаков их выделения и расположение показаны на тектонической схеме (см. Приложение). Определив используемую систему понятий, перейдем теперь к краткому описанию структурных провинций.

ПОЯСА ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИХ РИФТОВЫХ СТРУКТУР

Пояса внутриокеанических рифтовых структур (ПРС) установлены в пределах всех океанов. Их перечень и приуроченность к тем или иным морфоструктурам приведены в табл. 21. Из них наиболее протяженный

Таблица 21. Положение поясов рифтовых структур (ПРС) в морфоструктурах дна океанов

ПРС	Морфоструктуры
Арктический	Хребет Отто Шмидта (Арктический, Гаккеля)
Срединно-Атлантический	Хребты Срединно-Атлантический (Южно- и Северо-Атлантический), Рейкьянес, Мона, Книпповича
Африкано-Антарктический	Хребет Африкано-Антарктический
Аравийско-Индокоеанский	Хребет Карлсберг (Аравийско-Индийский)
Западно-Индокоеанский	Западно-Индийский хребет
Центрально-Индокоеанский	Центрально-Индийский хребет
Австрало-Антарктический	Поднятия Австрало-Антарктическое и Южно-Тихоокеанское
Восточно-Тихоокеанский	Поднятия Альбатрос и Восточно-Тихоокеанское
Чилийский	Западное-Чилийское поднятие
Ванкуверский	Хребты Горда и Хуан-де-Фука

(около 19 000 км) и относительно хорошо изученный Срединно-Атлантический ПРС прослежен от антарктических до высоких арктических широт и занимает медианное положение в Атлантическом сегменте. Восточно-Тихоокеанский ПРС расположен на востоке и продолжается в южной части Тихоокеанского сегмента. ПРС установлены также вблизи северо- и юго-восточной окраин Тихого океана на месте Западно-Чилийского поднятия, хребтов Горда и Хуан-де-Фука. В Индокоеанском сегменте трехлучевая система ПРС включает Аравийско-, Западно- и Центрально-Индокоеанский пояса. На продолжении Центрально-Индокоеанского ПРС находится Австрало-Антарктический ПРС, переходящий на востоке в Восточно-Тихоокеанский. Пояс рифтовых структур выявлен и в Северном Ледовитом океане.

Срединно-Атлантический ПРС соответствует зоне гребня одноименного хребта, выделенного Б. Хейзенем, М. Тарп и М. Юингом (1962), и включает рифтовую долину, рифтовые горы и высокое раздробленное плато; относительные превышения здесь достигают 2000 м и более. Резкая смена положительных форм рельефа отрицательными формами вдоль и поперек простирания с перепадом отметок 2,0—3,5 км характеризует также Аравийско-Индокоеанский ПРС. Вершины рифтовых гор здесь обычно «...имеют один или несколько острых гребней, разделенных глубокими (до 4000 м) и узкими (до 0,5 мили) желобами...

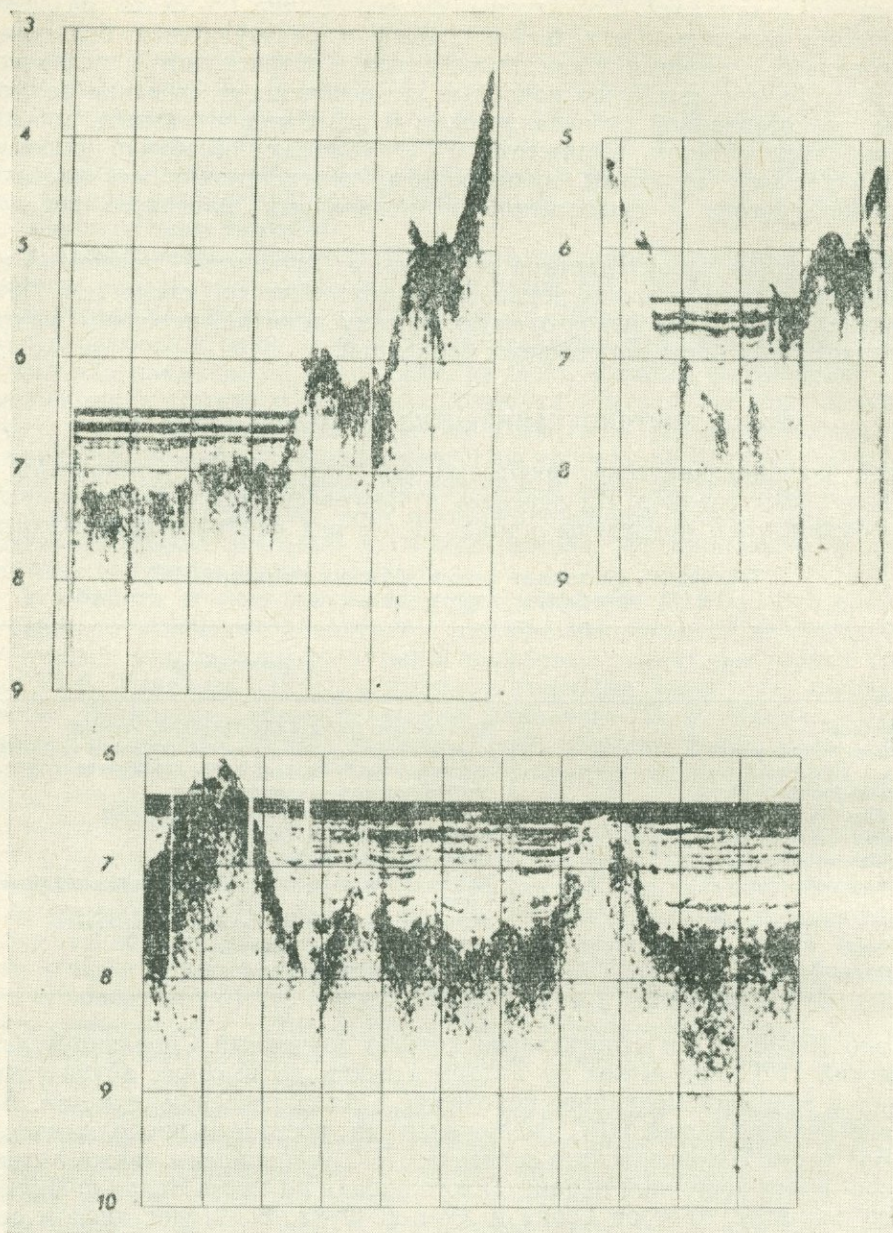


Рис. 49. Строение осадочного покрова во впадинах срединного хребта (а, б) и абиссальной равнины (в) Атлантического океана (Фогт, Шнейдер, Джонсон, 1972)

Склоны гор часто осложнены резкими поднятиями с острой вершиной. Крутизна склонов гор $5-30^\circ$ с преобладанием углов наклона $20-30^\circ$ («Исследование...», т. I, с. 58). Контрастные формы рельефа и большие (до 2000—2500 м) амплитуды расчленения присущи Западно-Индоеокеанскому, Австрало-Антарктическому и некоторым другим ПРС. Значительно менее контрастен рельеф Центрально-Индоеокеанского (500—900 м) и особенно Восточно-Тихоокеанского (100—300 м) поясов. По-видимому, исходя из морфоструктурных признаков, следует говорить о прерывистой системе поясов рифтовых структур в их пределах.

Наиболее характерной формой рельефа ПРС является рифтовая

долина. Обычно выделяется одна осевая долина шириной от 2 до 30 миль и более, реже их бывает 2; иногда долины отсутствуют. По отношению к поверхности рифтовых гор дно долин расположено на глубинах до 2000—3000 м в Срединно-Атлантическом и Аравийско-Индокоеанском ПРС, 1000—2200 м — в Западно-Индокоеанском и Австрало-Антарктическом, 500—900 м — в Центральном-Индокоеанском ПРС; минимальные относительные глубины установлены для широких депрессий, присущих Восточно-Тихоокеанскому поясу — 100—300 м.

Ширина ПРС также значительно варьирует. Наиболее существенно она изменяется в Срединно-Атлантическом поясе — от 120—140 км (хр. Рейкьянес) до 600—800 км в районе 20—24° с. ш. и 3—5° ю. ш. Ширина Восточно-Тихоокеанского, Австрало-Антарктического и Индокоеанских ПРС достигает 200—300 км.

В результате сеймопрофилирования МОВ установлено, что в пределах ПРС осадки либо отсутствуют, либо имеют прерывистое распространение, будучи структурно связаны с продольными и поперечными грабенами; непрерывный чехол осадков появляется в удалении от оси срединных поднятий, т. е. уже в пределах моноклинальных склонов прилегающих океанических плит (рис. 49). Если на гребне или центральной части Срединно-Атлантического хребта мощность осадочного слоя «...недостаточна, чтобы быть зафиксированной современными сейсмоакустическими методами, то на флангах она хорошо определяется этими средствами. Установлено, что мощность осадков на флангах в 3—4 раза больше, чем на гребне» (Ильин, 1971, с. 209). Для Восточно-Тихоокеанского поднятия установлена билатеральная симметрия структуры осадочного покрова (J. Ewing, M. Ewing, 1967) — в гребневой зоне хребта осадки вообще отсутствуют, а в стороны от оси хребта мощности осадочного покрова более или менее симметрично возрастают. В 400-километровой осевой зоне Южно-Тихоокеанского хребта сколько-нибудь ощутимый покров осадков также отсутствует; к подножию склона хребта мощность осадков возрастает до 1000 м.

В общем случае эта закономерность распространения осадочного чехла свойственна всем срединным хребтам. Исключения из этого правила имеются или в тех случаях, когда в силу особенно высокой биологической продуктивности и обильного притока терригенного материала (см. гл. II) скорость осадконакопления превышает скорость современного рельефообразования, или в случаях ослабления «энергии рельефа», затягивающегося осадочным чехлом. Наличие или отсутствие сплошного покрова осадков в осевой части срединных океанических хребтов является одним из наиболее важных признаков, определяющих выделение поясов рифтовых структур. Этот признак дополняется данными геофизических исследований.

Сейсмическими и гравиметрическими исследованиями (см. гл. IV) установлено, что в гребневых зонах срединно-океанических хребтов наблюдается разуплотнение вещества верхней мантии, выраженное аномалиями силы тяжести и аномально низкими значениями сейсмической скорости в подошве коры — 7,2—7,6 км/сек вместо обычной 8,0—8,2 км/сек (Raitt, 1956; J. Ewing, M. Ewing, 1959). Сейсмические профили гребневых зон (см. рис. 36) отличаются от профилей других частей океанических сегментов. Если склоны срединных хребтов имеют нормальный трехслойный разрез океанической коры (осадочный слой мощностью до первых сотен метров, «вулканический» — до 1,0 км и «базальтовый» — 4,5—5,0 км), то в гребневых зонах картина осложняется. Так, в осевых частях Срединно-Атлантического хребта и хребтов Индийского океана можно говорить о замене или отсутствии основного слоя океанической коры со скоростью около 6,5 км/сек, но «...вместо него существует несколько утолщенный слой... с колебанием сейсмических скоростей от 3,2 до 5,8 км/сек» (Хесс, 1969, с. 254). Для гребня Восточно-

Тихоокеанского хребта свойствен разрез коры, близкий к нормальному океаническому: установлен не только «вулканический» слой мощностью до 1,0 км, но и «базальтовый» слой мощностью около 3,5—3,7 км (на склонах хребта — 5,0 км). Утонение «базальтового» слоя сопровождается подъемом кровли верхней мантии, о разуплотнении которой свидетельствует низкая граничная скорость на ее поверхности — около 7,5 км/сек (Raitt, 1963).

Приведенные данные позволяют представить, что пояс рифтовых структур выражается утонением земной коры и ее общим положительным изгибом (арка, или выпукло-вогнутая в поперечном сечении линза), а также частичным изменением физических свойств отдельных слоев коры и разуплотнением верхней мантии.

Рассмотренная сейсмическая модель срединных хребтов удовлетворительно объясняет особенности строения поясов рифтовых структур. Наряду с ней существуют также и другие. Приведенный ранее обобщенный разрез срединных хребтов (см. рис. 18) построен с учетом представлений о широком распространении в нижней части океанической коры «подбазальтового» слоя с сейсмической скоростью 7,0—7,2 км/сек («Исследования...», т. II, 1972). В гребневой зоне предполагается резкое увеличение мощности этого слоя до 6 км и более, причем в его основании намечается куполообразное тело мантийного вещества с аномально высокими скоростными характеристиками (9,0 км/сек). Таким образом, авторы модели, изображенной на рис. 18, включают слой, который другими исследователями трактуется как «разуплотненная мантия», в состав коры.

Еще один вариант глубинной структуры срединных хребтов предложен М. Тальвани, К. Ле Пишоном и М. Юингом (Talwani, Le Pichon, Ewing, 1965). Они предполагают, что материал с низкой плотностью (измененная мантия), обособляющийся в виде линзообразного в поперечном сечении тела, распространен не только под гребнем хребта ниже «вулканического слоя», но и под его флангами вплоть до подножия, ниже слоя неизменной мантии. Разработка этой модели связана с результатами гравиметрических исследований в районе о. Пасхи, показывающими, что Восточно-Тихоокеанский хребет находится здесь в изостатическом равновесии. Аналогичные данные были ранее получены Ф. Вейнинг-Мейнесом для Срединно-Атлантического хребта в районе Азорских островов. Модель, предложенная М. Тальвани и его соавторами, удовлетворительно объясняет противоречия между гравиметрическими и сейсмическими данными. Однако она, по-видимому, менее универсальна хотя бы потому, что построена на материале, полученном в районах пересечения хребтов зонами поперечных нарушений. К тому же трудно представить механизм возникновения «линзы» измененной мантии внутри неизменной.

В пользу первой («арочной») модели структуры ПРС косвенно свидетельствует и структура аномального магнитного поля срединных хребтов, рассмотренная в гл. IV. Образование периодической полосчатости «зёбрового» аномального поля объясняется хорошо разработанной гипотезой Ф. Вайна и Ж. Мэттьюза (Vine, Matthews, 1963), предполагающей подъем мантийного вещества в гребневой зоне срединных хребтов и растекание его от рифтовой долины в обе стороны.

Детальное изучение отдельных участков (полигонов) гребневых зон срединных хребтов, а также островов (Исландии, св. Павла и др.) позволяет сделать некоторые заключения о геологическом строении ПРС и отождествлять их геоморфологические элементы с отдельными структурными формами. Выяснено, что в строении верхних частей коры ПРС преобладают ограниченные разломами блоковые структуры, состоящие из чередования горстов и грабенов, надстроженных и частично замаскированных вулканическими сооружениями и покровами базальтовых лав.

В ходе исследования Аравийско-Индокоеанского и ряда других поясов установлено, что вместе с базальтами здесь широко распространены гипербазиты и габброиды (см. гл. II). Выявлена определенная последовательность в размещении этих комплексов пород: вершины рифтовых гряд и верхние части склонов сложены оливиновыми базальтами, в меньшей степени крупнокристаллическими габбро, а также серпентинитами; ниже встречаются перидотиты, главным образом серпентинизированные гарцбургиты, а также дуниты и хромититы (Удинцев, Чернышева, 1965). Осадочные толщи, представленные своеобразным комплексом эдафогенных формаций, выявлены преимущественно в грабенах и на ступенях склонов. Такие формы рельефа, как нависающие обрывы, провалы, зияющие трещины и т. п., указывают на геологическую молодость структуры Аравийско-Индокоеанского ПРС в районе рифтовой впадины, дно которой нередко покрыто застывшими потоками лавы (Житковский, Ильин, 1971).

В Срединно-Атлантическом поясе образцы серпентинитов среди поднятых при драгировании пород встречаются реже. Некоторые исследователи предполагают, что они залегают в виде штокообразных тел. Из этого пояса в районе 45° с. ш. на 42 станциях драгами отобрано 800 образцов, среди которых резко преобладают производные толеит-базальтовой магмы. Сделана попытка отождествления выделенных геофизических слоев с определенными типами пород (снизу вверх): первый слой — метабазальты и габбро; второй слой — массивные базальты и третий слой — пористые базальты (Barret, Aumento, 1970). Выше в той же модели указаны два слоя с низкими сейсмическими скоростями, которые могут рассматриваться как осадочные или осадочно-вулканогенные образования.

Представление о структуре поясов рифтовых структур может дать строение срединной зоны Исландии, которая часто рассматривается в качестве звена рифтового пояса Срединно-Атлантического хребта. Обобщая результаты геологических исследований срединной Исландии, С. Тораринссон (1970) отметил следующее.

1) Срединно-Исландская зона представляет собой относительно неглубокий (до 1000 м) сложно построенный грабен шириной от 120 км на севере до 250 км на юге острова. Он ограничен сбросовыми уступами и зонами смятия и выполнен продуктами субгляциальных и субазральных извержений, представленными преимущественно палагонитовой туфобрекчией, а также подушечными лавами основного состава и их брекчиями.

2) На юго-западе острова (мыс Рейкьянес) рифтовая зона достигает берега и представлена системой мелких грабенов, многочисленными разломами, лавовыми потоками, связанными с щитовыми вулканами и трещинными излияниями. Вулканы образуют ориентированные в северо-западном направлении цепочки, включающие десятки кратеров. В стадии формирования находится грабен Тиргверлир, имеющий возраст около 9000 лет. Он ограничен ступенчатыми уступами, высота которых достигает 40 м. Многочисленные узкие (до первых сотен метров) грабены установлены и в северной части Срединноисландской зоны. Здесь же отмечается громадное количество трещин, обычно относящихся к типу трещин растяжения. Горизонтальные смещения вдоль них не установлены, а вертикальные смещения имеют небольшую амплитуду. Некоторые трещины служили путями излияния лавы и выполнены дайками базальтов.

3) Для срединной зоны Исландии характерна чрезвычайно высокая продуктивность вулканической деятельности. К ней приурочено около 30% общего объема лав, излившихся за последние 500 лет. Общее количество выявленных на острове послеледниковых вулканов достигает 200, из них 30 были активны в течение последних 1000 лет. Послеледни-

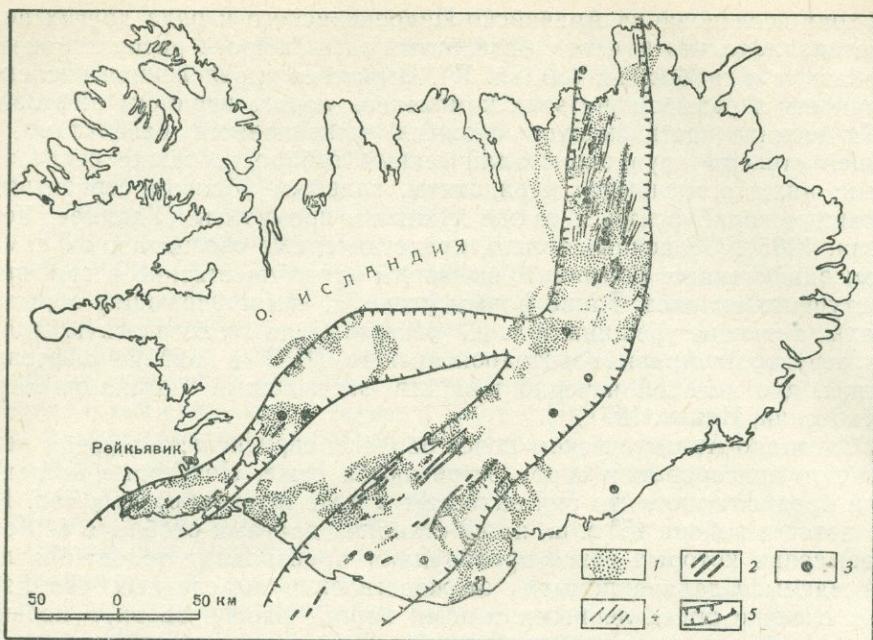


Рис. 50. Последледниковый вулканизм срединной зоны Исландии (по С. Тораринссону, 1970, с упрощениями)

1 — лавовые потоки; 2 — трещинные излияния; 3 — вулканы других типов; 4 — трещины, по которым излияний не было; 5 — границы проявления активного вулканизма

ковый вулканизм, являющийся непосредственным продолжением вулканической деятельности плейстоцена, ограничен рамками узких поясов (рис. 50), ширина которых не превышает 45 км.

К сказанному следует добавить, что активные структурные преобразования в срединной зоне Исландии происходят буквально на наших глазах: под влиянием землетрясения 1789 г. лавовая равнина восточнее Альманнагья опустилась почти на 65 см (Тораринссон, 1970), одновременно с извержением вулкана Гекла в 1970 г. произошло общее расширение рифта на 6—7 см (Decker, Einarsson, Mohr, 1971). Это подтверждает представления о преобладании напряжений растяжения в очагах землетрясений рифтовых зон, а также о широком проявлении сбросовых движений вдоль продольных разломов.

Из анализа строения ПРС и динамики современных тектонических процессов можно заключить, что эти структурные провинции представляют собой сравнительно узкие (отношение ширины к длине 1 : 50 и менее) зоны утоненной приподнятой океанической коры, образующей в поперечном сечении арку или выпукло-вогнутую линзу. На поверхности они выражены продольной системой линейных грабенов и горстов, осложненной вулканическими структурами и поперечными разломами и образующей гребневые зоны срединных океанических хребтов. С позиции современного состояния ПРС представляют собой зоны интенсивного вулканизма и активных внутрикоровых и подкоровых процессов. Таким образом, анализ региональных материалов подтверждает определение, данное в начале этой главы.

В заключение характеристики ПРС необходимо остановиться на вопросе их общего структурного положения и соотношениях с другими структурными провинциями. Как следует из тектонической схемы (см. Приложение), ПРС, занимая медианное положение или смещаясь к окраине океанического сегмента в продольном направлении, редко соприкасаются со структурами континентов. Если же это наблюдается, то

мы имеем три основных типа зон сочленения: красноморский, чилийский и арктический.

Красноморский тип сочленения выражается во внедрении ПРС в континентальный сегмент. Так, Аравийско-Индоеокеанский ПРС в районе Красного моря отчленяет Аравийский блок от Африканского и имеет хорошо выраженное продолжение в разветвляющейся системе рифтов Красного моря и Восточной Африки. Аналогичным примером расчленения континента рифтовой зоной является структура Исландии, представляющей собой микроконтинент, рассеянный Срединно-Атлантическим ПРС. Разновидность зоны сочленения красноморского типа наблюдается в районе Калифорнийского залива, где Восточно-Тихоокеанский ПРС, соприкасаясь с континентом под острым углом, по-видимому, продолжается в провинции Бассейнов и Хребтов разветвленной системой грабенов и горстов. На северо-восточном продолжении Калифорнийского рифта в провинции Бассейнов и Хребтов геофизическими наблюдениями установлено, что грабенообразные долины района Дикси-Вэлли в течение последних 15 млн. лет расширялись со средней скоростью около 0,4 мм/год, а за ближайшие 12 000 лет — со скоростью около 1 мм/год (Thompson, Burke, 1973).

Второй тип сочленения — чилийский: ПРС ориентирован под острым углом к краю континента, но прослеживается только до погребенного геосинклинального желоба. В районе Западно-Чилийского поднятия наблюдается как бы пододвигание ПРС под континент Южной Америки по зоне Беньофа. Аналогичные соотношения наблюдаются и в северо-восточной части Тихого океана, где Ванкуверский ПРС «срезается» уступом континентального склона Северной Америки.

В третьем — арктическом типе сочленения наблюдается затухание ПРС с приближением к материковому склону Северо-Восточной Азии. Имеющиеся в литературе гипотетические построения с продолжением Арктического ПРС на континент в пределы Предверхоанского прогиба или Момо-Зырянской впадины основаны только на предположениях и не подкреплены фактическим материалом.

В латеральном направлении по мере развития сплошного чехла осадков ПРС постепенно переходят в плиты. Следует отметить единичные случаи латерального соприкосновения ПРС со структурами других океанических провинций. В районе Азорских островов в Атлантике, а также о. Пасхи в Тихом океане и островной группы Чагос в Индийском океане наблюдается тесное сочетание ПРС и областей (поясов) вулканических структур. Предварительный анализ их соотношений показывает, что эти вулканические структуры не подчинены линейной ориентировке структуры ПРС. Представляется, что вулканические сооружения как бы накладываются на ПРС, т. е. в этих случаях являются структурами относительно более молодыми.

В районе хр. Маккуори одноименное геоантиклинальное поднятие и геосинклинальный прогиб (желоб) подходят к Австрало-Антарктическому ПРС. Их соотношения не совсем ясны: либо эти провинции не соприкасаются и разделены перемычкой океанической плиты, либо наблюдается выклинивание геосинклинальных структур с приближением к ПРС. Исходя из гипотезы о формировании плиты на фундаменте, представленном структурами рифтового пояса, предположение о выклинивании геосинклиналей в сторону ПРС является более приемлемым.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПЛИТЫ

Около половины площади океанических сегментов представлено абиссальными плоскими и холмистыми равнинами, в строении которых участвует осадочный слой мощностью в первые сотни метров. Наличие слоя осадков, чехлом перекрывающих «второй» и «базальтовый» слой

океанической коры, является основным структурным признаком выделения океанических плит (ОП). Их ограничивают материковые склоны континентальных блоков, пояса рифтовых, вулканических и геосинклинальных структур (см. Приложение).

Рельеф ОП характеризуют обширные выровненные пространства, обусловленные распространением осадков, а также многочисленные подводные холмы и горы преимущественно куполообразной формы (см. гл. I). Большинство исследователей отмечают вулканический характер этих поднятий, что дает основание предполагать широкое распространение вулканических пород под маломощными слоями осадков.

Океанические плиты обладают относительно малой мощностью коры (около 6,5 км), значение которой выдерживается на больших пространствах; лишь с приближением к континентальным блокам и поднятиям вулканических структур намечается ее увеличение. В сечении это плоская или двояковогнутая линза с очень малым искривлением.

По геофизическим данным (см. гл. IV) установлено трехслойное строение коры ОП (сверху вниз): 1) осадочный слой, в составе которого преобладают рыхлые, слабоуплотненные и консолидированные отложения; 2) второй океанический, или «вулканический», слой и 3) «базальтовый», или основной, слой океанической коры. Намечаются следующие соотношения мощностей этих слоев в плитах различных океанов (табл. 22).

Таблица 22. Мощность (км) земной коры океанических плит
(по В. В. Белоусову, 1968; Raitt, 1956; Gaskell, Hill, Swallow, 1958; и др.)

Слой	Океан			Среднее значение для океанов
	Тихий	Атлантический	Индийский	
Осадочный	0,3—0,5	0,5—0,7	0,3—0,7	0,4
«Вулканический»	1,3	До 2,0	1,7	1,7
«Базальтовый»	До 4,5	До 4,3	4,5	4,4

Верхний слой коры ОП представлен слоистой толщей осадков и пород, образующих чехол на неровной поверхности «второго» слоя (см. рис. 49, в). Собственно осадочная часть чехла представлена глинистыми, карбонатными, кремнистыми и терригенными глубоководными осадками (см. гл. II); пирокластические образования играют незначительную роль в их общей массе. Данные бурения на судне «Гломар Челленджер» позволили установить тождество кайнозойского и верхнеюрско-мелового осадконакопления и наметить основные формационные комплексы. Это главным образом пелагические глинистые, кремнисто-глинистые, кремнисто- и глинисто-карбонатные формации (Безруков, Мурдмаа, 1971).

Внутри чехла слои залегают практически горизонтально; отражающие горизонты прослеживаются на сотни километров (М. Ewing, 1965). На сейсмических профилях заметны дислокации облекания в основании осадочного слоя, а также нарушение залегания отдельных горизонтов в связи с оползневыми явлениями (Фогт, Шнейдер, Джонсон, 1972).

Мощность осадочного слоя обычно колеблется от первых сотен метров до 1,0 км, но достигает 3—5 км вблизи высоких континентальных окраин и закономерно уменьшается с приближением к поясам рифтовых структур. В этом же направлении уменьшается и возрастной диапазон отложений.

Слой 2 с сейсмической скоростью 4,5—5,5 км/сек распространен в пределах ОП практически повсеместно (Менард; 1966; Юинг, 1972). В среднем его мощность около 1—2 км; она увеличивается у подножия архипелагов островов и местами (район Калифорнии и др.) в направ-

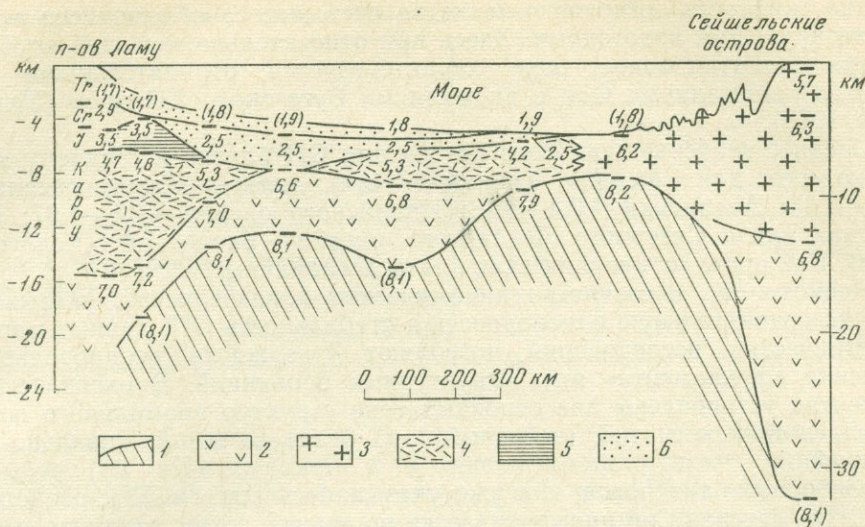


Рис. 51. Сейсмический профиль Сомалийской плиты (Кения — Сейшельские острова, по D. Matthews, D. Davies, 1966)

1 — верхняя мантия; 2—6 — слои коры: 2 — «базальтовый», 3 — «гранитно-метаморфический», 4 — «вулканический», 5, 6 — осадочный. Цифры — сейсмические скорости, км/сек (в скобках — менее уверенные данные)

лени берега континентов под конусами выноса (Менард, 1966). Как уже отмечалось, предполагается очень широкое распространение вулканических пород под чехлом осадков. Большинство островов Тихого, Индийского и Атлантического океанов сложены базальтовыми лавами, которые образуют также подножия архипелагов вулканических островов и выявлены на поднятиях во внутренних частях плит. По-видимому, базальты и слагают основную часть «второго» слоя, что подтверждается бурением. Пока удалось проникнуть в базальты слоя 2 на глубину около 300 м (см. гл. IV).

Основной объем коры ОП составляет слой 3 («базальтовый») с сейсмической скоростью 6,5—7,7 км/сек. Его средняя мощность колеблется от 4 до 5 км. Он подстилается верхней мантией со средней граничной скоростью около 8,0 км/сек.

Среди ОП установлены районы с аномальным строением коры (см. гл. IV). Одним из примеров может служить Сомалийская плита западной части Индийского океана (рис. 51). На сейсмическом профиле (Matthews, Davies, 1966) западнее Сейшельских островов при достижении глубины океана порядка 5 км выклинивается «гранитно-метаморфический» и «базальтовый» слои. «Вулканический» слой, замещающий по простиранию «гранитно-метаморфический», залегает непосредственно на верхней мантии. В центральной части плиты намечается выклинивание «вулканического» слоя, но появляется «базальтовый» слой; на нем залегает осадочный чехол с сейсмической скоростью 2,5 км/сек. Вблизи побережья Африки «второй» слой, по-видимому, является продолжением «гранитно-метаморфического» слоя континента. Замещение одного слоя другим по простиранию может свидетельствовать о близости петрографического состава слагающих их пород.

В тектоническом отношении ОП являются наиболее стабильными структурными элементами океанических сегментов. Они находятся в состоянии приблизительного изостатического равновесия и характеризуются близкими к нулю аномалиями Фая и аномалиями Буге около 360 мгал (см. табл. 10). Примером отклонения от изостатического равновесия может служить северная часть Индийского океана, где очень

велика мощность осадочного чехла за счет выноса обломочного материала крупными водотоками. Здесь при относительно меньшей глубине океана гравитационное поле характеризуется отрицательными (до 35 мгал) аномалиями Фая и аномалиями Буге около 230 мгал (Успенский, 1970).

Среднее значение теплового потока для ОП близко к среднему значению его для океанов (мккал/см²·сек): плиты Тихого океана — 0,07—1,48; Атлантики — 0,4—1,42; Индийского океана — 0,8—1,97; Канадская плита Северного Ледовитого океана — около 1,4 (Белоусов, 1968). Как правило, океанические плиты асейсмичны.

Несмотря на постоянство динамических характеристик, указывающих на сравнительную однородность и стабильность ОП, данные магнитометрических исследований позволяют утверждать неоднородность строения «фундамента» этих структурных провинций. В океанических сегментах установлены два основных типа структур аномального поля: параллельно-полосчатый (зебровый) и более сложный — овално-мозаичный.

«Зебровый» тип пояса, как уже указывалось (см. гл. IV), свойствен ПРС. По латерали он прослеживается на многие сотни километров и в смежные области плит Атлантического, Тихого, Северного Ледовитого и Индийского океанов (Деменицкая, Карасик, Киселев, 1967; Avery, Vogt, Higgs, 1969; Heirtzler et al., 1968).

«Зебровая» структура аномального магнитного поля характеризует преимущественно плиты со слабым проявлением конседиментационного вулканизма. Неупорядоченное сложноаномальное поле установлено для ОП с относительно сложным холмистым рельефом поверхности, на которой часто встречаются вулканические горы. Такие плиты широко распространены в Тихоокеанском сегменте к западу от поясов вулканических структур Гавайского и Лайн. Они представляют собой равнины, приобретающие наклон до 1—2° вблизи поднятий. Эти структуры и по строению океанической коры несколько отличаются от плит, примыкающих к ПРС (табл. 23). Можно предполагать, что овално-мозаичное строение аномального магнитного поля и вариации мощности коры будут наблюдаться в провинции ОП на востоке Индийского океана и в других районах, где устанавливается ассоциация ОП с провинциями вулканических структур (ПВС).

Овално-мозаичное магнитное поле характерно для Северо-Западной котловины Тихого океана (Uyeda, Vacquier, 1968), охватывающей одноименную плиту и область вулканических структур поднятия Шатского. По напряженности (от +200 до +400 гамм), конфигурации аномалий, ориентированных в северо-восточном направлении, и структуре аномального поля поднятие Шатского и более глубоководные части котловины неотличимы. В целом структура магнитного поля Северо-Западной котловины напоминает строение поля областей вулканических структур — пояса Лайн или Гавайского (Малахов, 1972; Malahoff, 1971).

Менее характерны для океанических сегментов участки слабоаномального поля, хотя они и установлены в северной Атлантике и в ряде других районов (Heirtzler, Hayes, 1967; Heirtzler, Vogt, 1971).

Таким образом, неоднородность магнитного поля в провинциях ОП весьма существенна. Она, по-видимому, обусловлена особенностями структуры слоев 2 и 3.

Исходя из строения «фундамента», представляется возможным выделить два типа плит, из которых первый тип — восточнотихоокеанский или атлантический, ассоциирует с поясами рифтовых структур, а второй тип — западнотихоокеанский — с провинциями вулканических структур. Границы между плитами первого и второго типа определяют не всегда надежно. В Тихоокеанском сегменте они намечаются поя-

Таблица 23. Вариации строения коры океанических плит Тихоокеанского сегмента

Полжение ОП в сегменте		Осадочный слой	Слой 2	Вся кора
		Мощность, км		
Восточная часть (плиты первого типа)		0,3	1,3	6,0—6,5
Западная часть (плиты второго типа)	Вблизи ПВС	0,4	2,4	10 и более
	В удалении от ПВС	0,2	1,1	6,0—7,0

сами вулканических структур Императорских гор, Гавайским, Лайн, Туамоту (см. Приложение) и в общем соответствуют выделенной Дж. Т. Вилсоном Линии Международного Совета Научных Союзов — МСНС (Wilson, 1965). Эта линия разделяет две обширные области сегмента — надпровинции. Из них западная надпровинция характеризуется угловатой (блоковой) конфигурацией плит второго типа, разделенных поясами вулканических структур, а восточная — крупными плитами первого типа (Северо-Восточная, Южная, Перуанская и др.), которые разделены плавно изогнутым Восточно-Тихоокеанским ПРС, занимающим приблизительно медианное положение в надпровинции. Аналогичные надпровинции плит намечаются в Индоокеанском и Арктическом сегментах, в то время как Атлантический сегмент представлен главным образом сочетанием плит первого типа и Срединно-Атлантическим ПРС (см. Приложение).

Внутри плит выделяются более мелкие структуры, которые определяются, во-первых, формой и соотношениями геофизических слоев, образующих структурные этажи («фундамент» и чехол); во-вторых, — зонами разломов, разделяющих плиты на ступени, лежащие на разных гипсометрических уровнях, и в третьих — существованием краевых структур в зонах сочленения плит с другими структурными провинциями.

В провинциях ОП наблюдаются участки с относительно малой и увеличенной мощностью осадочного слоя, а также локальные участки, где осадочный чехол отсутствует (см. гл. I). Следовательно, по поведению «фундамента» в ОП выделяется тип структур — поднятия и прогибы, подобные структурным формам континентальных плит. Наиболее характерны прогибы для приконтинентальных, а также экваториальных зон океанов, примером внутриплитных поднятий является внутренняя часть Северо-Восточной котловины, где наряду с выходами «фундамента» установлена область с относительно малой мощностью рыхлых осадков («Тихий океан», кн. 1, 1970; Лисицын, 1971; Grim, 1969; Luyendyk, 1970).

Другим типом структур ОП являются гипсометрически выраженные ступени. Они отличаются по мощности коры и образовались в результате вертикальных перемещений частей плит по зонам крупных разломов; величина вертикальных перемещений достигает многих сотен метров (Менард, 1966). Одна из таких ступеней-поднятий расположена между разломами Меррей и Молокаи на востоке Тихоокеанского сегмента; примером ступени-погружения является участок Восточно-Тихоокеанской плиты между разломами Клиппертон и Галапагос.

На сочленении ОП и геосинклинальных желобов выделяется третий тип структур — протяженные слабо выраженные в рельефе (200—400 м) краевые валы шириной 300—500 км. «По своей структуре крае-

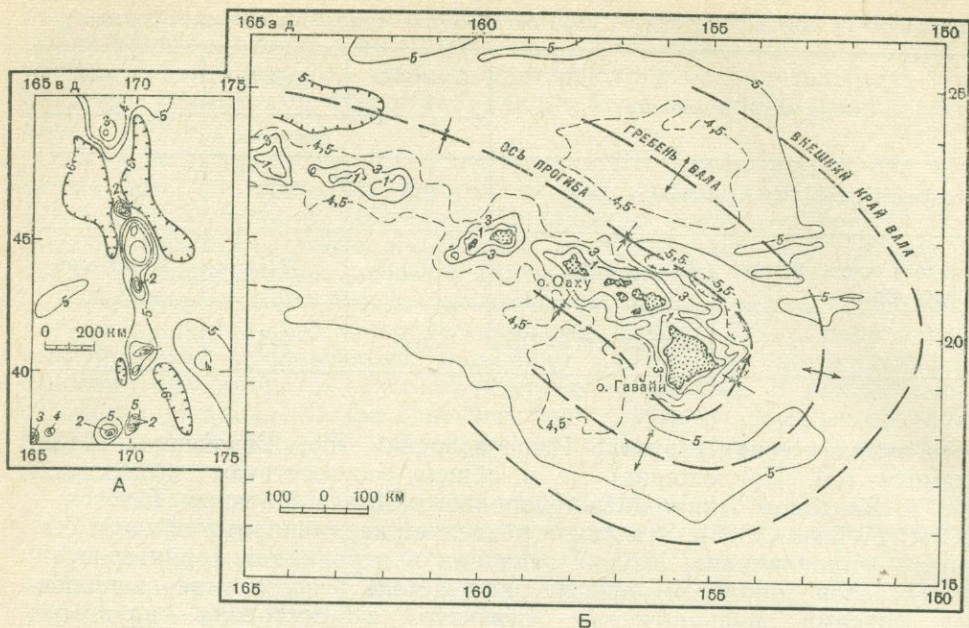


Рис. 52. Периферические депрессии (рвы) и валы поясов вулканических структур Гавайского (Б) и Императорских гор (А) (Менард, 1966)

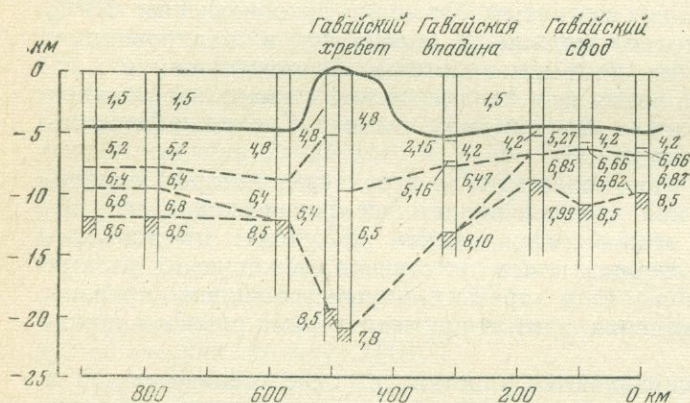


Рис. 53. Сейсмический профиль Гавайского пояса и краевых структур прилегающих плит (Fugimoto et al., 1968)

Цифры — сейсмические скорости, км/сек

вые валы представляют сводовое поднятие «базальтового» слоя, но, в отличие от внутрикратонных валов, не компенсированное прогибом подошвы коры, а наоборот, вызванное ее поднятием... Образование перикратонных (краевых.— К. Б. и Б. Ч.) валов следует рассматривать как реакцию талассократона на прогибание геосинклинальных желобов» («Тектоника Евразии», 1966, с. 377—378).

Валы, сочетающиеся с краевыми депрессиями, наблюдаются в зонах сочленения ОП с областями вулканических структур. Подобная пара структур установлена по периферии Гавайского пояса (рис. 52, 53), где перепад отметок между осевой частью депрессии (5500 м) и гребнем вала (4200 м) превышает 1000 м. Широкие периферические прогибы и валы обнаружены вокруг островной группы Лайн и Императорских подводных гор. Оси прогибов расположены на расстоянии нескольких десятков километров от основания вулканов, а гребни валов — на расстоянии 150—250 км. Разность отметок глубин депрессий и валов колеблется от 0,5 до 1,5 км. Некоторые крупные архипелаги вулканических островов окружены низкими валами шириной 500—1000 км, в этих случаях периферические депрессии представлены локальными прогибами на валах (Менард, 1966).

Краевые моноклинали возникают на сочленении ОП и ПРС. Для них характерно постепенное уменьшение мощности коры за счет выклинивания осадочного слоя и выклинивания или уменьшения мощности «базальтового» слоя (см. гл. IV) в направлении ПРС и очень небольшие углы наклона слоев.

В области ОП широко развиты зоны разнотипных разломов, играющих важную роль в структуре плит; их характеристика будет приведена в соответствующем разделе.

ПОЯСА И ОБЛАСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В пределах океанических сегментов установлено широкое распространение вулканических структур типа щитовых вулканов, вулканических конусов, обособленных лавовых потоков. Они образуют относительно изометрические области или линейные пояса (хребты), а также рассеяны по ложу океана без видимой упорядоченности. К провинциям вулканических структур (ПВС) в бассейне Тихого океана нами отнесены пояса Императорских гор, Лайн, Гавайский, Мидпасифик, Восточно-Каролинский и другие, а в качестве областей рассматриваются поднятия вулканических структур Маршалловых, Туамоту, Манихики и других островов и массивов подводных гор (см. Приложение). ПВС широко распространены и в других сегментах: в Индоокеанском это Мальдивский, или Чагос-Лаккадивский, пояс, область Кокосовых островов и др., в Атлантическом — пояс хр. Китового, области Азорских островов, Зеленого Мыса и др. Обычно ПВС имеют единый приподнятый цоколь, на котором возвышаются изометричные, неправильной формы или удлиненные хребты и массивы подводных и островных гор. Эти горы возникали в процессе вулканической деятельности или как результат роста коралловых построек на вулканическом цоколе, причем мощность коралловых надстроек иногда превышает 1000 м (атоллы Энвенток, Бикини).

В распределении вулканических пород, слагающих ПВС, наблюдается следующая закономерность: верхние части вулканических сооружений представлены преимущественно щелочными оливиновыми и безоливиновыми базальтами с пористой текстурой, что объясняет их сравнительно малую плотность; лавы промежуточного состава с содержанием кремнезема от 53 до 57% встречаются реже, а более кремнеземистые и богатые щелочами типы пород составляют первые проценты от общего объема пород в наиболее изученных провинциях. На склонах и подножиях поднятий глубже 1500 м распространены только толеитовые базальты (А. Энгель, Ц. Энгель, 1968; «Тихий океан», т. 1, 1970).

Провинции вулканических структур наиболее широко развиты в западной части Тихоокеанского сегмента, где расположены такие крупные вулканические сооружения и скопления одиночных вулканов, как горы Мидпасифик, Маршалловы, Каролинские острова и др.

Наиболее изученным является Гавайский пояс вулканических структур, протягивающийся от о. Гавайи к северо-западу на 2700 км при ширине от 150 до 350 км (Менард, 1966; Вуллард, 1970; и др.). Гавайский ПВС морфологически соответствует одноименному хребту, образованному системой поднятий из 47 островов, 8 мелководных банок и 50 подводных гор. Профиль пояса имеет сложный рельеф (см. рис. 9). Его подводный цоколь состоит «...по крайней мере из 50 базальтовых щитовых вулканов, смыкающихся своими основаниями и образующих почти непрерывную вулканическую гряду ... от о. Гавайи на юго-востоке до атоллов Мидуэй и Куре — на северо-западе» (Удинцев, 1972, с. 186). Наиболее крупные возвышенности пояса также представлены вулканическими сооружениями типа щитовых вулканов. Детальные исследования участков Гавайского пояса в 230 км к северу от о. Оаху показали,

что основные особенности рельефа океанического дна отражают деятельность тектонических процессов и вулканизма: лавовые потоки перекрывают ранее возникшие формы рельефа, образуя холмистые равнины. Отдельные поднятия ограничены узкими грабенами шириной 500 и глубиной 50—60 м. Фотографии дна подтвердили данные о современной вулканической активности пояса (Spiess et al., 1969).

Юго-западная часть Гавайского пояса представляет собой зону активного современного вулканизма, что характерно лишь для самых молодых частей провинций вулканических структур. По данным Г. Макдональда, наблюдается общее «омолаживание» возраста вулканических построек Гавайских островов в юго-восточном направлении: возраст о. Кауаи — 5600 тыс. лет, о. Оаху — 3400 тыс. лет, о. Молокай — 1800 тыс. лет, о. Мауи — 1300 тыс. лет и о. Гавайи — не более 800 тыс. лет.

В целом возраст вулканизма изменяется от позднего мела на крайнем северо-западе пояса до современного в районе о. Гавайи. Еще в 1945—1948 гг., изучая геологию Гавайских островов, Г. Стирнс (Stearns, 1946) предложил схему стадийности их развития. Эта схема не утратила своего значения и дает общее представление о последовательности формирования структуры ПВС в целом. Г. Стирнс наметил восемь стадий развития вулканов Гавайских островов (излагается по Г. Б. Удинцеву, 1972, с. 187—188).

1. Начальная стадия роста вулканов со дна океана до поверхности воды; образование подушечных лав с большими объемами пемзы и пепла. Достигая поверхности, эти породы легко разрушаются (эрозия и абразия).

2. Излияния толеитовых лав преимущественно из надводных трещинных кратеров; образование маломощных щитовых покровов, залегающих на менее плотных отложениях первой стадии и потому подверженных растрескиванию и обрушению.

3. Образование вокруг трещин излияния грабенов, а вокруг кратеров — кальдер (вулканы Мауналоа и Килауэа, о. Гавайи).

4. Увеличение частоты извержений, дифференциация лав, образование куполов и конусов из трахитов и фонолитов, заполнение кальдер и грабенов (вулканы Хуалалай, Мауна-Кеа, о. Гавайи и др.).

5. Разрушение вулканических островов под воздействием эрозии и абразии.

6. Погружение островов и развитие барьерных рифов.

7. Возобновление вулканизма с извержением нефелинсодержащих лав (большая часть вулканов Гавайских островов).

8. Погружение островов, эрозия, абразия и рост коралловых рифов; в этой стадии развития находятся острова северо-западной части Гавайского пояса.

С Гавайским поясом связана избыточная сила тяжести до 35 мг. Положительный гравитационный эффект не может быть обусловлен строением коры. Этому противоречат наблюдаемые отношения мощностей «второго» и «базальтового» слоев в области Гавайского хребта и за его пределами. «Самая низкая величина отношения (1:1,33), которая может быть принята как соответствующая более высокой плотности, связана с хребтом, а наиболее высокая величина отношения (1:2,23) — с желобом. Однако желоб характеризуется небольшим дефицитом силы тяжести...» (Вуллард, 1970, с. 244). Нельзя объяснить положительный гравитационный эффект и моделями строения коры, основанными на скорости прохождения сейсмических волн: в верхней части коры пояса скорость 4,97 км/сек, тогда как в районе периферического вала — 6,35 км/сек; «базальтовый» слой характеризуется соответственно скоростями 6,81 и 7,0 км/сек. По-видимому, положительные гравитационные аномалии, присущие поясам вулканических структур,

Таблица 24. Строение земной коры провинций (областей и поясов) вулканических структур

Сегмент	Провинция вулканических структур	Размеры, км			Мощность коры, км				Граничная скорость на поверхности Мохэровичича, км/сек
		длина	ширина	высота над дном котловин	осадочный слой	«вулканический» слой	«базальтовый» слой	общая	
Тихоокеанский	Гавайская	2700	150—350	5		До 9—10	12	17—23	8,5—8,8
	Императорских гор	2700	50—80	5	До 1	3	4—8	12	8,2—8,4
	Поднятие Шатского	1600	500	4	0,5—1,0	3—6	До 18	20—25	8,1—8,6
	Мидпасифик	4200	180—750	3	0,2—0,6	2,2—2,5	5—6	Более 8	8,3
	Маршалловых островов	700	550	4	0,6—1,0	1,6—3,0	6—7	10—15	8,2
Индоокеанский	Чагос-Лаккадивская	2500	100—300	4	До 1	До 5	До 10	15—17	?
	Восточно-Индоокеанская	4000	100—200	До 3,5	0,4—1,0	3	6	10	8,2

объясняются более высокой плотностью вещества мантии под ними, что подтверждается единичным определением скорости в верхней мантии между островами Оаху и Молокаи — 8,8 км/сек, а также данными по другим ПВС (табл. 24).

Площадные аэромагнитные съемки разных участков поясов Лайн и Гавайского показали, что в общем ориентировка магнитных аномалий соответствует простиранию поясов. Отдельные крупные аномалии и аномальные зоны коррелируются на десятки и даже сотни километров. Однако для магнитного поля наряду с удлиненными аномалиями характерны аномалии изометричные и сложной конфигурации; полностью отсутствует упорядоченность, параллельность и билатеральная симметрия в их расположении. Структурный план магнитного поля Гавайского ПВС накладывается на «зебровую» структуру поля прилегающей с востока плиты (Jackson, Silver, Dalrymple, 1972). Средняя интенсивность аномалий около 500 гамм. На этом фоне резко выделяются знакопеременные аномалии более высокой интенсивности. Площадная конфигурация аномалий, особенно отрицательного знака, подчеркивает их связь с отдельными вулканическими покровами.

Другой интересной особенностью магнитного поля, установленной при исследовании Гавайского пояса, является наличие четких дипольных аномалий над каждой из главных вулканических построек; этим постройкам соответствуют и локальные максимумы поля силы тяжести. По-видимому, они определяют положение «главных вулканических подводных зон», к числу которых относятся зоны разломов, характеризующиеся локальными гравитационными аномалиями интенсивностью до 50 мгл и магнитными аномалиями до 1000 гамм, а также центральные кратеры, или «трубчатые зоны», с локальными гравитационными аномалиями до 115 мгл и магнитными аномалиями интенсивностью до 1800 гамм (Вуллард, 1970). Под каждым кратером, имеющим связь с мантией, намечается магматическая камера радиусом 8—10 км. Анализ сейсмических волн, возбуждаемых в очагах магмаобразования под вулканами о. Гавайи, свидетельствует о том, что эти очаги находятся в мантии на глубине около 60 км. Магма поступает вверх и концентрируется в резервуарах, в частности, непосредственно под кальдерой вулкана Килауэа (Eaton, Murata, 1960).

Как показал Дж. Вуллард (1970), Гавайский пояс характеризуется резко увеличенной мощностью коры по сравнению с океаническими плитами (табл. 25). Аналогичные данные получены и для других ПВС

Таблица 25. Мощность (км) коры Гавайского пояса и краевых структур прилегающих плит

Слой океанической коры	Пояс вулканических структур	Краевые структуры плит	
		периферический прогиб	периферический вал
Осадочный и «вулканический» в сумме	9,0	2,2	2,4
«Базальтовый»	12,0	4,9	3,4
Общая мощность коры	21,0	7,1	5,7

Тихоокеанского и Индоокеанского сегментов (см. табл. 24). Следовательно, пояса и области вулканических структур представлены линейными или относительно изометричными утолщениями океанической коры (в поперечном сечении подобие двояковыпуклой линзы) главным образом за счет увеличения мощности «второго» и базальтового» слоев, что резко отличает их от поясов рифтовых структур. Г. Б. Удинцев обратил внимание на то, что прогиб кровли мантии под Гавайским,

Лайн и другими ПВС асимметричен — мощность коры западных склонов поясов больше, чем восточных. На этом основании им было высказано «...предположение о возникновении Гавайского прогиба и хребта в связи с пододвиганием плиты Северо-Восточной котловины под плиты Северо-Западной и Центральной котловин» (Удинцев, 1972, с. 190).

Осадочный слой, представленный карбонатными, терригенными и вулканогенными отложениями (пелагическая карбонатная, карбонатно-вулканокластическая и рифовая формации — см. гл. I), в различных частях ПВС имеет существенные перепады мощности — от 0,3 до 1,0 км и более. В понижениях между горстообразными и вулканическими поднятиями, а также на выровненных плато вершинных частей ПВС мощность чехла резко увеличивается, достигая 0,7—1,0 км. Осадки обычно отсутствуют лишь на вершинах молодых вулканов, на крутых склонах гор и цоколей. Развитие чехла, мощность и состав которого обусловлены главным образом вертикальной и климатической зональностью осадконакопления, в значительной степени затушевывает специфическую структуру ПВС.

Если на юго-востоке Гавайского пояса осадки распространены в виде отдельных пятен, количество которых увеличивается в северо-западном направлении, то в районе поднятия Шатского они перекрывают вулканические структуры почти полностью. Здесь чехол сложен карбонатными илами с прослоями кремнистых пород. Его мощность достигает 1000 м в сводовой части поднятия и уменьшается в сторону основания склонов до 100 м. Также широко чехол развит в областях вулканических структур островов Маршалловых, Туамоту, плато Манихики и др. На плато Манихики, ограниченном сбросовыми уступами, чехол имеет мощность около 1000 м и отсутствует только на склонах и краевых гребнях. Он представлен фораминиферовыми илами, под которыми залегают вулканические брекчии, содержащие обломки габбро и серпентинизированных перидотитов. В тропических зонах часто встречаются участки ПВС с карбонатным чехлом повышенной мощности за счет высокой скорости накопления кораллово-водорослевых известковых осадков.

Пример Гавайского пояса показывает, что в его строении главную роль играют вулканические сооружения; большое значение имеют также разломы сбросового типа, «выкальвающие» блоковые структуры — разноориентированные и разного размера горсты и грабены. Представляется, что возникновение вулканов трещинного и центрального типов связано с образованием систем эшелонированных трещин вдоль крупной зоны скалывания земной коры, а также в зонах пересечения пояса поперечными разломами. Наиболее крупные из них Меррей и Молокаи: первый смещает структуры пояса с образованием поперечных поднятий хр. Неккер, второй ограничивает продолжение пояса на юго-восток (Вуллард, 1970). Такие же наборы структурных элементов характеризуют и другие пояса и области. Так, пояс Мидпасифик, в составе которого выявлено около 270 подводных гор (в том числе более 80 гийотов), представлен системой горстовых хребтов, ориентированных в широтном, северо-восточном и меридиональном направлении и разделенных зонами глубоких опусканий. Протяженность горстов достигает 400—500 км при ширине 30—60 км; эти горсты часто смыкаются со сравнительно изометричными массивами.

Общие черты строения установлены для поясов вулканических структур хр. Китового на востоке Южной Атлантики и хр. Наска на востоке Тихоокеанского сегмента. Оба они ориентированы в северо-восточном направлении и под острым углом соприкасаются с континентами через материковый склон в первом случае и выклинивающийся в этом районе Чилийский желоб — во втором. Протяженность Китового ПВС около 2000 км, Наска — около 1100 км при ширине около 150—

300 км. Их профили резко асимметричны: крутизна юго-восточных склонов достигает 40° , зачастую они обрывисты; северо-западные склоны более пологи — наблюдается постепенный переход от хребтов к аккумулятивному шлейфу. Поверхность поясов выравнена вследствие накопления толщи осадков, несет следы блокового расчленения и увенчана разобщенными горами, по-видимому, вулканического происхождения. С плоских вершин гор пояса Наска подняты обломки кораллов миоцена, на поверхности пояса Китового установлены третичные и верхнемеловые отложения мощностью до 300 м (Ewing, Le Pichon, Ewing, 1966). На флангах пояса Наска маломощная кора имеет типично океаническое строение, но в осевой части ее мощность увеличивается до 15 км (Fisher, 1958).

Таким образом, провинции вулканических структур выделяются в строении океанических сегментов по увеличению мощности земной коры (двояковыпуклая линза в сечении), сложены преимущественно толеитовыми базальтами и характеризуются наличием крупных разломов.

Сейсмичность поясов и областей вулканических структур близка средней для океанов, иногда с небольшим превышением. Чаще всего ПВС попадают в категорию «океанических стабильных регионов» (Миямура, 1972). ПВС характеризуется и умеренным тепловым потоком (Герцен, Ли, 1972; Le Pichon, Langseth, 1969; и др.). Например, на Гавайях тепловой поток составляет около $1,35$ мккал/см²·сек, что незначительно превышает среднее значение для Тихого океана; пояс Китовый в Атлантике имеет около $2,0$ мккал/см²·сек, а Чагос-Лаккадивский пояс в Индийском океане — от $1,18$ до $1,92$ мккал/см²·сек.

Многие поднятия ложа океанов, которые мы рассматриваем в качестве провинций вулканических структур, изучены крайне недостаточно. Возможно, что при дальнейшем уточнении некоторые области будут исключены из этого класса. Например, неоднозначны представления о Восточно-Индокоеанском поясе. П. Л. Безруков и Ю. П. Непрочнов (1974) считают одноименный хребет грандиозным горстом с вулканическим фундаментом и с относительно сложным рельефом поверхности, в формировании которой большую роль играют разноориентированные сбросы, взбросы и сдвиги. Наряду с выровненными участками встречаются разобщенные подводные горы, возможно вулканического происхождения. Осадочная часть разреза представлена (сверху вниз): 1) известковыми пелагическими илами плейстоцена-позднемиоценового возраста (100—200 м), 2) такими же илами среднего миоцена-эоцена, в верхах обогащенных фораминиферами (100—400 м) и 3) пачкой мергелей, терригенных лагунных и континентальных углесодержащих и вулканокластических отложений палеоцена (от 50 до 500 м). Ниже, на глубине 400—1000 м от привершинной части хребта, установлен акустический фундамент со сложным рельефом поверхности; наряду с поднятиями горстового типа, обусловленными разломами, здесь предполагаются погребенные под осадками крупные вулканические или интрузивные массивы. Три из пяти пробуренных в 1972 г. с «Гломара Челленджера» скважины вскрыли базальты «акустического фундамента» на глубине нескольких сот метров.

При интерпретации сейсмических материалов по сводовой части Восточно-Индокоеанского хребта Ю. П. Непрочнов, И. Н. Ельников и Б. В. Холопов (1972) выделили два слоя, первый с мощностью 0,4—0,7 км и сейсмической скоростью 2,0 км/сек, второй — мощностью 4—5 км и сейсмической скоростью 5,4 км/сек, залегающие непосредственно на мантии с граничной скоростью около 8,2 км/сек. Т. Френсис и Ж. Шор предполагают уменьшение граничной скорости на поверхности мантии в основании хребта и выклинивание слоя с сейсмической скоростью 5,1 км/сек; в разрезе выделяется надбазальтовый слой со скоростью 4,0 км/сек (Francis, Shor, 1966). Пояс характеризуется высоким

тепловым потоком, иногда превышающим средние значения для индийского океана на 2—3 мккал/см²·сек (Смирнов, 1967), а также относительно высокой сейсмичностью, неравномерно распределенной вдоль пояса (Stover, 1966).

Подобно ПВС Гавайскому, Лайн, Императорских гор и др., Восточно-Индоеокеанский пояс с востока сопровождается периферической депрессией (желобом) в зоне сочленения с плитой. В строении пояса отсутствуют признаки упорядоченности и зональности внутреннего устройства, характерные для поясов рифтовых структур. Все это позволяет нам считать Восточно-Индийский хребет поясом вулканических структур с хорошо развитым осадочным чехлом, но его структурная характеристика нуждается в уточнении.

Выше мы рассмотрели соотношения ПВС с океаническими плитами и поясами рифтовых структур. Следует добавить, что подобно наложению Чагос-Лаккадивского ПВС на Аравийско-Индоеокеанский ПРС или Азорский ПВС на Срединно-Атлантический ПРС наблюдается и наложение вулканических сооружений на структурный план плит атлантического типа. Наиболее четко такое наложение устанавливается на северо-восточном фланге Гавайского пояса, где по данным магнитной съемки выяснено, что цепь вулканов косо срезает более древние меловые структуры этой части дна океана (Jackson, Silver, Dalrymple, 1972).

Провинции вулканических структур часто сближаются на большой площади с геосинклинальными желобами. Это особенно характерно для Тихоокеанского сегмента. В его пределах желоба служат естественным ограничением вулканических поясов и областей Западной Микронезии и Южной Меланезии. Подобные же соотношения имеются на восточной части Индоеокеанского сегмента (см. Приложение). По-видимому, наряду с формированием структур типа краевых валов («Тектоническая карта...», 1970) здесь следует ожидать и пододвигание ПВС под геосинклинальные структуры.

Следует обратить внимание на сочленения поясов вулканических структур с континентальными блоками, где они разделены материковым склоном. Типичными примерами являются Китовый (Южная Атлантика) и Чагос-Лаккадивский (Индийский океан) пояса. На продолжении первого в Африке установлена серия кольцеобразных вулканических структур, сложенных трахитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами (Белоусов, 1968). На продолжении Чагос-Лаккадивского пояса находится поле верхнемеловых — палеогеновых платобазальтов Деккана. По-видимому, что не случайное совпадение. На возможность сопоставления поясов вулканических структур океанов и вулканических (вулканоплутонических) поясов континентов указывают и тождественный набор структурных элементов, а также сходная структура аномального магнитного поля, отражающая особенности распределения вулканических образований.

ПОГРУЖЕННЫЕ БЛОКИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУР (МИКРОКОНТИНЕНТЫ)

Погруженные блоки субконтинентального строения играют заметную роль в структуре океанических сегментов. Часто они как бы продолжают опущенные окраины континентов, но иногда микроконтиненты отделены от материков широкими зонами океанических структур. Больше всего блоков континентальных структур в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах, где широко развиты и погруженные окраины континентов, но наиболее крупные микроконтиненты известны на западе Индийского и юго-западе Тихого океанов (см. Приложение). Обычно они представлены выровненными поднятиями океанического дна, увенчанными подводными и островными горными массивами (часть кото-

рых явно вулканического происхождения). Как правило, они ограничены уступами в рельефе подобно материковым склонам.

В Северной Атлантике между Гренландией и шельфовым морем, окружающим Британские острова, выделяется система блоков субконтинентального строения. Она включает Исландию и Фарерские острова, а также прилегающие к ним подводные возвышенности: Фарерскую гряду, Роколл и др.

До недавнего времени многие исследователи рассматривали Исландию в качестве приподнятой части Срединно-Атлантического хребта («Нефтегазоносность...», 1973), или «наземной части мировой системы океанического рифта» (Ward, Palmason, Drake, 1969). С этой позиции проводилась интерпретация геологического устройства острова. Анализируя материалы Г. Палмасона, С. Тораринссона, Г. Уокера, Т. Эйнарссона и других исследователей Исландии, а также основываясь на личных наблюдениях, В. И. Баскина (1972) обратила внимание на факты, противоречащие такому представлению. С некоторыми дополнениями они сводятся к следующему.

Для Исландии характерно широчайшее распространение третичных толеитовых платобазальтов, по составу близких к траппам Туле Восточной Гренландии, Западной Скандинавии, Западной Шотландии и Фарерских островов. Область четвертичного и современного вулканизма, сопоставимого с вулканизмом Срединно-Атлантического хребта, локализуется преимущественно в Срединной зоне острова или в зоне Центрального грабена (см. рис. 50). На молодость и наложенный характер последнего указывает наличие третичных базальтов под четвертичными, мощность которых едва достигает 1,0 км.

Количество вулканических пород кислого состава значительно (10—12% объема извержений), причем проявления кислого магматизма известны во всех частях геологического разреза. По химическому составу кислые вулканы Исландии неотличимы от риолитов активизированных зон континентов (Баскина, 1972).

В структуре Исландии обособляются пояса плиоценового и современного вулканизма, имеющие «рифтовую» северо-восточную ориентировку. Среди полей третичных эффузивов аналогично ориентированные структурные элементы выделить значительно труднее; более резко проявлена широтная зональность с преобладанием блоковых структур, брахискладок и пологих куполов. Наряду с трещинными излияниями довольно широко распространены вулканические постройки центрального типа.

Строение земной коры Исландии не является ни типично океаническим, ни типично континентальным. Методом преломленных волн в разрезе установлено (Palmason, 1970) присутствие слоя, обладающего скоростью 6,3 км/сек и распространенного вдоль всего Исландско-Фарерского порога (табл. 26). Мощность коры в восточной части острова превышает 18 км (Тораринссон, 1970).

Особенности структуры вулканической толщи, характер магматизма и данные о строении земной коры позволяют рассматривать блок Исландии в качестве микроконтинента или области вулканических структур на субконтинентальном основании. Срединная зона острова, расположенная на продолжении оси Срединно-Атлантического пояса рифтовых структур, имеет резко отличное строение. Оно охарактеризовано при описании поясов рифтовых структур.

По-видимому, аналогичные блоки континентального или субконтинентального строения имеются в районе Фарерских островов и плато Роколл. Толща платобазальтов Фарерских островов имеет стратиграфическую мощность около 3,0 км и характеризуется скоростями, сопоставимыми со скоростями в платобазальтах Исландии (см. табл. 26). Внутри толщи базальтов обнаружен маломощный горизонт осадочных

Таблица 26. Сопоставление сейсмических данных по Исландии и Фарерской гряде (по Palmason, 1970; Bott, Browitt, Stacey, 1971)

Слой	Исландия		Фарерская гряда		Фарерские острова	
	1	2	1	2	1	2
0	2,8	1,0	—	—	—	—
1	4,2	1,0	3,2—4,6	до 3,0	3,9	1,0
2	5,1	2,2	5,4—5,8	6,0—7,0	4,9	2,0
3	6,3	до 16,0	6,8	7,5	6,4	?
Мантия	7,4		7,84		—	

Примечание. 1 — скорость сейсмических волн, км/сек; 2 — мощность слоя, км.

пород с лигнитом и растительными остатками (Тораринссон, 1970). Р. Скраттон и Д. Робертс (Scrutton, Roberts, 1971) на основе анализа данных магнитометрии, гравиметрии и МОВ пришли к выводу о континентальной структуре плато Роколл, мощность земной коры которого достигает 31 км, из которых «гранитно-метаморфический» слой составляет около 10 км. В северо-восточной части плато «...над поверхностью воды выступают гранитные скалы. Можно допустить, что они являются наиболее поднятым элементом гранитного кряжа, осложняющего поднятие Роколл» («Нефтегазоносность...», 1973, с. 146).

К погруженным блокам континентальных структур относятся материковые окраинные плато у берегов Северной Америки: Блейк, Флеминг-Кап, а предположительно также Бермудская возвышенность. На поверхности последней помимо резко выделяющихся гор Бермудских островов и Муир широко распространены сбросовые уступы северо-западного и северо-восточного простирания. Широко развиты выровненные участки дна, особенно в западной части возвышенности, где углы наклона поверхности не превышают 2—3° (Ильин, 1971).

Представляется возможным отнесение к микроконтинентам части островных и подводных поднятий у берегов Африки: Канарских островов, плато Сьерра-Леоне и некоторых других. В области возвышенности Сьерра-Леоне, как и в районе Бермудских островов, установлено увеличение мощности земной коры относительно окружающей абиссальной равнины и аномально высокие значения сейсмической скорости (7,0—7,3 км/сек) в «базальтовом» слое (Sheridan a. oth., 1969). Сами по себе эти данные не подтверждают представления о континентальной природе возвышенностей Бермудских островов и Сьерра-Леоне, но наряду с морфологией подчеркивают их обособленность в структуре океанического ложа.

Канарские острова расположены на западном продолжении вулканической зоны североафриканского форланда. Наиболее древние отложения, найденные на островах Фуэнтевентура и Гомера, представлены осадочной толщей флишоидного строения, перекрытой базальтами и спилитами, с которыми ассоциируют тела сиенитов, пироксенитов, перидотитов и габбро. Выше залегают третичные платобазальты. На основании находок верхнемеловых фораминифер и по аналогии с отложениями Западной Сахары возраст флишоидов предполагается юрско-меловым (Medwenitsch, 1970). В результате сейсмических исследований установлено, что восточная группа Канарских островов: Лансароте, Фуэнтевентура и, возможно, Гран-Канария имеют континентальный разрез земной коры, а западная представляет собой комплекс вулканических структур на коре океанического типа (Rothe, Schmincke, 1968; Bosshard, Macfarlane, 1970).

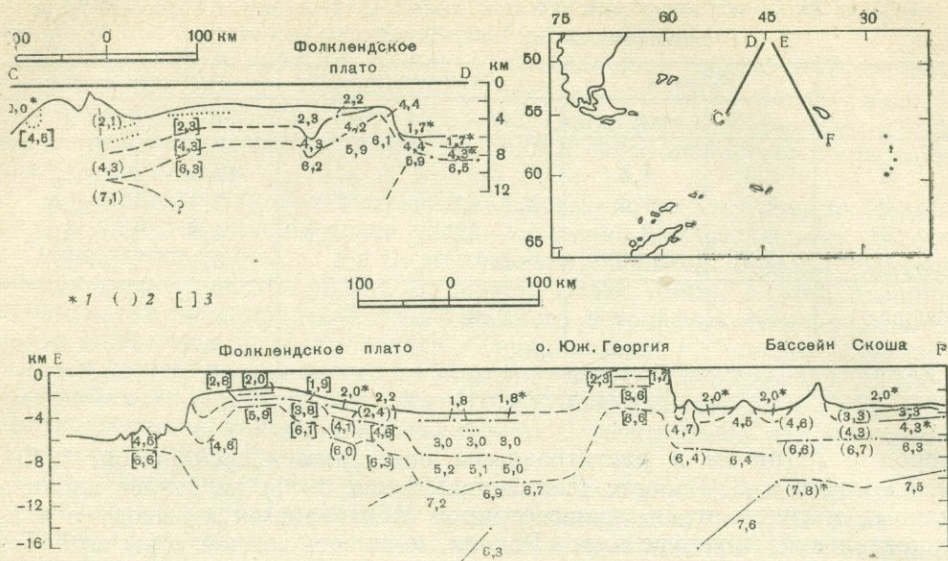


Рис. 54. Сейсмические профили Фолклендского плато (по Ewing et al., 1971)

1 — принятая сейсмическая скорость, км/сек; 2 — определения скорости по встречным годографам; 3 — средняя скорость

Значительно западнее Канарских островов в глубоководной части океана в районе гор Грейт-Метеор, где проводились сейсмические исследования методами отраженных и преломленных волн, в разрезе земной коры также был установлен слой с сейсмической скоростью 5,9—6,0 км/сек, обычно наблюдаемый на континентах (Aric, 1970).

Примером континентальных структур Южной Атлантики является Фолклендское плато, простирающееся от континента на расстояние около 1800 км. Сейсмические профили через плато почти на 20° восточнее одноименных островов (рис. 54) показали присутствие в разрезе коры под толщей осадочных пород «гранитного» слоя с сейсмической скоростью около 6,0 км/сек (Ewing et al., 1971). Геологический разрез Фолклендских островов, включающий докембрийские гнейсы, несогласно перекрывающие их песчаники и сланцы девона, а также кварциты, тиллиты, сланцы и песчаники пермо-карбона (King, 1953), позволяет интерпретировать профили как подтверждение континентальной структуры плато.

Представляется, что подобной структурой может быть и возвышенность Рио-Гранде, в строении которой отмечается асимметрия глыбового рельефа и большая роль сбросовых дислокаций.

О существовании микроконтинентов в Индийском океане свидетельствуют прежде всего островные поднятия с континентальным типом земной коры — Мадагаскар, Шри Ланка, Сокотра и Сейшельские острова. Геологические и геофизические исследования (Белоусов, 1968; Baker, 1967; Beydoun, Bichan, 1970; Matthews, Davies, 1966; Hottin, 1969; и др.) позволяют сопоставить их основные структурно-вещественные комплексы с различными горизонтами разреза земной коры Восточной Африки и Индостана.

В качестве погруженных микроконтинентов Индоокеанского сегмента мы рассматриваем Сейшельско-Маскаренский, Мадагаскарский и Мозамбикский блоки, а также поднятия Агульяс, на поверхности которой установлены меловые и палеоценовые отложения (M. Ewing, Le Pichon, J. Ewing, 1966), и ряд менее значительных (см. Приложение). Обычно для них характерна повышенная мощность земной коры, зача-

стью с присутствием «гранитно-метаморфического» слоя. В районе Сейшельских островов земная кора имеет мощность до 33 км. Она представлена верхним осадочным слоем (мощностью 0,3 км), «гранитно-метаморфическим» комплексом, состоящим из слоев со скоростями продольных волн 5,72 км/сек (мощность 5,0 км) и 6,26 км/сек (мощность 10,0 км), а также «базальтовым» слоем со скоростью сейсмических волн 6,78 км/сек (18 км). Кровля мантии характеризуется граничной скоростью 8,1 км/сек. Юго-восточнее, в районе банки Сайа де Малья, разрез коры имеет следующий вид: осадочный слой, состоящий из верхней (скорость 1,72 км/сек, мощность 0,5 км) и нижней (скорость 3,26 км/сек, мощность 0,5 км) толщ; «вулканический» слой, в котором различимы две части со скоростями 4,36 и 5,58 км/сек и мощностью 3 и 4 км соответственно; нижний, «океанический», слой (скорость 6,8 км/сек). Но ближе к Сейшельским островам и под «вулканическим» слоем со скоростью 5,5 км/сек установлен слой со скоростью 6,03 км/сек, а поверхность Мохоровичича (с граничной скоростью 8,32 км/сек) находится на глубине 17 км. В. В. Белоусов (1968) предполагает, что строение коры, характерное для Сейшельских островов, прослеживается от них вдоль Маскаренского хребта на 250 км, причем «граниты к юго-востоку от Сейшельских островов покрываются вулканическими породами, а дальше целиком замещаются последними» (Белоусов, 1968, с. 170).

В южной части Индийского океана расположены о-ва Кергелен, сложенные преимущественно платобазальтами олигоцен-миоценового возраста. Среди осадочных отложений установлены грубообломочные и угленосные породы, а среди интрузивных образований — массивы щелочных гранитоидов и риолитов (Jacques, 1970; Nougier, 1970). Кергеленский блок, увенчанный одноименными островами, а также Западно-Австралийский блок и примыкающие к юго-восточному побережью Африки поднятия (см. Приложение) условно относятся нами к структурам субконтинентального типа. Кора Западно-Австралийского блока имеет мощность около 10 км; в ее составе выделяются четыре слоя с сейсмической скоростью 2,0; 4,4; 5,5 и 6,5 км/сек и соответственно мощностью 0,1—0,5; 0,6—1,4; 1,3—3,3 и 4—5 км («Исследования...», т. I, 1972).

Примером областей с широким распространением коры континентального и субконтинентального типа является юго-западный участок Тихого океана, примыкающий к Новой Зеландии (Cullen, 1970). Плато Кэмпбелл и Чатамская возвышенность, расположенные юго-восточнее о. Новая Зеландия, представляют наиболее крупный участок погруженных континентальных структур в океане. На схеме (рис. 55) дано распределение типов коры этого района, в целом характеризующегося блоковой структурой с субширотной ориентировкой пликативных дислокаций. Кристаллический фундамент микроконтинента, включающий гранитные батолиты, установленные на о. Баунти, перекрыт докембрийскими (?) отложениями групп Уейюта и Гринленд (Cullen, 1970). Метаморфические сланцы и гнейсы Чатам одноименного острова с угловым несогласием перекрыты конгломератами, песчаниками, известняками и туфогенными породами мелового-третичного возраста.

Все сказанное подтверждает «континентальную» природу плато Кэмпбелл и прилегающих возвышенностей, зачастую ограниченных крупными тектоническими уступами («Тектоническая карта...», 1970).

В составе краевого вала плит северной части Тихоокеанского сегмента выделяется блоковое поднятие Обручева, примыкающее к Курило-Камчатскому и Алеутскому желобам. Оно ограничено склонами желобов, а на юге — сбросовыми уступами. Его выровненная поверхность (глубина около 3500 м) увенчана единичными горами с отметками глубин 2138, 2887 м и т. п. (Удинцев, 1972). Мощность коры этого блока необычно велика для краевых валов — до 30 км, причем мощность оса-

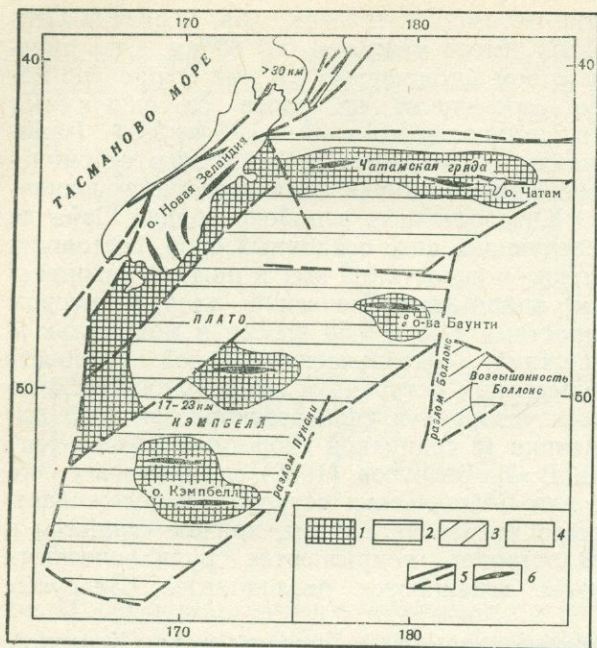


Рис. 55. Схема типов земной коры плато Кэмпбелл и Чатамской гряды (составлена на основе карты Д. Каллена; «Cullen», 1970)

- 1—4 — типы коры:
 1 — континентальный (мощность около 30 км),
 2 — субконтинентальный (15—20 км),
 3 — субокеанический (10—15 км),
 4 — океанический (5—10 км);
 5 — разломы;
 6 — ориентировка складчатых дислокаций.

Цифры на карте (>30 км, 17—23 км) — локальные определения мощности коры

дочного слоя достигает 1,5—2,5 км, «гранитно-метаморфический» и «второй» слои не установлены, а подстилает осадочный слой типичный для океанов «базальтовый» слой резко увеличенной мощности («Строение...», 1964).

Представляется возможным отнести возвышенности Обручева к микроконтинентам; его положение перед геосинклинальными желобами напоминает положение плато Кэмпбелл перед фронтом геосинклинальных структур в районе Новой Зеландии.

В центральной и восточной части Арктического сегмента субконтинентальным строением обладают горстовые поднятия плато Шатского и Альфа, хребтов Ломоносова и Менделеева (Атласов, Киселев, Полькин, 1972). Мощность коры плато Шатского достигает 28—30 км, хребтов Ломоносова и Менделеева — 15—20 км, а плато Альфа — 15 км. Выше «базальтового» слоя в разрезе коры выделяются еще три слоя с граничными скоростями 6,3—6,6; 5,1—6,1 и 1,6—4,5 км/сек. В районах с неглубоким залеганием нижнего слоя со дна подняты обломки гнейсов и кристаллических сланцев. На этом основании И. П. Атласов и его соавторы отождествляют нижний слой с «гранитным». Вышележащий комплекс отличается нескладчатой структурой на плато Шатского и складчатой — на поднятиях Менделеева, Ломоносова и частично плато Альфа; судя по результатам драгирования, в его составе присутствуют терригенные и карбонатные породы рифейско-палеозойского возраста. Верхний слой осадков в виде чехла перекрывает нижележащие; наиболее полно он изучен на хр. Ломоносова (Киселев, 1970). Здесь установлено двухярусное строение осадочного слоя, причем оба яруса состоят из осадков с отчетливо выраженной слоистостью. Для верхнего яруса со скоростями 1,8—2,0 км/сек установлено изменение мощности в диапазоне 0,1—1,0 км.

Далеко не полный перечень блоков субконтинентального строения — микроконтинентов в океанических сегментах показывает, что они характеризуются положительными формами рельефа, увеличенной мощностью земной коры, присутствием «гранитно-метаморфического» слоя, блоковым расчленением, на фоне которого широко развиты структуры вулканического происхождения. Как правило, микроконтиненты огра-

ничены тектоническими уступами и в сечении представляют собой двояковыпуклые или плосковыпуклые линзы.

Собственно микроконтинентами следует считать лишь блоки, подобные Сейшельско-Маскаренскому, Мадагаскарскому и Кэмпбелл, для которых установлено континентальное строение коры и структурные комплексы докембрия и фанерозоя. Структурные обособления типа блоков Исландии, Кергелен, Канарского и ряд других являются по существу областями вулканических структур на субконтинентальном основании, а такие поднятия, как Западно-Австралийское, Бермудское, Сьерра-Леоне и Рио-Гранде, строение которых изучено недостаточно, отнесены к микроконтинентам условно.

ПОЯСА И ОБЛАСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Проблемы выделения современных геосинклиналей

В попытках отождествления геосинклинальных областей и поясов с определенными орографическими (морфоструктурными) элементами современного лика Земли еще в конце прошлого — начале текущего столетия наметилось три направления.

Основоположником первого является Э. Ог. Он понимал геосинклинали наиболее широко, отнеся к их числу «четкообразно расположенные впадины, наблюдаемые во внутренних морях вдоль альпийских складок, начиная от запада Средиземного моря и до Малайского архипелага, а также у Антильской дуги и внутри гирляндобразных складок Восточной Азии» (Ог, 1938, с. 141). Это представление сохранило значение до сих пор. Так, в качестве классического примера современных геосинклиналей, начиная с работ А. Зупана, затем Э. Аргана и Ван Беммелена и до настоящего времени (Обуэн, 1967; Архипов, 1964; и др.), приводится Индонезийский архипелаг. Однако, не ограничиваясь этими областями, Э. Ог писал, что «весь Атлантический океан можно также считать за громадную геосинклиналь в период ее разделения, причем осевая возвышенность этого океана соответствует срединной геантиклинали» (там же). Полемизуя со сторонниками гипотезы «постоянства океанического дна», а также с американскими геологами в лице Д. Дана и его последователей, Э. Ог отверг представление о периконтинентальном расположении геосинклиналей. Они «не только не образуются по краям океанов, а почти всегда расположены между континентальными массами, представляя по преимуществу подвижные зоны между двумя относительно устойчивыми массами» (Ог, 1938, с. 142). Исходя из этого, Э. Ог полагал, что «выпуклое» (учитывая шарообразность Земли) дно Тихого океана «представляет не что иное, как континентальную массу, временно погружившуюся под уровень вод», а дно Индийского океана — впадину, образовавшуюся «вследствие провала на месте Австрало-Индо-Малгашского континента» (там же, с. 462).

Близкая точка зрения была изложена Л. Кобером (Кобер, 1921). Анализ фаций «альпийского орогена», среди которых он находит закономерную смену неритовых, батальных и абиссальных условий осадконакопления, аналогичную существующей в океане, а также реконструкции первоначального расположения геосинклинальных толщ, нарушенных покровной тектоникой, привели Л. Кобера к выводу, что ширина Тетиса была не меньшей, чем ширина северной части Атлантического океана, представляющего собой, по его мнению, современную геосинклиналь. Образование океанических впадин Л. Кобер связывает с обрушением орогенов. Опускаясь под влиянием собственной тяжести, они увлекли за собой части континентальных полей.

Нет необходимости проследивать развитие этого направления дальше. Интересно лишь отметить, что концепция отождествления структу-

ры современного океанического ложа со структурами геосинклиналей возродились на новой фактической основе во многих современных исследованиях: в работах А. В. Пейве и его соавторов (1969, 1972 и др.), выделяющих «океаническую стадию» развития геосинклиналей, Б. Н. Красильникова (1966), выступившего с гипотезой образования Алтае-Саянской геосинклинальной области на океанической коре, Л. П. Зоненшайна (1972б), предполагающего, что срединно-океанические хребты и их рифтовые зоны являются стадийной формой образования геосинклинальных поднятий (островных дуг), Д. Дюи и Д. Берда (Dewey, Bird, 1970а), отождествивших геосинклинали (лептогеосинклинали) с океаническими плитами и срединно-океаническими хребтами. Не менее широко используются представления об образовании океанических впадин на месте погружившихся континентальных масс и орогенов (В. В. Белоусов, Г. Д. Афанасьев, В. Е. Хаин, Э. Ог, Л. Кобер). Эти взгляды с точки зрения гипотез о вещественном составе океанической коры мы рассматривали выше (см. гл. IV).

Второе направление, существенно ограничивающее понятие о современных геосинклиналях, исходит из взглядов Д. Дана (Dana, 1873) и его последователей, предполагавших, что геосинклинали выполнены преимущественно мелководными эпиконтинентальными отложениями большой мощности, формируются только на окраинах континентов и располагаются либо на их сочленении с океанами, либо отделены от последних поднятиями суши. Так, Е. Даке (Dacque, 1915) писал, что геосинклинали не были особенно резко выраженным орографическим элементом лика Земли, что их высокая подвижность — смена фаз опусканий и поднятий сопровождалась компенсированным накоплением осадков «фут за фут». Он считал, что современным геосинклиналям соответствуют окраинные моря восточноазиатского типа и что ни в коем случае не следует смешивать геосинклинали с океаническими бассейнами.

Близкую концепцию развивал Ч. Шухерт (Schuchert, 1923). По его представлениям, современные геосинклинали, названные им «парагеосинклиналями»¹, располагаются между океаном и континентом. В отличие от геосинклиналей прошлого они отделены от океана не широким «бордерлендом» (полосой гористой суши), а узкой цепью островов. Как и Е. Даке, он отнес к современным геосинклиналям окраинные моря Восточной Азии — Охотское, Японское, Восточно-Китайское и др. Взгляды Е. Даке, Ч. Шухерта, А. Гребо о преимущественно эпиконтинентальном мелководном характере геосинклинальных образований, несмотря на то, что в их основе лежала претерпевшая значительные изменения гипотеза перманентности океанического дна и отсутствия эволюционных связей между океанической и континентальной структурами, широко укрепились в геологии. Только в последние два десятилетия были успешно возрождены представления Л. Кобера о существовании в геосинклинальных разрезах глубоководных отложений. Но еще и сейчас имеются высказывания о том, что на территории современных континентов отсутствуют осадки Мирового океана (Косыгин, 1969 с. 466). Столь же широко привилось и сохранилось до наших дней представление о том, что только периферия Тихого океана с ее системой окраинных морей и аналогичные морфоструктуры Карибского бассейна наряду с «остаточными впадинами» Средиземноморья могут рассматриваться в качестве современных геосинклиналей.

Третье направление восходит к работе А. А. Борисяка «Теория геосинклиналей» (1924), полагавшего, что альпийской складчатостью

¹ Этот термин в дальнейшем в совершенно другом смысле был использован Г. Штилле для обозначения «внутрикратонных» геосинклиналей, характеризующихся германотипной тектоникой.

завершилась «геосинклинальная стадия» развития Земли. Взгляды А. А. Борисяка представляли бы только исторический интерес, если бы они не оказали влияние на последующие работы Г. Ф. Мирчинка (1940), Б. А. Петрушевского (1964), В. В. Белоусова и Е. М. Рудича (1960), Ю. А. Косыгина (1969), либо отрицающих существование современных геосинклиналей, либо весьма ограничивающих области их распространения. В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960) рассматривают островные дуги западной части Тихого океана как участки древних складчатых систем, сохранившихся от продвигавшегося в глубь континента фронта «базификации». Б. А. Петрушевский считает, что Курильская островная дуга и связанный с нею глубоководный желоб представляют собой «своеобразное негеосинклинальное сооружение», образовавшееся по глубинным разломам на окраине океанической зоны (Петрушевский, 1964, с. 106). Ю. А. Косыгин, с одной стороны, приводит Большие Антилские острова, область Средиземноморья, Кавказ, Камчатку, Филиппины в качестве примера современных геосинклинальных систем, т. е. включает в эту категорию как области альпийской и кайнозойской складчатости, так и участки развития островных дуг. С другой стороны, вслед за Г. Штилле (1964), он считает, что в течение всего неогена границы Тихого океана и ограничивающих его континентов были «стационарными», образование геосинклиналей происходило на раздробленном архейско-протерозойском фундаменте и что «нигде в пределах площади континентов осадочная оболочка континентального типа не могла начать формироваться на так называемой первичной океанической коре», а «континенты не могли наращиваться за счет океанов» (Косыгин, 1969, с. 409, 466, 467). На основе этих предположений Ю. А. Косыгин делает вывод о том, что островные системы (т. е. «системы островных дуг и впадин», по Ф. Кингу) «надо считать структурными элементами особого типа или выделять в особую разновидность геосинклинальных систем, но не приравнять их к начальным стадиям развития геосинклиналей» (там же, с. 468—469).

Нетрудно заметить, что в высказываниях о стационарности океанических границ возрождается господствовавшая в конце XIX в. теория постоянства океанов и материков.

Главным образом под влиянием сторонников третьего направления понятие о современных геосинклиналях в трудах многих геологов было резко сужено или, как это отмечает Ю. М. Пушаровский (1972а), подменено так называемой проблемой островных дуг. «Не склоняясь к тому или иному суждению относительно тектонической сущности островных гряд и сопровождающих их глубоководных океанических желобов, некоторые исследователи и сейчас предпочитают пользоваться, как вуалю, выражением «проблема островных дуг» (Пушаровский, 1972а, с. 87). Неуверенность в выделении современных геосинклиналей привела к возникновению и другого широко распространенного понятия — «зона перехода от континента к океану». Его истоки, видимо, лежат в теории «обрушения» (Umbrech) Г. Штилле и в гипотезе В. В. Белоусова об образовании океанов в результате «базификации» континентальной коры. «Зонами перехода» в геофизической литературе стали называть периферические части Тихого океана с их мозаичным распространением промежуточных типов коры. В последующем этот термин был широко использован в геоморфологических работах и к «зонам перехода» стали относить не только пограничные морфоструктуры Тихого океана, но и всю систему мирового шельфа, материкового склона, а в некоторых случаях и материкового подножия (Леонтьев, 1968; Ильин, 1971). В геологической литературе появилось представление о «возбужденном» — тихоокеанском и «невозбужденном» — атлантическом типах сочленения или перехода континентального и океанического секторов земной коры (Синицин, 1972).

Очевидно, к вопросу отождествления тех или иных структурных форм и соответствующих им типов земной коры с геосинклиналями следует подходить с точки зрения современных представлений геосинклинальной теории, с учетом классификации геосинклинальных систем и стадий их развития. Основными критериями при этом могут быть: 1) контрастность структурных форм, как выраженных в рельефе, так и завалированных компенсирующей погружением седиментацией; 2) мозаично-полосовое размещение структурных форм, обусловленное тектонической раздробленностью земной коры системами разломов; 3) сходство современных геологических формаций с формациями «ископаемых» геосинклиналей (аспидными, флишевыми, вулканогенно-кремнистыми и т. п.) по их первичным признакам, существовавшим до преобразования геосинклиналей в складчатые или орогенные сооружения; 4) структурные соотношения (взаимопереходы в пространстве, особенно по простиранию) с геосинклиналями альпийского или кайнозойского возраста, преобразованными в складчатые сооружения. Менее объективным признаком такого отождествления является глубинное строение земной коры, поскольку мы не знаем, каковым оно было в геосинклинальных системах прошлого, и можем строить по этому поводу только более или менее обоснованные гипотезы, базирующиеся на тех же критериях — типах магматизма и составе формаций.

Вопрос о современных геосинклиналях наиболее однозначно решается для периферии Тихого океана, т. е. для комплекса островных дуг (геоантиклинальных поднятий), глубоководных желобов (геосинклинальных трогов) и глубоководных впадин окраинных морей (геосинклинальных прогибов и котловин). Эта система структурно связана взаимопереходами с кайнозойскими складчатыми сооружениями, находящимися на разных стадиях эпигеосинклинального орогенеза или образующими ядра геоантиклинальных поднятий (островных дуг). Она характеризуется комплексами линейно-вытянутых турбидитных, рифовых, вулканогенно-кремнистых и магматических (андезито-базальтовых) формаций, весьма близких к геосинклинальным. Наконец, по сравнению с другими провинциями Земли она обладает наибольшей степенью дифференциации морфоструктур. Следовательно, в отношении этой системы полностью подтверждаются выводы, которые были сделаны Э. Огом и его оппонентами в лице Е. Даке и Ч. Шухерта, а в дальнейшем поддержаны крупнейшими советскими тектонистами — А. А. Архангельским (1941, с. 292), считавшим, что «островные дуги Австралии представляют чрезвычайно типичный пример геосинклинальной области, находящейся в периоде погружения», и Н. С. Шатским (1963б), который писал о «живых» геосинклиналях Тихоокеанского пояса.

Отождествляя с геосинклинальными системами области распространения глубоководных желобов и сопряженных с ними островных дуг и прогибов западной части Тихоокеанского пояса, логично отнести к тому же классу структур и глубоководные желоба его восточной части, т. е. выделять тип геосинклиналей, характеризующийся редуцированным рядом морфоструктур (Леонтьев, 1968; Пушаровский, 1972а).

Ранее отмечалось, что по периферии Атлантического океана в области шельфа и материкового склона Северной и Южной Америк в последние годы установлены прогибы, заполненные мощными толщами осадков. Ряд исследователей (Хаин, 1973; Drake, Ewing, Sutton, 1959; Mitchel, Reading, 1969; и др.) рассматривают их как современные геосинклинальные системы. В этих прогибах нетрудно увидеть аналоги «истинных» геосинклиналей в понимании Е. Даке. Они не всегда выражены в рельефе вследствие компенсации мощным терригенным осадконакоплением, характеризуются отсутствием вулканизма и четко выраженной сейсмической активности. По простиранию — вдоль западных

побережий Атлантики — эта система прогибов замещается, с одной стороны, сложно построенным геосинклинальным комплексом морфоструктур Карибского бассейна, с другой стороны, предполагаемой зоной структурного шва, разделяющего океанический и континентальный сегменты.

Еще одним типом современных геосинклиналей, который мы в этой работе не рассматриваем, является область Средиземного, Черного и Каспийского морей с их глубоководными впадинами, лишенными «гранитно-метаморфического» слоя. Они включены в пояс альпийского эпигеосинклинального орогена. Этот тип может быть назван «внутриконтинентальным», или «средиземноморским» (Леонтьев, 1968).

Таким образом, вдоль окраинных частей океанов намечаются три типа современных геосинклинальных систем. А. Митчел и Г. Ридинг выделяют их в геосинклинали «атлантического» и «андийского» типов и типов «островных дуг» (Mitchell, Reading, 1969). В. Е. Хаин (1973) последнюю из этих категорий разделяет на «молодые внутриокеанические островные дуги и глубоководные желоба» и «зрелые островные дуги, связанные с ними глубоководные желоба и субокеанические впадины в переходной зоне от океана к континенту». Атлантический тип А. Митчела и Г. Ридинга он именует «геосинклинальными поясами переходных зон от материков к молодым океанам». Однако столь длинные наименования, в которых к тому же переплетаются неоднозначные понятия о геосинклинальных поясах, «зонах перехода» и островных дугах, вряд ли можно признать удачными. К тому же морфологически четко выраженный «андийский тип» геосинклиналей остается вне предложенной В. Е. Хаином систематики.

Весьма сложны вопросы отождествления современных геосинклиналей с «ископаемыми» типами — эв- и миогеосинклиналями и со стадиями их развития. С этим же кругом проблем связан и вопрос о проведении границ между геосинклинальными поясами и смыкающимися с ними континентальными и океаническими плитами. Более или менее однозначно он решается для внутренней (приокеанической) границы геосинклиналей «андийского типа» и «типа островных дуг» (последний из них мы в дальнейшем будем называть австрало-азиатским). Эту границу естественно проводить по сочленению глубоководных желобов с краевыми океаническими валами. Труднее провести границу поясов австрало-азиатского типа там, где они смыкаются с континентальными плитами, тем более, что те и другие, если считается с существованием современных миогеосинклиналей, могут лежать на погруженном «гранитно-метаморфическом» цоколе. Аналогичные трудности возникают и при проведении границ поясов атлантического типа. Этот вопрос для «ископаемых» геосинклиналей, если они не отделены от платформ явно выраженным структурным швом, обычно решается путем подразделения структуры на «складчатые» и «нескладчатые» комплексы. Первые из них отождествляются с геосинклинальными образованиями, вторые относятся к образованиям перикратонных опусканий и плит. Таким образом, границы проводятся по вторичному, наложенному, признаку. Для современных геосинклиналей этот признак не может быть использован и основными критериями остаются относительная контрастность морфологии структурных элементов — систем прогибов и поднятий и соответствие выполняющих их осадков породам древних миогеосинклиналей. Однако условность такого рода подразделений очевидна.

Та или иная трактовка таксономической принадлежности возможна и для структурных форм материкового подножия с его достаточно мощными линзами осадочных накоплений. Они могут рассматриваться либо как проявление эмбриональной стадии развития геосинклиналей на океаническом ложе (стадия становления первичного недифференцированного геосинклинального прогиба), к чему в настоящее время

склоняются многие исследователи, либо как окраинные части океанических плит, гомологичные перикратонным опусканиям в структуре континентов.

Ранее отмечалось, что часть современных геосинклиналей переходит по простиранию в эпигеосинклинальные орогенные структуры. Следовательно, возникает вопрос о разных стадиях «зрелости» геосинклиналей, которые должны быть выражены в изменениях комплексов морфоструктур, в составе формаций и их мощностях, в изменениях строения земной коры. Однако решение вопроса о «зрелости» той или иной геосинклинальной системы, несмотря на ряд попыток историко-геологических построений («Тектоника Евразии», 1966; Пушаровский, 1972а; Хаин, 1973) затрудняется рядом обстоятельств. Прежде всего, это недостаток сравнительных данных, конвергентность форм геосинклинальных структур, возникающих на океаническом ложе и на раздробленной континентальной коре, прогрессивные и регрессивные тенденции формирования коры и т. п. С отсутствием необходимых эмпирических критериев связана дискуссия о том, принадлежат ли геосинклинали средиземноморского типа к «остаточной геосинклинальной стадии развития» или к стадии становления новой геосинклинальной системы.

Основываясь на классификациях О. К. Леонтьева, А. Митчела и Г. Ридинга, В. Е. Хаина и на рассмотренных выше тектонических картах дна океанов, представляется возможным выделить четыре основных типа геосинклинальных областей: 1) австрало-азиатский; 2) андийский; 3) атлантический и 4) средиземноморский. Краткая характеристика первых трех типов дается ниже. Средиземноморский тип не описывается, поскольку он рассматривается авторами как элемент континентального сегмента.

Геосинклинали австрало-азиатского типа

Современные геосинклинальные области австрало-азиатского типа, или типа «островных дуг» А. Митчела и Г. Ридинга, протягиваются вдоль западной окраины Тихого океана от Алеутской островной дуги и п-ова Аляска до подводного хр. Маккуори, образуя внутреннюю часть Тихоокеанского подвижного пояса. К этому же типу относится Индонезийская геосинклинальная область и область моря Скотия. Геосинклиналям периферии Тихого океана посвящена огромная литература, охватывающая различные стороны развития и соотношения их с более древними мезозойскими и кайнозойскими образованиями. Сводка данных по современным и кайнозойским геосинклиналям опубликована в капитальном труде «Тектоника Евразии» (1966) и в монографии Ю. М. Пушаровского (1972а). Структура этих интереснейших областей отличается исключительной сложностью. Понятно, что осветить ее в кратком разделе невозможно, да это и не входит в наши задачи. Поэтому мы остановимся на общих особенностях их тектонического строения и на тех вопросах, которые имеют наибольшее значение для понимания структурных соотношений между океаническим и континентальным сегментами.

Основные структурные элементы в австрало-азиатском типе в большинстве случаев имеют прямое выражение в рельефе. Важнейшими формами рельефа являются: а) островные дуги (хребты), одиночные (Кюсю-Палау, Южно-Сандвичева, главная часть Алеутской) или двойные, разделенные продольными депрессиями (Курильская, Зондская, отчасти Марианская и Соломоновых островов). Они представляют собой протяженные геоантиклинальные сооружения длиной до 2—3 тыс. км и шириной в первые сотни километров, находящиеся на разных стадиях развития («Тектоника Евразии», 1966; Хаин, 1973); б) глубоководные желоба (геосинклинальные прогибы, трог), располагающиеся с внешней и значительно реже с внутренней стороны островных дуг и имеющие

примерно такую же протяженность; в) глубоководные впадины (геосинклинальные котловины) окраинных морей изометричной и удлиненной формы, непосредственно прилегающие к материковому шельфу (Алеутская, Курильская, Южно-Китайская и т. д.) или отшнурованные от него и от смежных впадин поднятиями островных дуг (Филиппинская, Нампо, Северо-Фиджийская). Таким образом, для австрало-азиатского типа характерна ассоциация линейных или дугообразно изогнутых островных дуг и желобов с овальными, часто более или менее изометричными внутренними глубоководными впадинами, ограниченными ломаными линиями материковых склонов, изгибами и разветвлениями островных дуг. Эти области обладают наибольшей на Земле разностью высотных отметок поверхности, достигающей 12—15 км, при весьма высоком градиенте рельефа. Исключительная раздробленность рельефа выражается и в геоморфологических элементах более низкого ранга — уступах, ступенях, сбросовых рвах и ущельях, связанных с густой сетью активно развивающихся разломов (Гайнанов, 1972; Удинцев, 1972). Положительные и отрицательные формы рельефа затухают при сочленении с материковым склоном, но часто продолжают в прилегающих частях континента, образуя горные хребты и межгорные впадины альпийских и кайнозойских орогенных сооружений.

Геоантиклинальные поднятия могут быть подразделены на две основные группы. В строении первой группы, которую В. Е. Хаин называет «зрелыми островными дугами», участвуют ядра или «обломки сложно построенных складчатых сооружений, прошедших через несколько циклов геосинклинального развития, со складчатостью, метаморфизмом и гранитизацией, но все же без полного завершения и консолидации» (Хаин, 1973, с. 217). Последнее утверждение нуждается в уточнении. Оно касается самых молодых, преимущественно кайнозойских образований, тогда как более древние толщи в наиболее полно представленных ядрах геоантиклинальных поднятий часто содержат не только разновозрастные комплексы гранитоидов, но и орогенные — молассовые формации континентального типа, свидетельствующие о завершенности тектонических циклов.

Наиболее изученным примером сложно построенного геоантиклинального поднятия является Японская островная дуга. Ее центральная надводная часть сложена эвгеосинклинальными складчатыми толщами рифея, силура, девона, карбона и нижней перми, а на Хоккайдо — толщами верхнего палеозоя и мезозоя, суммарной мощностью больше 10—12 км, испытавшими соответственно байкальскую, герцинскую и мезозойскую складчатость, метаморфизм и внедрение гранитоидов. Вдоль окраин геоантиклинального поднятия на поверхность выходят фрагменты геосинклинальных прогибов (Уэпу, Синдзи и др.), сложенных в различной степени дислоцированными песчано-сланцевыми и вулканогенными отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью до 13—14 км («Геологическое развитие...», 1968). Для средней и южной частей Хонсю, где наиболее широко распространены палеозойские метаморфические комплексы и крупные массивы гранитоидов, сейсмический разрез (см. рис. 44, III—III) мало чем отличается от разрезов земной коры орогенных областей континентов и, в частности, как отмечают Н. А. Беляевский и А. Г. Родников (1971), от коры мезозойских горных сооружений районов Магадана и Колымы. В осевой части островной дуги мощность коры достигает 40—42 км. Хорошо развитый «гранитно-метаморфический» слой преобладает над «базальтовым», но постепенно выклинивается как в сторону глубоководной впадины Японского моря, так и в сторону Японского желоба. В обоих случаях он покрывается двумя сейсмическими слоями со скоростями распространения упругих волн 2 и 4,8—5,1 км/сек. Мощность первого слоя достигает 2—3 км и он, очевидно, сложен слабоуплотненными кайнозойскими (плиоцен-четвертич-

ными?) осадками. Предполагается, что «второй» слой образован дислоцированными породами мезозоя (Беляевский, Родников, 1971).

Докайнозойские складчатые и метаморфические комплексы Хоккайдо распространяются в пределы Сахалина и, по-видимому, слагают основание южной части Курильской островной дуги. Разновозрастные образования Японских островов расчленены системами продольных и поперечных разломов, что создает сложное блоково-складчатое строение геоантиклинального поднятия. Пояса современного вулканизма имеют наложенный характер. Молодые структурные формы в целом ориентированы меридионально и секут предшествующий структурный план (Тихонов, 1964). Их простирание согласуется с направлением оси Японского глубоководного желоба и расположенных южнее геоантиклинальных поднятий Палау и Нампо. Меридиональное простирание имеют и основные зоны неоген-четвертичного и современного вулканизма. Они тяготеют к зоне разлома Фосса-Магна и к северо-восточному побережью Хонсю, т. е. лежат на непосредственном продолжении геоантиклинальной зоны Нампо.

Перестройка структурного плана Японской островной дуги, выражающаяся огромными амплитудами наземного и подводного рельефа, крупными зонами разломов, высокой сейсмоактивностью и вулканизмом, позволяет высказывать предположение о том, что «здесь происходит заложение новой геосинклинальной системы, находящейся на начальных этапах своего развития» (Тихонов, 1964, с. 46). При такой трактовке Японскую островную дугу можно рассматривать не как «зрелое» геоантиклинальное поднятие, а как остаточный блок древнего складчатого сооружения, впаивного в современную геосинклинальную систему. Однако наряду с широко проявляющимися признаками наложенности современных геосинклинальных структур на кайнозойские складчатые сооружения, особенно четко фиксирующиеся в «зрелых» островных дугах, в геосинклинальных системах австрало-азиатского типа широко проявляются и черты сквозного — унаследованного развития прогибов и поднятий, от более древних кайнозойских и даже позднемезозойских структур («Тектоника Евразии», 1966; Пущаровский, 1972а). По-видимому, оба явления характеризуют взаимоотношения геосинклиналей современного и предшествующего этапов. Развивающиеся в настоящее время геоантиклинальные поднятия как бы используют остаточные блоки древних складчатых структур, не только перерабатывая их, но и облекая современными геоантиклинальными образованиями.

Древние складчатые ядра, ограниченные кайнозойскими и современными геосинклинальными толщами, устанавливаются в грядях Рюкю и Филиппинской. Классическим примером геоантиклинальных структур этого типа являются островные дуги Индонезии, сводка по которым недавно выполнена И. В. Архиповым (1964). Юго-восточнее древние складчатые комплексы, обладающие свойствами «гранитно-метаморфического» слоя, присутствуют в геоантиклинальных зонах архипелага Бисмарка (о. Новая Британия) и Новой Каледонии (Пущаровский, Афремова, 1965; Богданов, 1967; и др.).

В пределах геоантиклинальной зоны Нансей указываются четыре узкие зоны, разделенные крупными разломами. Наиболее древние, палеозойские, метаморфизованные эвгеосинклинальные породы образуют западную зону. Восточнее выделяется надвиговая чешуя со сходным разрезом, но включающая известняки пермского возраста. Еще восточнее проходит зона филлитово-флишевых мезозойских пород, смятых в опрокинутые на юго-восток изоклинальные складки. Наконец, следует зона морских терригенных пород палеогена, содержащих прослои основных лав и несогласно перекрытых неогеновыми морскими отложениями. Отмечается, что линии голоценовых вулканов секут косо про-

стирание домиоценовых структур («Тектоника Евразии», 1966, с. 254).

Группа «зрелых» геантиклинальных поднятий тяготеет к внешним (приматериковым) частям геосинклинального пояса. Намечаются три формы их сочленения со структурами континентов: а) геантиклинальные поднятия как бы замыкаются или затухают в зонах шельфа (северное окончание Хоккайдо-Сахалинской дуги, южное окончание Японской дуги и дуги Нансей), в этом случае геосинклинальные котловины выклиниваются между островной дугой и материковым склоном; б) геантиклинальные поднятия переходят по простиранию в горст-антиклинории альпийских и кайнозойских орогенных сооружений. Так, Андаманское геантиклинальное поднятие на севере переходит в Араканский антиклинорий западной части Бирмы (Мишина, 1972), а Курильская и Алеутская дуги на северо-востоке и востоке соответственно сменяются поднятиями Восточной Камчатки и Аляскинского полуострова; в) современные геантиклинальные поднятия по взбросам или надвигам сочленяются с окраинными антиклинориями кайнозойских складчатых систем (северной части о. Калимантан, островов Сулавеси и Новая Гвинея). Характерно, что в этих антиклинориях появляются наиболее протяженные пояса гипербазитов, по-видимому, представляющие собой выжатые к поверхности или резко приподнятые породы геосинклинального основания.

Вторая группа геантиклинальных поднятий соответствует «молодым внутриокеаническим островным дугам» по номенклатуре В. Е. Хаина (1973). Они располагаются вдоль выдвинутых в сторону океана окраинных поднятия островов Нампо, Марианских, Тога, Кермадек и Соломоновых, а также центральные звенья Алеутской и Курильской дуг и северная часть дуги Бисмарка. К этой же группе можно отнести внутренние, также линейные поднятия Кюсю-Палау, Колвилл-Лау и Норфолк, хотя в отличие от перечисленных ранее геантиклинальных зон они не сопровождаются глубоководными геосинклинальными трогами.

Наиболее существенной чертой геологического строения «молодых» геантиклинальных поднятий является отсутствие четко выраженного древнего складчатого ядра, соответствующего «гранитно-метаморфическому» слою. Правда, в их основании на отдельных островах устанавливается комплекс метаморфических пород, но он состоит главным образом из метаморфизованных магматических пород основного и ультраосновного состава. Так, на о. Яп в зоне сочленения геантиклинальных зон Марианской и Нампо еще в начале века Г. Кайзером, позднее Р. Таяма, а в наше время К. Ширази (Штилле, 1964; «Геологическое развитие...», 1968; Марков, 1973) описан кристаллический цоколь, представленный преимущественно амфиболитами и зелеными сланцами, содержащими тела серпентинитов. Эти образования (серия Яп) смяты в сжатые, иногда изоклинальные складки, интенсивно рассланцованы и разбиты многочисленными разломами. Их покрывают осадочные брекчи с прослоями песчаников и аргиллитов (формация Мэп олигоцен-раннемиоценового возраста), сменяющиеся выше по разрезу вулканогенной толщей андезито-базальтового и базальтового состава (Марков, 1973; с. 28). Аналогичный комплекс основания описан П. Колеманом и Р. Стэнтоном в центральной части геантиклинальной зоны Соломоновых островов. Метаморфические породы, представленные амфиболитами и амфиболовыми сланцами, сменяются вверх по разрезу метабазами. На о. Шуазель амфиболиты и хлоритовые сланцы ассоциируют с габброидами и ультрабазитами. Породы интенсивно дислоцированы и несогласно перекрыты осадочно-вулканогенными отложениями палеогена. Предполагается ранне-среднеэоценовый возраст метаморфизма (40—50 млн. лет) и меловой (?) возраст пород (Coleman, 1966; Richards et al., 1966).

Осадочные породы:

- 1, 2 — мелководные фации:
 1 — рифовые постройки,
 2 — разнообломочные песчаники и конгломераты;
 3—7 — глубоководные фации:
 3 — известковые алевролиты и аргиллиты,
 4 — карбонатные брекчии,
 5 — туфы,
 6 — пелагические красные аргиллиты,
 7 — вулканогенные и карбонатные турбидиты и аргиллиты;
 8 — вулканогенные породы; конглобрекчии и песчаники

Вулканические породы:

- 9 — субаэрально-эруптивные образования;
 10 — андезиты и базальты (субаэральные или субаквальные);
 11 — преимущественно подушечные подводные лавы;
 12 — вулканические брекчии.

Интрузивные породы:

- 13 — габбро и нориты;
 14 — штоки андезитов и диоритов;
 15 — дайки базальтов и диоритов;
 16 — ультраосновные породы с включениями амфиболитов;
 17 — направление смещения по разломам;
 18 — поверхность несогласия;
 19 — активный вулканизм

На врезке — положение структурно-фациальных зон; отложения (1—3):

- 1 — домиоценовые,
 2 — миоцен-четвертичные,
 3 — плиоцен-четвертичные,
 4 — исторически активные вулканы;
 5 — изобаты, км

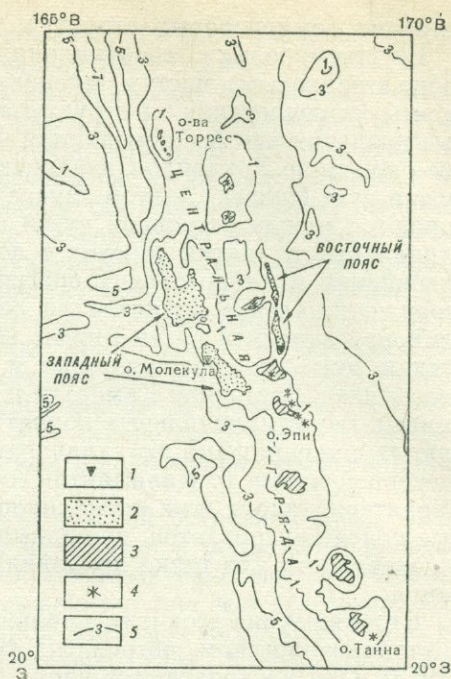
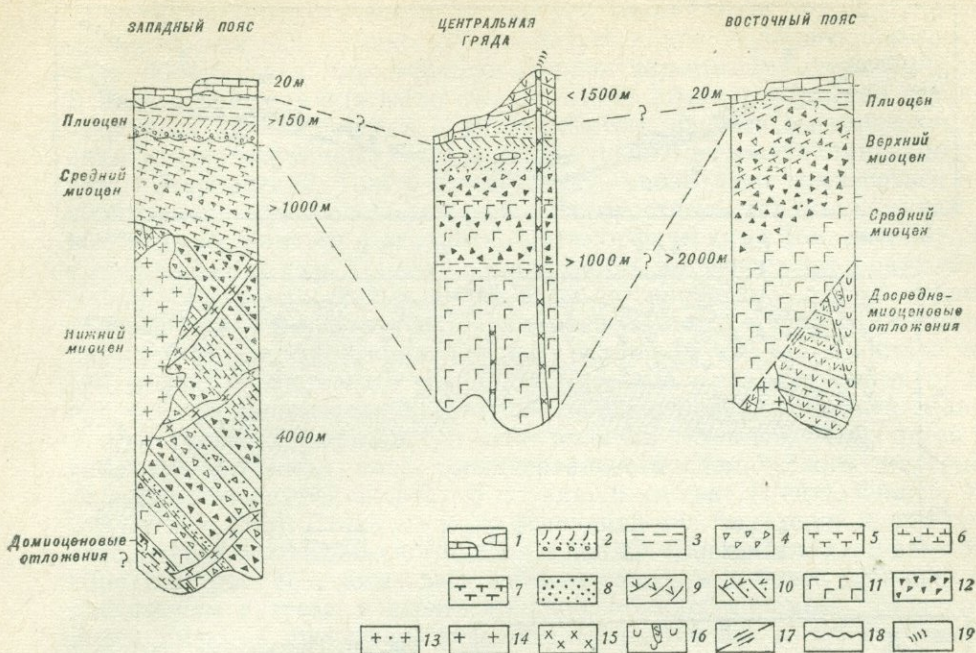


Рис. 56. Геологические разрезы структурно-фациальных зон Ново-Гебридной островной гряды (Mitchell, Warden, 1971)

Существование древнего метаморфического ядра, сложенного комплексом амфиболитов, габбро и ультрабазитов, и его структурные соотношения с вышележащей серией осадочных и вулканических пород четко выражены в разрезах Ново-Гебридских островов, изученных А. Митчелом и А. Варденом (Mitchell, Warden, 1971). В выделенной ими восточной структурно-фациальной зоне Ново-Гебридской островной дуги (рис. 56) сложно дислоцированный блок серпентинизированных гипербазитов с включенными в них телами амфиболита по зоне разлома сочленяется с метаморфизованной толщей андезито-базальтовых лав и туфов, интродуцированных габбро-норитами; эти образования по зоне взбросо-надвига перекрыты толщей шаровых лав и вулканических брекчий среднего и верхнего миоцена мощностью более 2000 м. В Западной структурно-фациальной зоне кристаллическое основание не обнажено, и весь разрез мощностью более 5 км сложен вулканогенной толщей лав и пирокластов андезитового и базальтового состава, интродуцированных штоком диорита. Отрицая возможность существования под Новыми Гебридами блоков континентальной коры, авторы отмечают, что эта зона состоит из мощных накоплений вулканических, интрузивных и осадочных пород, перекрывающих разорванный слой нормальной океанической коры, выходящий на поверхность в восточной зоне (о. Пентекост).

Присутствие глубоководных осадков палеогена, лежащих на вулканогенных породах, которые «могут представлять собой породы коры океанического типа», отмечает на юге архипелага Тонга и на островах Лау Ю. М. Пушаровский (1972а, с. 99). Напомним, что подобные же комплексы основных и ультраосновных пород и их метаморфических производных широко распространены в более древних эвгеосинклинальных системах — в Альпийско-Гималайском поясе, герцинидах Урала, каледонидах Ньюфаундленда и т. д. Они выходят на поверхность в зонах шарьяжей и крупных горстовых и горстантиклинальных поднятий и



рассматриваются как «меланократовый фундамент» геосинклиналей или как приподнятые блоки океанической коры геологического прошлого (Пейве, 1969, 1973; Боголепов, Яншин, 1973; Книппер, 1975). Более подробно эти представления были изложены в гл. IV.

В геоантиклинальных поднятиях второй группы кристаллический фундамент образует редкие выходы на поверхность в осевых наиболее приподнятых блоках, вероятно приуроченных к зонам разломов. Таково структурное положение меланократового фундамента в геоантиклинальной зоне Соломоновых островов. Здесь, по данным П. Колемана, Х. Девиса (Davies, 1971) и других, комплекс мета- и ультрабазитов залегает в основании крупнейшей системы надвигов, пересекающих геосинклиналь Папуа и наклоненных в сторону океана.

В большинстве случаев кристаллический фундамент скрыт под мощными толщами вулканогенных (андезито-базальтовых и андезитовых) и осадочных формаций. Так, в зоне Курильской островной дуги устанавливается последовательная смена глубоководных кремнисто-диатомитовых формаций флишевого типа (средний — верхний миоцен) мелководной и наземной андезитовой формацией (верхний миоцен — антропоген), суммарной мощностью более 4 км (Сергеев, 1966, Сергеев, Стрельцов, 1972).

Чередование наземных и относительно глубоководных осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, свидетельствующие о высокой подвижности геоантиклинальной зоны, отмечается в разрезе о. Сайпан в южной части Марианской дуги. По данным П. Клауда и его соавторов Ю. М. Пущаровский (1972а) указывает, что здесь в основании видимого разреза залегает толща пирокластов и лав дацитового состава с обломками андезитов. Она образовалась в субэаральных условиях и является наиболее древней из известных толщ Марианских островов. Ее сменяют лавы и пирокласты андезитового состава мощностью 150 м с прослоями конгломератов и песчаников. По простиранию они замеща-

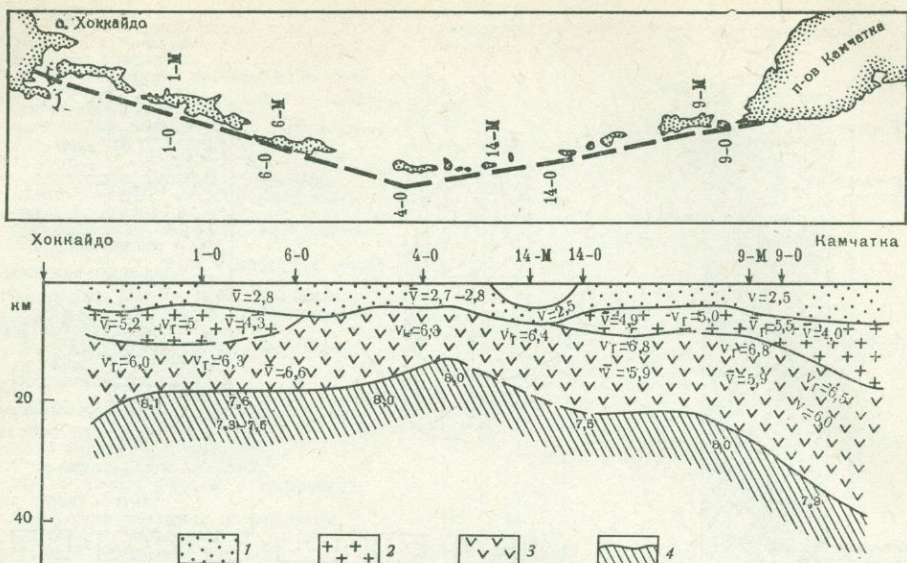


Рис. 57. Продольный профиль Курильского геоантиклинального поднятия (по Б. П. Золотареву, С. Ф. Соболеву, 1972)

- 1 — осадочный слой;
- 2 — «гранитно-метаморфический» слой;
- 3 — «базальтовый» слой;
- 4 — верхняя мантия

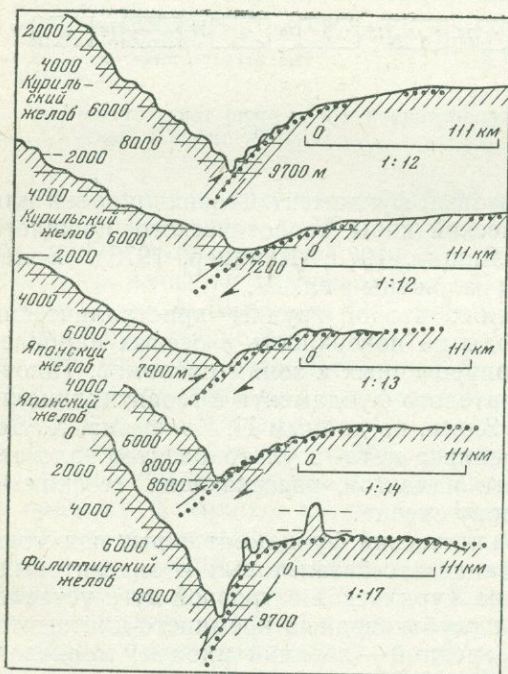


Рис. 58. Поперечные профили геосинклинальных желобов и поверхности пододвигания (по П. Н. Кропоткину, 1972)

ются известняками с комплексом позднеэоценовых фораминифер. Выше залегают олигоценные отложения мощностью около 1500 м, представленные переслаивающимися лавами андезитов и туфами, в туфах содержатся остатки относительно глубоководных фораминифер. Далее залегают толща кораллово-водорослевых известняков неогенового и четвертичного возраста мощностью также примерно 1500 м. Остров, прежде поднятый над уровнем моря, испытал, начиная с позднего эоцена, «измеряемое тысячами метров опускание, продолжавшееся до конца миоцена, причем иногда глубина моря достигала сотен метров. Затем остров снова начал подниматься, что зафиксировано плиоценовыми и четвертичными террасами» (Пушаровский, 1972а, с. 98).

В геолого-геофизической литературе земная кора «молодых» геосинклинальных зон обычно характеризуется как «субконтинентальная», т. е. обладающая маломощным «гранитно-метаморфическим» слоем. В этом отношении она мало отличается от окраинных частей «зрелых» островных дуг — Японской и др. В действительности сейсмические разрезы как по окраинным, так и по внутренним геосинклинальным зонам — Марианской, Тонга, Кюсю-Палау — позволяют сомневаться в существовании здесь слоя, который по скоростным характеристикам может отождествляться с «гранитно-метаморфическим» (см. рис. 46). Так, в районе о. Кас (хр. Тонга) на поверхность выступает «второй» сейсмический слой мощностью порядка 5 км со скоростями распространения упругих волн $5,2 \pm 0,1$ км/сек. Ниже располагается толща со скоростями 7,0 и 7,6 км/сек, простирающаяся до глубин 18—20 км, в составе которой можно предполагать «базальтовый» слой и не отделенный от него при сейсмопрофилеировании слой разуплотненной верхней мантии. Р. Рейт с соавторами пишут: «Нет никаких указаний, чтобы здесь был заметной мощности слой континентального силикатного материала, характеризующегося скоростью порядка 6 км/сек» (Рейт, Фишер, Мейсон, 1957, с. 268). Столь же мало оснований для выделения нормального «гранитно-метаморфического» слоя и под хр. Кюсю-Палау и о-вами Волкано (см. рис. 46), хотя здесь в более сложном и более детально проработанном разрезе в «третьем» слое, отождествляемом с «базальтовым», имеются отдельные значения скоростей 6,0 и 6,4 км/сек (Minguzzi et al., 1968).

Отсутствие геофизического «гранитно-метаморфического» слоя хорошо увязывается с изложенными выше данными о петрографическом составе пород кристаллического цоколя в этих геосинклинальных зонах. Мощности земной коры до 16—17 км в районе о-вов Волкано и от 13 до 16 км в хребте Кюсю-Палау увеличиваются по сравнению со смежной Филиппинской котловиной главным образом за счет «базальтового» корня. Промежуточной характеристикой обладает разрез коры Курильских островов. На разрезе через о. Итуруп (см. рис. 44) с известной долей условности выделяется линза пород со скоростями 6,0—6,2 км/сек мощностью всего около 5 км, т. е. в 3—4 раза меньше того же слоя в осевых частях о. Хоккайдо. В центральном звене Курильской дуги «гранитно-метаморфический» слой не обнаружен (рис. 57). Главным отличием сейсмического разреза Курильской геосинклинальной зоны от Марианской является существование значительно более мощного «базальтового» корня, уходящего на глубину до 35 км (Фотиади, Туезов, 1972). Однако по направлению к центральной — «наименее развитой» части Курильской зоны общая мощность коры уменьшается и в районе о. Симушир составляет всего 12—17 км (Беляевский, Родников, 1971).

В последнее время обращено внимание на разуплотнение верхней мантии под островными дугами. Для некоторых исследователей это служит одним из доводов в пользу отождествления этих структурных форм с поясами рифтовых структур (Зоненшайн, 1972б). Однако сейсмические разрезы показывают значительную изменчивость граничных скоростей мантии по простираанию островных дуг при колебаниях от 7,6 км/сек (очень редко меньше) до 8,2 и даже 8,9 км/сек, что существенно отличается их от рифтовых систем, обладающих устойчивым фронтом более значительного разуплотнения.

Геосинклинальные прогибы. Морфология обоих типов прогибов — геосинклинальных трогов, или желобов, и геосинклинальных котловин была описана выше.

Рельеф дна, геофизические данные, а также ограниченные материалы подводного бурения и драгирования представляют материал для их структурной характеристики.

Геосинклинальные желоба (троги) в большинстве случаев представляют собой некомпенсированные осадконакоплением глубокие прогибы, расположенные с фронтальной стороны геосинклинальных систем в зонах сочленения последних с океаническими плитами или внутренними геосинклинальными котловинами (Филиппинская). Многие авторы рассматривают их как краевые шовные структуры или как зоны субдукции — «впячивания», или поддвига, океанической коры при встречных движениях в динамической паре «океан-континент» (рис. 58). Подтверждением этому может отчасти служить совпадение окраинных геосинклинальных желобов, таких как Алеутский, Курильский, Марианский и т. п., с предполагаемым выходом на поверхность глубинных слоев земной коры, выраженных зонами Беньофа. Однако природа геосинклинальных желобов, по-видимому, более многообразна. Некоторые из них, подобно Ново-Гебридскому и Бугенвильскому желобам, протягиваются вдоль внутренних — тыловых частей островных дуг и ограничивают геосинклинальные котловины. Другие, как желоба Тиморский и Ару, располагаются вдоль границ геоантиклинальных поднятий с подводными окраинами континентальных платформ. Столь различное структурное положение геосинклинальных трогов заставляет предполагать, что в эту группу по морфологическому сходству объединены разнородные структурные элементы. Некоторые из них, по всей вероятности, представляют собой менее компенсированные осадками опускающиеся с большей скоростью приразломные участки внутренних геосинклинальных котловин.

К особой структурной категории, вероятно, следует отнести желоб Кайман в Карибском море, который по геофизической характеристике (положительная гравитационная аномалия) приближается к рифтам. Что касается желобов, отделяющих геосинклинальные области от океанических плит, то здесь, видимо, могут быть намечены две категории. Первая — это желоба, образующие структурную пару с внешними геоантиклинальными поднятиями (островными дугами) — Курильский, Марианский и т. п. Вторая — желоба, ограничивающие на севере Фиджийскую геосинклинальную систему от Меланезийской плиты и не сопровождающиеся антиподами — островными дугами. К ним относятся желоб Витязя и кулисообразная система желобов, протягивающаяся к западу от него до о. Малаита в системе Соломоновых островов. Г. Б. Удинцев, Г. В. Агапова, А. Ф. Береснев (1972) отмечают, что эти геосинклинальные желоба характеризуются более симметричным поперечным профилем, имеют значительно меньшую длину, под ними нет фокальной поверхности землетрясений, величина теплового потока повышена. Они считают, что по этим характеристикам указанная группа желобов резко отличается от других и связана с проходящим здесь трансформным разломом — сдвигом.

Подобно тому, как во внутренней структуре современных геоантиклинальных зон важнейшее значение имеют не складчатые, а разрывные нарушения, строение трогов, по-видимому, определяется главным образом блоковыми движениями по разломам. На это указывает асимметричное ступенчатое строение их бортов, особенно прилегающих к геоантиклинальным зонам (Удинцев, 1972), и отсутствие, судя по данным сейсмического зондирования, складчатости в осадочных толщах. В уступах и ступенях, формирующих рельеф склонов, существуют протяженные участки обнаженного дна, чередующиеся с зонами транзитного осадконакопления, где мощность осадочно-вулканогенных толщ, покрывающих породы докола островных гряд, не превышает десятков или первых сотен метров.

Состав выполняющих желоба формаций и их пространственные соотношения зависят от расположения того или иного желоба в общей структуре. В желобах, далеко выдвинутых в океан, осадкообразование

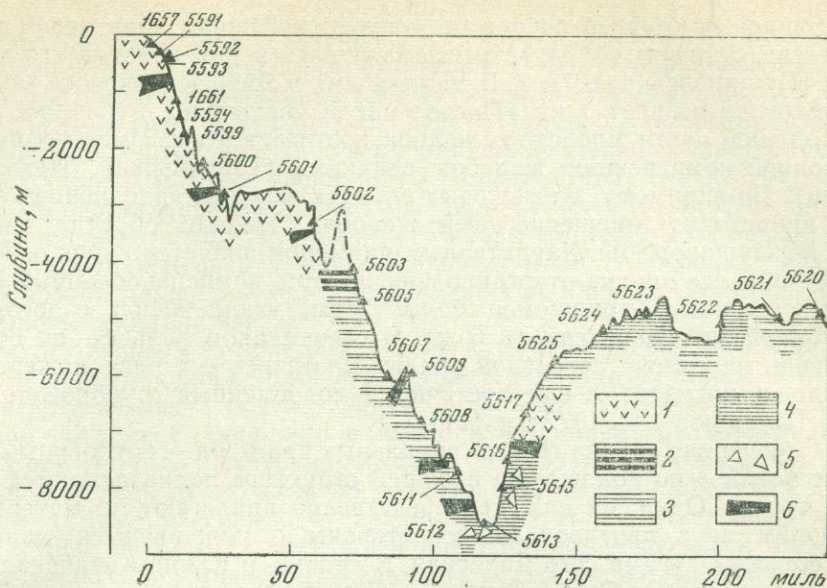
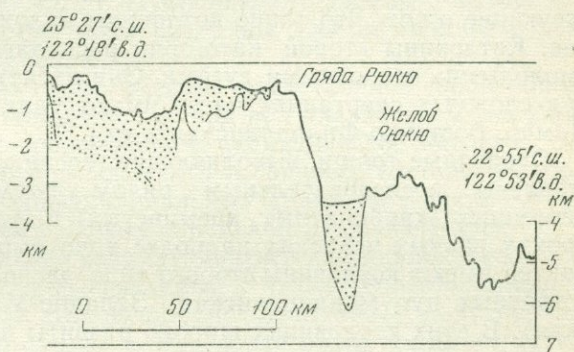


Рис. 59. Профиль Курило-Камчатского желоба в районе южной оконечности о. Симушир (Мурдмаа, 1971)

- 1 — грубозернистые вулканокластические осадки (гравий, песок, алевроит);
 - 2 — диатомовые илы;
 - 3 — кремнисто-глинистые илы;
 - 4 — обломочно-глинистые туффитовые турбидиты;
 - 5 — обломки пород;
 - 6 — обнажения коренных пород.
- Цифры на рисунке — номера проб

Рис. 60. Сейсмический профиль через южную часть поднятия Рюкю (Emery et al., 1969)
Точки — неогеновые и четвертичные осадки



приближается к пелагическому, причем на слабом пелагическом фоне особенно большую роль играет поступающий с островной дуги пирокластический материал (желоба Яп, Палау, Марианский, Тонга). В желобах, примыкающих к крупным островам (Японский, Филиппинский, Новогвинейский), господствует терригенный седиментогенез и налицо заполнение желоба осадками. Иногда переход от терригенных осадков к пелагическим удается проследить даже в пределах одного желоба (Мурдмаа, 1971). В заполнении желобов (рис. 59) значительную роль играет вулканокластический материал, широко развиты кремнистые осадки и туффитовые миопелагические глины, сменяющиеся граувакковыми турбидитами. Состав осадочно-вулканогенных формаций позволяет относить желоба к эвгеосинклиналям, а сопряженные с ними вулканические поднятия, к эвгеоантиклиналям (Хайн, 1973). Эта трактовка подтверждается поднятыми со склонов желобов образцами базальтов и перидотитов (желоб Тонга). Структурное положение базальтов может быть двояким. Более вероятно, что они вместе с ультрабазитами слагают обнажающееся по разломам кристаллическое основание геосинклинальных трогов («третий» геофизический слой), но не исключено и их присутствие в составе осадочно-вулканогенных толщ.

Мощности отложений, выполняющих геосинклинальные желоба, изменяются в широких пределах от нескольких сот до тысяч метров.

Сплошной осадочный покров отсутствует в Южно-Сандвичевом желобе (Heezen, Johnson, 1965), что рассматривается как признак его молодости (Пушаровский, 1972а). В то же время в Яванском желобе мощность осадков превышает 3 км (Постельников, Затонский, Афремова, 1964), а в южной части Японского желоба достигает 5 км. Имеются примеры и полной компенсации желобов осадками (Тайваньский, Новозеландский). По-видимому, в некоторых случаях вслед за заполнением осадками происходит смещение осей желобов. На это обратил внимание Ю. М. Пушаровский. Характерным примером является район о. Тайвань (рис. 60), где вполне отчетливо фиксируется компенсированный осадочными толщами (мощностью более 2 км) узкий желоб с абсолютной глубиной основания свыше 6 км. В современном рельефе он образует ступень на склоне островной гряды. Восточнее его расположено узкое грядовое поднятие, а еще восточнее — современный глубоководный желоб (Пушаровский, 1972а, с. 107).

Следующая группа геосинклинальных прогибов — котловины окраинных морей — по положению в общей структуре подразделяются на две категории. Одни из них непосредственно прилегают к материковым склонам и с противоположной стороны ограничиваются «зрелыми» островными дугами. Это Японская, Восточно- и Южно-Китайская котловины, котловины Сулу, Сулавеси, Банда и т. п. Обычно они имеют сравнительно небольшие размеры, изометричную или миндалевидную форму в плане и угловатые очертания. Существуют данные, свидетельствующие о том, что такие котловины наложены на складчатое основание. Котловины второй категории располагаются между «зрелыми» и «молодыми» островными дугами. Они охватывают огромные площади и при сложных очертаниях часто имеют удлиненную форму (котловины Нампо, Восточно-Филиппинская и др.).

Осадочные толщи, выполняющие геосинклинальные котловины, представлены последовательным рядом формаций от терригенных и биогенных (карбонатных, кремнистых) к вулканогенно-осадочным. При прочих равных условиях наиболее ярко выраженный пелагический характер имеют котловины второго типа, расположенные между системами островных дуг (Филиппинская, Западно-Марианская, Южно-Фиджийская). В этих котловинах широко развиты пелагические биогенные илы и глины; мощности осадочного слоя (по геофизическим данным) очень небольшие, исчисляются сотнями метров. В приматериковых котловинах первого типа при наличии высоко поднятой геоантиклинали господствует терригенный седиментогенез (Японское, Южно-Китайское моря), а мощность рыхлой осадочной толщи достигает нескольких километров (Мурдмаа, 1971). Таким образом, намеченные две категории геосинклинальных котловин обладают различными формационными характеристиками. Сложное внутреннее строение котловин обоих типов (они могут быть разделены на конседиментационно развивающиеся структурные элементы более мелких порядков — внутренние антиклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы), определяют сложное сочетание разнородных формационных тел. Среди них обособляются образования внутренних геоантиклинальных поднятий, представленные рифовыми известняковыми и другими комплексами пород, созданными при выборочном осадении биогенных и терригенных взвесей, на участках, недоступных волочению осадочного материала по дну и суспензионным потокам.

И. О. Мурдмаа (1971, с. 145) полагает, что «по характеру осадкообразования фации современных геосинклинальных котловин имеют сходство с миогеосинклинальными, внутренние поднятия котловин — с миогеоантиклинальными, а фации островных дуг — с эвгеоантиклинальными фациями». Однако существование на дне геосинклинальных котловин вулканических поднятий, присутствие среди терригенных осадков основ-

ных лав, как это установлено при драгировании возвышенности Ямато в Японской котловине (Васильев, Маркевич, 1973), а также зависимость состава формаций от вулканического материала, поступающего со стороны островных гряд, противоречат представлению о миогеосинклинальной природе значительных частей окраинных котловин. Более правильной представляется точка зрения В. Е. Хаина (1973, с. 218), который пишет: «Максимальное накопление осадков может наблюдаться или в центральной части впадины, ...или по ее краям со стороны островной дуги и со стороны континента, как в Японском море. В последнем случае первый прогиб чаще всего носит эвгеосинклинальный характер, второй — миогеосинклинальный».

К глубоководным геосинклинальным котловинам тяготеют участки морского ложа, изображенные на тектонических картах Евразии и Тихоокеанского сегмента под названием «массивы». Это массив Ямато в Японской котловине, Бородино и Ансон в Филиппинской котловине, а также Восточно-Меланезийский массив и «глыбовая зона Фиджи». Они выделяются главным образом по геоморфологическим признакам, как «крупные горные массивы, ...отличающиеся монолитностью своей морфоструктуры, не очень значительной контрастностью рельефа, отсутствием признаков сейсмической активности и современного вулканизма» и рассматриваются в качестве «участков донеогеновой складчатости» («Тектоника Евразии», 1966, с. 370). Эти структурные элементы изучены пока мало и, по мнению Ю. М. Пушаровского (1972а), объединившего их в одну группу, могут быть различны как по геологическому строению, так и по происхождению.

Действительно, «глыбовая зона Фиджи» представляет собой обширное, в значительной части выходящее из-под вод океана (острова Вити-Леву, Вануа-Леву) сильно пересеченное вулканическое нагорье, сложенное ассоциацией вулканитов основного и среднего состава. Нагорье находится на сопряжении геоантиклинальных поднятий Колвилл-Лау и Хантера, входящих в систему Ново-Гебридской островной дуги, и по морфологическим чертам может рассматриваться как приподнятый блок океанического ложа, структурно связанный с этими геоантиклинальными поднятиями. Если прав В. Дикинсон (Dickinson, 1967), допускающий образование «Фиджийского блока» в результате роста континентальной коры на основе океанической, хотя необходимое геофизическое обоснование подобной трактовки отсутствует, то этот процесс трудно отделить от предполагаемых процессов формирования «молодых» геоантиклинальных поднятий (внешних островных дуг Тихоокеанского пояса).

То, что мы имеем дело именно с этой категорией структур, видно из исследований Ю. С. и М. И. Липкиных (1972). На о-вах Фиджи они устанавливают систему вулканических дуг, последовательно, разрастающихся от юго-западной части архипелага на восток и северо-восток. Наиболее древняя группа пород Вайнмала (эоцен — нижний миоцен) занимает южную часть о. Вити-Леву и изогнутую цепочку о-вов Ясав. Она представлена базальтами, трахитами и риолитами (5000 м), выше которых залегают пирокластические породы с линзами известняков (8000 м). Группа Сува (миоцен — плиоцен) образует внутреннюю дугу, смещенную к северу и выходит в северной части о. Вити-Леву и на о. Вануа-Леву. Она состоит преимущественно из андезитов (1000 м); ассоциирующие с ними осадочные породы заполняют впадины между вулканическими постройками и прогиб между внешней и внутренней островными дугами. Следующие группы Унду и Мба (плиоцен — плейстоцен), сложенные в основании лавами и туфами риолитов и дацитов (до 500 м), а выше — сочетанием базальтов, грауваковых песчаников и рифовых известняков (до 3500 м), выполняют тот же прогиб и протягиваются на юг в островную систему Лау. Таким образом, развитие Фиджийского поднятия напоминает развитие других островных дуг; основа-

ний для выделения его в особую категорию глыбовых зон или массивов, по-видимому, нет.

Иначе обстоит вопрос с поднятием Ямато и, вероятно, с поднятием Бородино. В этом отношении интересны опубликованные Б. И. Васильевым и П. В. Маркевичем (1973) новые данные о строении поднятия Ямато. Оно представляет собой подводную возвышенность овальной формы длиной около 350 км и шириной до 140 км (по изобате 2000 м). Поднятие отделяет Японскую глубоководную впадину от впадины Хонсю и состоит из двух горных хребтов с максимальным превышением над дном от 1617 до 1710 м. Между хребтами расположена замкнутая котловина длиной 110 км и шириной 15 км, достигающая в осевой части глубины 2150 м. Судя по результатам драгирования, в хребтах выходят на поверхность следующие комплексы пород: 1) кварцево-мусковитовые сланцы, слюдястые кварциты и сильно метаморфизованные вулканогенные породы — диабазовые порфириды и их туфы; 2) розовые лейкократовые граниты и граносиениты и их жильные фации — аплиты, гранофиры; 3) контактово-метаморфизованные конгломераты, песчаники, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, реже туфобрекчи; в конгломератах присутствует галька гранитов предшествующего комплекса; 4) биотитовые и лейкократовые граниты и гранодиориты, по составу и изотопному возрасту (195, 215 и 220 млн. лет), являющиеся аналогами верхнепалеозойских гранитоидов Южного Приморья; 5) эффузивные, осадочные и вулканогенные породы; относительно слабо литифицированные, не имеющие следов метаморфизма. Среди них устанавливается несколько групп пород — андезиты и их туфы, песчаники и аргиллиты, насыщенные растительным детритом и напоминающие палеогеновые отложения угловской свиты Приморья, светлые туфы и туффиты липаритов, близкие к олигоценовым породам надеждинской свиты той же области, наконец, базальты, андезито-базальты и их туфы, а также конгломераты и песчаники, в том числе туфогенные с остатками фораминифер, радиолярий, спикул губок и пектинид, напоминающих формы раннего плиоцена. Выше располагается прерывистый покров рыхлых антропогенных отложений песчаного и алевро-глинистого состава, увеличивающихся по мощности в сторону осевой впадины.

Эти данные очень важны, так как они однозначно свидетельствуют не только о молодом возрасте и наложенном характере Японской геосинклинальной котловины, но и позволяют «гранитно-метаморфический» слой, присутствующий по сейсмическим данным на поднятии Ямато, сопоставить с петрографическим и возрастным комплексом пород Приморья. Поднятие Ямато выступает как остаточный блок палеозойской складчатой структуры, опущенный ниже уровня моря только в неогене. Вместе с тем по структурным признакам оно может рассматриваться и как ядро геоантиклинального поднятия, разделяющего два смежных геосинклинальных прогиба, и как аналог срединных массивов в развивающейся геосинклинальной системе. Приуроченный к поднятию Ямато четко выраженный «гранитно-метаморфический» слой с сейсмической скоростью 6,2 км/сек и мощностью около 4 км отсутствует в смежных котловинах (рис. 61).

Более ограничены сведения о поднятии Бородино, расположенном в северной части Филиппинской котловины между желобом Хансей и геоантиклинальной грядой Палау. По батиметрическим данным массив представляет собой относительно приподнятый участок морского дна почти правильной треугольной формы со сложным рельефом. Он состоит из чередования поднятий и впадин. Представление о том, что этот участок может быть фрагментом «донеогеновой складчатости» («Тектоника Евразии», 1966) было подтверждено сейсмическим профилем, опубликованным С. Мураучи и его соавторами (Murauchi et al., 1968). В районе поднятия Бородино мощность земной коры увеличивается до

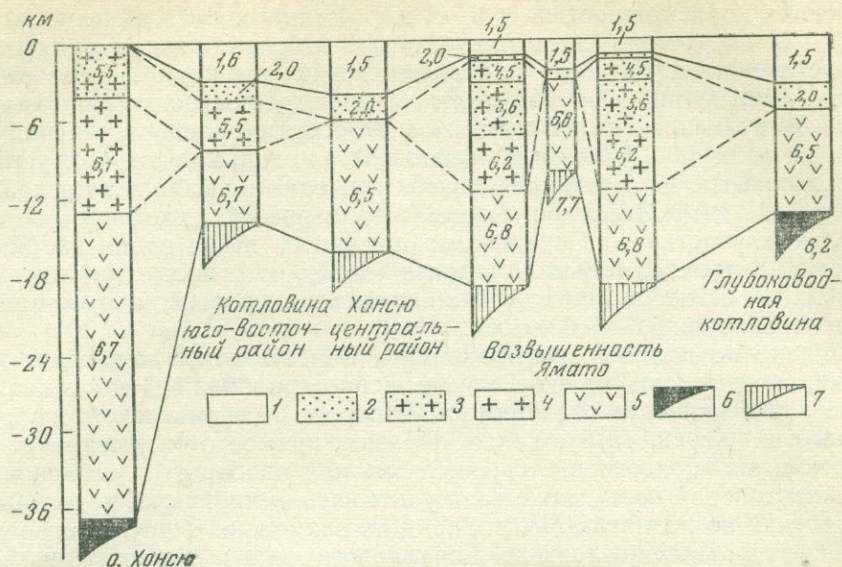


Рис. 61. Строение земной коры возвышенности Ямато, котловины Хонсю и о. Хонсю (Ковылин, Мирлин, 1971)

Слои земной коры (1—5): 1—водный, 2—осадочный, 3—осадочный с примесью вулканического материала, 4—«гранитно-метаморфический», 5—«базальтовый»; граница Мохоровича (6, 7): 6—определена уверенно, 7—определена предположительно

16 км по сравнению с 12 км в смежных частях Филиппинской котловины. Вместе с утолщением коры появляется сейсмический слой со скоростью 6 км/сек, который, по-видимому, можно рассматривать как «гранитно-метаморфический» (см. рис. 45).

Одной из важнейших особенностей современных геосинклиналей австрало-азиатского типа является пространственная связь с зонами глубокофокусных землетрясений, или зонами Беньофа. Их характеристика дана в гл. IV, здесь же следует отметить, что выходы почти непрерывных фокальных зон на поверхность приурочены к окраинным глубоководным желобам от Тонга-Кермадек на юге до Алеутского на севере. Намечается структурное соотношение между наклоном поверхностей Беньофа и конфигурацией островных дуг и желобов. Напомним, что фокальные зоны везде наклонены в сторону континента и только в районе Соломоновой и Ново-гебридской островных гряд имеют обратный наклон к океану. В этих грядах внешние дуги обращены своей вогнутостью в сторону океана; здесь же появляются ограничивающие геосинклинальный пояс одиночные желоба (Витязя и др.). Таким образом, независимо от представлений о формах движений по этим крупнейшим расколам земной коры, уходящим в верхнюю мантию, намечается связь с ними линейно-мозаичной разломно-блоковой тектоники, столь характерной для верхних частей коры геосинклинальных систем австрало-азиатского типа.

Ранее мы оперировали некоторыми геофизическими параметрами, присущими отдельным структурным формам. В заключение целесообразно наметить закономерности глубинного строения геосинклиналей австрало-азиатского типа в целом. Земная кора отличается резко выраженной дифференцированностью состава и мощностей основных геофизических слоев, мозаичностью и полосчатостью в их соотношениях. Различные типы коры более или менее коррелируются с основными морфоструктурными элементами, хотя границы их не всегда совпадают. Для внутренних геосинклинальных котловин характерна относительно

утоненная кора мощностью от 7—8 км (Филиппинская, Венесуэльская) до 11—12 км (Курильская, Алеутская), наиболее близкая по строению к коре океанических плит (субокеанический тип коры). В ее составе вслед за различными по мощности и степени уплотнения осадочными и осадочно-вулканогенными слоями со скоростями распространения продольных волн 2,0—4,3 км/сек располагается слой, идентифицируемый с «базальтовым». Его мощность колеблется от 4 км в Филиппинской котловине до 9 км в Японской. Кроме того, выше «базальтового» слоя на отдельных участках за пределами описанных выше поднятий (Ямато, Бородино) намечаются маломощные (до 0,5 км) промежуточные слои с «гранитно-метаморфическими» значениями скоростей распространения продольных волн 5,6—6,0 км/сек.

Однако по данным драгирования в Венесуэльской котловине породы, характеризующиеся скоростями распространения сейсмических волн выше 5 км/сек, мало отличаются от пород с сейсмической скоростью 4,2 км/сек (Херси, 1970). Таким образом, прямое отождествление этих маломощных горизонтов с «реликтами» или наоборот с «эмбрионами» континентальной коры, даже если учитывать эмпирически подтвержденный случай по поднятию Ямато, вряд ли возможно. С другой стороны, в геосинклинальных котловинах Кораллового моря и Южно-Фиджийской, судя по данным Д. Куллена (Cullen, 1970), на фоне преимущественного распространения коры субокеанического типа устанавливаются окна океанической коры на глубинах морского дна, превышающих 4 км.

Переход от геосинклинальных котловин к геоантиклинальным грядам отмечается резким, зачастую скачкообразным утолщением земной коры. Изменения в ее строении происходят в первую очередь за счет резкого увеличения «базальтового корня». Общая мощность коры достигает 40—42 км в центральной части Японской гряды, 30—32 км в Мало-Анtilьской гряде, 22—28 км в Алеутской, 20—25 км в грядах Тонга, Кермадек и Колвилл-Лау; минимальные значения «более 10 км» (Cullen, 1970), около 12 км и 13—16 км устанавливаются соответственно в грядах Маккуори, Кюсю-Палау и в центральном секторе Курильской гряды (район о. Симушир). Увеличение мощности земной коры в геоантиклинальных зонах, тяготеющих к континенту, сопровождается появлением геофизического «гранитно-метаморфического» слоя, который в ряде случаев, как мы это видели на примере Японских островов, убедительно идентифицируется с глубоко метаморфизованными осадочными и гранитоидными породами.

Геосинклинальные желоба, по мнению ряда авторов, не обладают особым типом строения земной коры. Являясь шовными структурами, они располагаются на склонах прогибов поверхности верхней мантии, на месте сочленения коры субконтинентального, в отдельных случаях континентального (Японский желоб), и океанического или субокеанического типа. При этом оси Курило-Камчатского, Японского, Алеутского и, по-видимому, Пуэрто-Риканского желобов смещены по отношению к осям прогибов поверхности Мохоровичича в сторону океанических плит. В соответствии со сводкой, выполненной А. П. Милашиным (1971), мощность земной коры в геосинклинальных желобах колеблется от 8,2 км в желобе Рюкю до 12,7 км в Курило-Камчатском, при соотношениях мощностей осадочного и «второго» слоев с «базальтовым» от 1:1 до 1:3. Мощность «базальтового» слоя желобов превышает мощность того же слоя в коре океанического типа и меньше его мощности в субконтинентальной коре геоантиклинальных гряд.

Мозаичному распределению типов коры в геосинклинальных системах соответствуют экстремальные значения аномалий силы тяжести. Положительными аномалиями в редукции Буге характеризуются геосинклинальные котловины. Пояса резко выраженных отрицательных аномалий сопровождаются за редким исключением (желоб Кайман, о ко-

тором мы писали выше) глубоководные желоба и внешние зоны тяготеющих к ним геосинклинальных поднятий.

Столь же мозаично и тепловое поле. Наиболее низкие значения теплового поля присущи глубоководным желобам ($0,5-1,0$ мккал/см²·сек) и наиболее высокое — геосинклинальным грядам (до $2,9$ мккал/см²·сек). В геосинклинальных котловинах величины теплового потока различны — от 1 до $2,15$ мккал/см²·сек (Смирнов, 1968), резко повышенные значения отмечаются в котловине Японского моря (Берсенов и др., 1969).

Общая характеристика геосинклиналей австрало-азиатского типа позволяет наметить в пределах западной части Тихоокеанского пояса два подтипа, или две зоны. Они приблизительно соответствуют подразделениям, намеченным авторами «Тектоники Евразии» (1966), которые впервые отделили «океаническую» — Западно-Тихоокеанскую геосинклинальную область — от внутренних частей пояса, и близким подразделениям, предложенным В. Е. Хаиным (1973) — «молодые внутриокеанические островные дуги» и «зрелые островные дуги». Первая зона тяготеет к внутренней приконтинентальной части Тихоокеанского пояса. Она наложена на кайнозойские складчатые сооружения и структурно связана с ними взаимопереходами. Вторая зона резко выдвинута в сторону океанического сегмента и для нее с наибольшим основанием, исходя из описанной структуры геосинклинальных гряд, можно предполагать геосинклинальную переработку океанического ложа, начавшуюся не ранее мезозоя. Граница между зонами, по-видимому, пролегает вдоль внутренних геосинклинальных желобов Кюсю, Нансей и Филиппинского — в Филиппинско-Марианском секторе и по внешнему краю кайнозойских складчатых систем о. Новая Гвинея, Новой Каледонии и геосинклинальной зоны подводного хр. Норфолк, вдоль протягивающихся здесь систем крупных надвигов, до Австралийско-Новозеландского сектора.

Вместе с тем очень существенная особенность всего Австралийско-Новозеландского сектора заключается в том, что зона «зрелых островных дуг», представленная Ново-Каледонской и Ново-Зеландской системами, не прилегает на западе к Австралийскому континенту, а отделяется от него расширяющейся к югу океанической плитой Тасманова моря. Эта плита, которую еще Г. Штилле (1964) включал в состав «Австралийского неоокеана», как бы расщепляет континентальный блок, отодвигая микроконтинент Новой Зеландии и подводного плато Кэмпбелл от Австралии более чем на 1500 км к востоку. Плита Тасманова моря обладает типичной океанической корой мощностью около 5 км (Cullen, 1970). Подводные горы и гийоты, осложняющие ее в целом равнинную поверхность, являются вулканами, подобными базальтовым вулканам тихоокеанского или атлантического ложа.

Геосинклинали андийского типа

По сравнению с австрало-азиатским типом, геосинклинальные системы андийского типа как бы редуцированы. Они состоят из прерывистой цепочки протяженных геосинклинальных желобов (трогов), которая отделяет океанические плиты от континентальных структур, и распространены только вдоль восточной границы Тихоокеанского сегмента с кайнозойским складчатым поясом Анд и Центрально-Американских Кордильер.

Патагонский, Чилийский, Перуанский и Гватемальский (Центрально-Американский) желоба, образующие грандиозный по протяженности Андийский геосинклинальный пояс, аналогичны соответствующим структурным формам западной окраины Тихого океана, сочлененным с островными дугами. Перуанский и Чилийский желоба в поперечном

сечении имеют еще резче выраженную асимметричную форму с высокими и очень крутыми (местами 45° и более) склонами, обращенными к материку, «тогда как со стороны океанского ложа высота склонов в 3—4 раза меньше, крутизна также меньше, но расчлененность более сложная» (Удинцев, 1972, с. 334). Морфология дна желобов — плоского, относительно широкого или же щелевидного — зависит от степени компенсации прогибов осадочным материалом, подающимся главным образом суспензионными потоками и оползнями со стороны материкового склона. Объем накопившегося осадочного материала, а отсюда и степень компенсации прогибов определяются, как и для других прогибов, главным образом их положением по отношению к климатическим зонам. Состав осадочных формаций, преимущественно турбидитных, близок к составу формаций, развитых в желобах геосинклинальных систем австралоазиатского типа. Он зависит от соотношений терригенного и вулканогенного материала и от характера органогенных примесей. Наиболее глубокие по современной батиметрии части желобов, а к ним относится участок Чилийского желоба близ Антафагасты (глубина 8050 м), расположены в аридной климатической зоне. По сейсмическим данным устанавливаются желоба или их звенья, почти заполненные осадками. Таковы южная часть Чилийского желоба (Hayes, 1966) и желоба, обнаруженные работами Д. Росса и Г. Шора в заливах Теуантепек и Панамском (Удинцев, 1972). Все они тяготеют к гумидным климатическим зонам, хотя в какой-то мере, по-видимому, выражают и меньший размах современного погружения.

Центриклинальные замыкания геосинклинальных желобов или существенные положительные изгибы их продольных профилей находятся на сочленении с поперечными к ним поднятиями океанического дна, представленными поясами рифтовых или вулканических структур. Так, Гватемальский желоб прерывается в районе вулканического поднятия Кокос. На сочленении с Западно-Чилийским поясом рифтовых структур располагаются центриклинальные замыкания Патагонского и Чилийского желобов. Наконец, в целом Андийский геосинклинальный пояс замыкается в зоне проникновения Восточно-Тихоокеанского пояса рифтовых структур в Северо-Американский континент. Если он и возникает вновь, как можно предполагать по захороненному желобу Аляскинского залива, то только к северо-западу от примыкающих к континентальному склону рифтовых структур хр. Горда.

Структура земной коры геосинклинальных прогибов андийского типа отличается весьма резким переходом от океанической коры к обладающей гипертрофированной мощностью континентальной коре. Это особенно наглядно видно на разрезе, построенном Дж. Уэрзелом для района Антофагасты (см. рис. 39). По данным Дж. Уэрзела и ряду сейсмических и гравиметрических исследований, проведенных в период МГГ, строение коры выглядит следующим образом. Складчатое горное сооружение Анд характеризуется наличием «гранитно-метаморфического» слоя коры мощностью 27—37 км со скоростью 6,2—6,4 км/сек в нижней части. Ниже залегает «базальтовый» слой со скоростью 6,8 км/сек и мощностью порядка 35—40 км. Раздел Мохоровичича обладает граничными скоростями порядка 8,0—8,2 км/сек. Суммарная мощность коры под Андами достигает, таким образом, 65—70 км. Резко изменяется мощность и состав коры на западном крыле антиклинория Анд, в пределах его подводного продолжения — материкового склона. Кора приобретает характер океанической уже под осевой частью Перуанского и Чилийского желобов. Здесь мощность «гранитно-метаморфического» слоя со скоростью 4,4—5,5 км/сек составляет всего 2—4 км. Мощность «базальтового» слоя сокращена до 8 км, а суммарная мощность коры — до 10—12 км. К западу от оси желоба суммарная мощность коры составляет всего 6—7 км. В том числе выделяется — «надбазальтовый

слой» со скоростью 4,5—5,2 км/сек и «базальтовый» — 6,6—6,9 км/сек. Перуанский и Чилийский желоба, таким образом, представляются шовной структурой, восточное крыло которой сложено корой материкового типа, а западное — корой океанического типа (Удинцев, 1972). Аналогичным образом, хотя и с меньшими градиентами изменения мощности, построена кора в районе Центрально-Американского желоба.

Шовный характер строения геосинклинальных желобов подчеркивается их приуроченностью к зоне Беньофа, наклонно уходящей под материк. Многие авторы рассматривают ее как зону активно развивающегося поддвига (субдукции), по которому океаническое ложе вместе с геосинклинальной системой смещено под континент Южной Америки. Этим объясняются редуцированность современной геосинклинали, аномальная — почти удвоенная по сравнению с прибрежными районами Каскадных гор Северной Америки мощность земной коры в Андах, предполагаемое исчезновение западной — эвгеосинклинальной части палеозойского Андийского пояса, также перемещенной в зоне поддвига под континент, отсутствие осадков верхнего мезозоя в пределах желоба. По этой концепции, изложенной при характеристике палеозойских геосинклиналей обрамления Тихого океана Н. А. Богдановым (1973), предполагается, что образование поддвига началось еще в среднем палеозое и обусловило развитие фаций метаморфизма высоких давлений (глаукофановые сланцы), интенсивное плавление сиалических масс и внедрение мощных гранитоидов палеозойского возраста. «Движения активизировались в поздне меловое время. В эту эпоху вновь происходило образование магматических фронтов, внедрение линейной системы прибрежного Андского батолита и грандиозных вулканических извержений андезитового пояса» (Богданов, 1973, с. 38).

Существует и другая точка зрения, согласно которой вслед за складчатостью и орогенезом в Андах в кайнозое произошло обрушение крупных масс континентальной коры, располагающихся между Восточно-Тихоокеанским хребтом и Южной Америкой, их поглощение и переработка путем «базификации». Однако здесь эту развиваемую В. В. Белоусовым концепцию применить труднее, чем для геосинклинальных котловин западной периферии Тихоокеанского пояса. В океанических плитах и областях вулканических структур, прилегающих к Андийскому геосинклинальному поясу с запада, отсутствуют достаточно четкие сведения о существовании реликтов континентальной коры, если не считать некоторых весьма спорных случаев.

По-разному трактуется тектоническая позиция Панамской котловины и ограничивающих ее со стороны океана хребтов Кокос и Галапагосского. На «Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли» (1970) они изображены как «Галапагосская геосинклинальная область». Но в пояснительной записке к карте (Пушаровский, 1972а) мотивы отнесения ее к геосинклиналям не приведены. Видимо, эта трактовка вызвана биогеографическими построениями, по которым эндемичная фауна Галапагос должна была иметь первоначальную «сухопутную» связь с континентом. Из этого предположения сделан вывод, что современное островное поднятие было частью простиравшейся на запад Южной Америки. Однако мнение биологов по вопросу происхождения галапагосской фауны расходятся. Так, И. Эйбль-Эйбесфельдт, анализируя видовой состав флоры и фауны, заключает, что Галапагосы никогда не были соединены с Южной Америкой, а «вне всякого сомнения поднялись со дна океана». Он отмечает еще большую бедность состава органического мира о-вов Кокос, а в качестве примера заселения островов с помощью морских течений, волн и ветра приводит Кракатау, который после катастрофы 1883 г. был полностью лишен растений и животных.

К сказанному следует добавить, что вулканизм Галапагос типично «океанический». Серия химических анализов и петрографические иссле-

дования, результаты которых опубликованы А. Банфильдом и др. (Banfield, Behre, Clair, 1956), свидетельствуют об отсутствии здесь пород андезитовой серии и о господстве толеитовых базальтов с содержанием SiO_2 47,01—48,80%, Na_2O 9,44—13,00% и соотношением $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ от 1:5 до 1:10. Толеитовые базальты о. Исабела отвечают породам, широко развитым в пределах других областей и поясов вулканических структур центральных частей Тихого океана. К подобным же выводам приходят и другие исследователи (Williams, 1965; McBirney, 1965). Х. Вильямс отмечает, что древнейшими породами архипелага являются подводные лавы и туфы, переслаивающиеся с известняками. Их возраст по калий-аргоновому методу составляет 1,47 млн. лет. Таким образом, отмеченный всеми авторами толеит-базальтовый состав лав о-вов Га-лапагос, их сходство с породами Гавайского пояса, что подчеркивается присутствием щелочных оливиновых базальтов в южной части островов, противоречат трактовке этой структуры как геосинклинального поднятия типа островных дуг.

В отличие от Ю. М. Пушаровского Г. Б. Удинцев (1972) более обоснованно, как нам представляется, помещает Панамскую котловину в число океанических плит. Вместе с тем на основе данных о ее высокой сейсмической активности и высоких значениях теплового потока, которые сопоставимы с величинами, присущими рифтовым зонам, а также учитывая обнаруженную Дж. Хейртцлером и А. Раффом симметрично расположенную систему линейных магнитных аномалий, он считает возможным рассматривать Панамскую котловину в качестве «находящейся в ранней стадии развития ветви срединно-океанического мобильного пояса» (Удинцев, 1972, с. 147).

Предполагаемое существование материкового массива к западу от андийской системы желобов в пределах Гватемальской плиты также недостаточно аргументировано. Имеющиеся данные ограничиваются сравнительно высоким значением скорости распространения продольных волн (до 5,7 км/сек) во «втором» слое мощностью около 1 км при общей толщине развитой здесь типичной океанической коры не более 5—7 км. С подобными вариациями скоростных характеристик «второго» слоя мы уже неоднократно сталкивались при описании обоих типов коры в самых разных частях океанических сегментов и объяснение таких отклонений может быть самое различное.

По простиранию элементарно построенные геосинклинали андийского типа могут переходить в геосинклинальные области австрало-азиатского типа. Подобный переход устанавливается вблизи оконечности Южной Америки, где Патагонский геосинклинальный желоб вливается в систему геосинклинальных структур моря Скошия. Аналогичное сочленение наблюдается в районе Аляскинского залива, в пределах которого северо-восточная часть Алеутского желоба является примером «моногосинклинальной системы» андийского типа, тогда как его западная часть входит в состав северного звена геосинклинальных сооружений Алеутской области.

Вопрос о причинах размещения геосинклиналей андийского и австрало-азиатского типа на противоположных окраинах Тихоокеанского сегмента наиболее труден и в настоящее время вряд ли может быть разрешен. Он связан с общими проблемами динамических соотношений между океаническим ложем и окружающими его континентальными массами и служит предметом многочисленных геотектонических гипотез. Отметим лишь, что андийский тип геосинклиналей на всем протяжении связан с океаническими плитами, тяготеющими к поясам рифтовых структур, т. е. с плитами атлантического типа, тогда как наиболее сложно построенные австрало-азиатские геосинклинальные системы либо располагаются на стыке континентальных сегментов с плитами восточно-тихоокеанского типа, либо лежат между двумя континен-

тальными массами (Индонезийская и Карибская области, область моря Скошия), но в том и другом случае содержат в своем составе блоки вновь образованных (кайнозойских) или древних континентальных структур.

Геосинклинали атлантического типа

Возможность выделения геосинклиналей атлантического типа намечена в работах Г. Дрейка и др. (Drake, Ewing, Sutton, 1959), Р. Дитца и Дж. Холдена (Dietz, Holden, 1967), Ф. Дьюи и Дж. Берда (Dewey, Bird, 1970а, б), авторов этой книги (Боголепов, Чиков, 1972) и подробно обоснована В. Е. Хаиным (1973), назвавшим этот тип «геосинклинальными поясами переходных зон от материков к молодым океанам». Еще в конце 50-х годов американские геофизики обнаружили глубокие линейные прогибы, протягивающиеся вдоль шельфа и материкового склона восточного побережья Северной Америки и выполненные более чем 9-километровой толщиной турбидитов (Дрейк, Юинг, Стокард, 1970). В дальнейшем мощные линзы осадков в прогибах, непосредственно прилегающих к шельфам или слагающие материковые подножия, были установлены у атлантического побережья Южной Америки, западного побережья Индостана и т. п.

В. Е. Хаин вслед за Р. Дитцем и Дж. Холденом отмечает, что прогибы восточного побережья Северной Америки показывают хорошую сопоставимость как по форме, так и по размерам с палеозойскими прогибами Аппалачей — западным миогеосинклинальным и восточным эвгеосинклинальным (Хаин, 1973, с. 221). Но при этом В. Е. Хаин расширяет понятие о современной геосинклинали практически на весь Атлантический океан. Он рассматривает приконтинентальные прогибы и шельфы в качестве миогеосинклиналей, а срединно-океанические хребты в качестве эвгеосинклинальных поднятий и, таким образом, на новой основе возвращается к представлению Э. Ога. Со столь широкой трактовкой геосинклиналей трудно согласиться и к этому вопросу мы обратимся в заключительной главе. Здесь же отметим, что присутствие в эпигеосинклинальных орогенных поясах комплексов пород ложа океана (Пейве, 1973; Марков, 1973) может служить свидетельством вовлечения перемещенных блоков океанической коры в процесс складчатости или же отражать догеосинклинальную стадию развития соответствующего сегмента Земли, но не является достаточным основанием для отождествления геосинклинальных и океанических структур. При классификации основных структурных элементов вряд ли целесообразно идти по пути «поглощения» понятия «геосинклинали» понятием «океан».

Материалов для характеристики структуры геосинклиналей атлантического типа и их картографического изображения в настоящее время недостаточно. Это понятно, так как в большинстве случаев они представляют собой более или менее компенсированные осадконакоплением прогнутые зоны поверхности «консолидированной» континентальной или океанической коры, слабо выраженные в рельефе океанического дна. В областях интенсивного осадконакопления они входят в состав таких геоморфологических категорий, как шельфы, материковые склоны и подножия. Установление геосинклиналей этого типа возможно главным образом путем сейсмических зондирований и подводного бурения. Однако, как отмечалось при рассмотрении форм сочленения океанической и континентальной коры (см. гл. IV), объемы проведенных в этих областях работ пока еще недостаточны.

Известные случаи структурных форм геосинклиналей атлантического типа изображены на рис. 41—43. Можно заключить, что геосинклинальные прогибы располагаются в зонах выклинивания континентальной коры и ее скачкообразно (по разломам) или постепенного заме-

щения корой океанической. Однако при этом мощность осадочного слоя океанической коры резко увеличивается и в ряде случаев достигает нескольких километров. Граница между прогибами коры, рассматриваемыми как геосинклинальные, и окраинными, наиболее погруженными частями плит (периокеанические или периталассократонные прогибы) пока что могут быть намечены чисто условно, подобно тому как условны границы между миогеосинклиналями и континентальными платформами (плитами), на что обращалось внимание выше.

Таким образом, значительные пространства материкового подножия при наличии здесь километровых толщ осадков, могут быть отнесены наряду с более локализованными прогибами материкового склона и шельфа к числу геосинклиналей описываемого типа. В составе формаций, слагающих эти геосинклинали, явно давят турбидитовые (флишевые) образования, как известно, не характерные для осадочных чехлов континентальных платформ (плит). Но они могут быть представлены и аллювиально-дельтовыми образованиями, если таковые выполняют прогибы консолидированного ложа и образуют мощные многокилометровые тела. В чередовании с турбидами могут присутствовать и пелагические глинистые и органогенные осадки, а также образования органогенных рифовых известняков при условии достаточного расчленения геосинклинальных зон и наличия разграничивающих прогибы горстовых поднятий.

Что касается магматических пород, то для геосинклиналей атлантического типа они, по-видимому, не характерны. Вместе с тем присутствие линейных магнитных аномалий, фиксирующих проникновение магматических фронтов по зонам разломов (Джедс, Уоткинс, 1970), а также недалекое расположение областей и поясов вулканических структур, местами смыкающихся с материковыми подножиями и склонами, не исключают присутствие в разрезах мощных осадочных тел и вулканических пород, не говоря уже о том, что на окраинах океанического ложа эти «геосинклинальные линзы» залегают на «втором» — «вулканическом» слое океанической коры.

Рассеченность материковых склонов системами разломов, на что выше неоднократно обращалось внимание, а также существование желобообразных структур свидетельствуют о значительной роли разломов в структуре геосинклиналей атлантического типа. Но в отличие от двух предшествующих типов они выражены не системами надвигов или поддвигов, уходящих глубоко в мантию и фиксирующихся зонами Беньофа, а разрывами, связанными с растяжением земной коры, по которым формируются системы грабенов и горстов. Думается, что прав В. Е. Хаин (1973, с. 223—224), отмечавший: «Начало геосинклинального процесса протекает в обстановке общего растяжения и проникновения краевых глубинных разломов на сравнительно небольшую глубину в мантию (атлантический тип современных геосинклиналей). С достижением геосинклинальным поясом стадии зрелости (главный геосинклинальный цикл) разломы проникают до слоя Голицина и превращаются из глубинных сбросов в глубинные надвиги, вернее поддвиги, это отвечает возникновению в краевых частях пояса обстановки сжатия, в то время как в центральной его части по-прежнему господствует растяжение (тихоокеанский тип)».

Для сравнения геосинклиналей атлантического и австрало-азиатского типа интересны данные, приведенные Н. А. Богдановым (1973) по реконструированному им палеозойским геосинклиналям. Он отмечает, что древние миогеосинклинали периферии Тихоокеанского пояса, лежащие на докембрийском складчатом основании, не отделялись от эвгеосинклинальных зон резко выраженными геоантиклинальными поднятиями, а были связаны с ними поясами переходных образований. Выделяемый им второй тип миогеосинклиналей, заложившихся на склад-

чатом и гранитизированном палеозойском цоколе, имеет сходство со строением континентального шельфа Японского и Южно-Китайского морей. Наконец, очень знаменательно, что позднебайкальские и палеозойские эвгеосинклинальные зоны в основном располагались у континентального склона материков, причем структуры типа островная дуга — глубоководный желоб возникли значительно позднее, т. е. являются выражением далеко продвинувшейся эволюции геосинклинальных поясов и их структурной дифференциации. Можно высказать предположение, основанное на существующей сейчас пространственной связи окраинных глубоководных желобов с фокальными зонами Беньофа, что именно этот этап соответствует превращению «глубинных сбросов» в «глубинные надвиги» и переходу атлантического типа геосинклиналей в австрало-азиатский тип.

Итак, геосинклинали атлантического типа выражают одноименную форму сочленения океанического и континентального сегментов земной коры (Белоусов, Косминская, 1970; см. гл. IV). Они располагаются как на раздробленном разломами «гранитно-метаморфическом» слое в зоне его выклинивания на шельфах и материковых склонах, так и на окраинных прогнутых участках океанической коры. Среди геосинклиналей, по видимому, в дальнейшем можно будет выделить как относительно дифференцированную систему компенсированных прогибов и поднятий (линейных горстов и грабенов), подобных структурным формам северо-американского побережья Атлантики (см. рис. 29, 41), так и формы недифференцированные, соответствующие утолщенным линзам осадочного слоя и располагающиеся в пределах материковых подножий (см. рис. 36). По простираению геосинклинали атлантического типа могут переходить в систему глубоководных геосинклинальных трогов и вулканоногенных геоантиклинальных поднятий (островных дуг), как отмечалось по атлантическому побережью Америки к северу и югу от Карибской области геосинклиналей австрало-азиатского типа.

ОСНОВНЫЕ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Дно Мирового океана испещрено многочисленными уступами, бороздами и шрамами различной протяженности. Наряду с искривленными зонами длиной в десятки тысяч километров (системы рифтов срединно-океанических хребтов), здесь выделяются прямолинейные морфоструктурные элементы, длина которых намного превышает подобные формы на континентах. Сейчас уже ясно, что прямолинейность большинства из них обусловлена разломами, которые, по словам Г. Менарда (1966, с. 57), «...протягиваются на расстояние свыше 3000 км и являются едва ли не самыми прямолинейными естественными элементами поверхности Земли».

На основе топографии дна локальные разломы выделялись уже в 40-х годах текущего столетия (Hess, 1948); начиная с 1950 г., когда была установлена зона крупного разлома Мендосино в северо-восточной части Тихого океана (Menard, Dietz, 1952), подобные структуры стали объектом специального исследования. Большую роль в их выделении наряду с исследованием рельефа дна сыграли геофизические методы, в первую очередь магнитометрия. Многое еще неизвестно, но достоверность их выделения по косвенным признакам сейчас такова, что появилась возможность рассмотреть общее соотношение разломов, определить их роль в структуре океанических сегментов и наметить пути типизации.

В основе строения большинства выделенных выше провинций лежат разломы, которые определяют их наиболее характерные структурные особенности. На это уже обращалось внимание при характеристике областей и поясов рифтовых, вулканических и геосинклинальных структур. Вместе с тем известно и такое качество крупнейших разломов, как их

«безразличие» к положению и свойствам существующих провинций: они представляют категорию структур сквозного типа, пересекающих не только внутренние области океанических сегментов, но и продолжающихся в континентальных блоках. Чрезвычайно велика разграничительная роль разломов — они позволяют наиболее полно ощутить контрастную смену характеристик смежных провинций на ограниченном расстоянии. Попытка рассмотреть типы ограничений океанических сегментов в качестве различных форм проявления и, возможно, различных стадий развития межсегментных разломов, а структурные особенности поясов рифтовых и вулканических структур, как следствие существования системы транссегментных разломов, была сделана нами ранее (Боголепов, Чиков, 1972). Представляется, что анализ структурных особенностей и поведения зон разломов на границах сегментов и отдельных провинций, характеристика внутрисегментных и различного типа сквозных разломов позволит получить более совершенную модель структуры дна Мирового океана.

Региональные разломы типа сбросов выделяются в зоне материкового склона по комплексу признаков: геологических (срезание на границе с глубоководными впадинами складчатых структур, ориентированных в сторону океана), геоморфологических (наличие региональных уступов в рельефе материкового склона) и геофизических (магнитные и гравитационные аномалии, скачкообразное изменение мощности земной коры, см. гл. IV). Представляя собой систему ступенчатых сбросов, по которым происходит сокращение мощности и выклинивание «гранитного» слоя в сторону океана (см. рис. 43), они выделяются вдоль континентальных окраин атлантического типа («Тектоника Евразии», 1966; Ажгирей, 1967; и др.), а также на внешних границах впадин австрало-азиатского типа геосинклиналей (см. Приложение). Несмотря на глубину проникновения, они редко контролируют положение интрузий и, как правило, асейсмичны. Глубинные сбросы сопровождаются флексуобразными перегибами верхних слоев осадочной оболочки, а также увеличением мощности осадков в приразломных прогибах (см. гл. II, IV).

Геосинклиналильные области и пояса включают самые разнообразные разломы, обуславливающие мозаичность строения этих пограничных структур на всем их протяжении. Со стороны материков геосинклиналильные области ограничены региональными сбросами, характерными для окраин атлантического и австрало-азиатского типов, а со стороны океанических сегментов — шовными структурами, выражением которых являются глубоководные желоба и сейсмические фокальные зоны (см. гл. IV).

Представление о сейсмофокальных зонах как о крупнейших сверхглубоких разломах, по которым предполагается перемещение блоков литосферы — «надвигание материков на океаническое дно или поддвижение дна океана под материк», было высказано еще А. Н. Заварицким (1946). Н. С. Шатский (1946) рассматривал эту зону в качестве разграничительного шва между платформой и геосинклиналью. В работе П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965) приводятся обстоятельные доказательства надвиговой природы разломов фокальной зоны, а сторонники гипотезы раздвигания океанического дна считают ее зоной поддвига (Isaacks, Oliver, Sykes, 1968). Как бы то ни было, фокальная зона представляет собой крупнейшую зону глубинных разломов на внутренней границе поясов геосинклиналильных структур австрало-азиатского и андийского типа. От зон поддвига, ширина которых измеряется десятками километров, отходят крутые апофизы в висячем боку — разломы, по которым магматические расплавы поступают к поверхности в областях островных дуг и которые уже на внутреннем склоне желобов представлены системами продольных уступов сбросового характера.

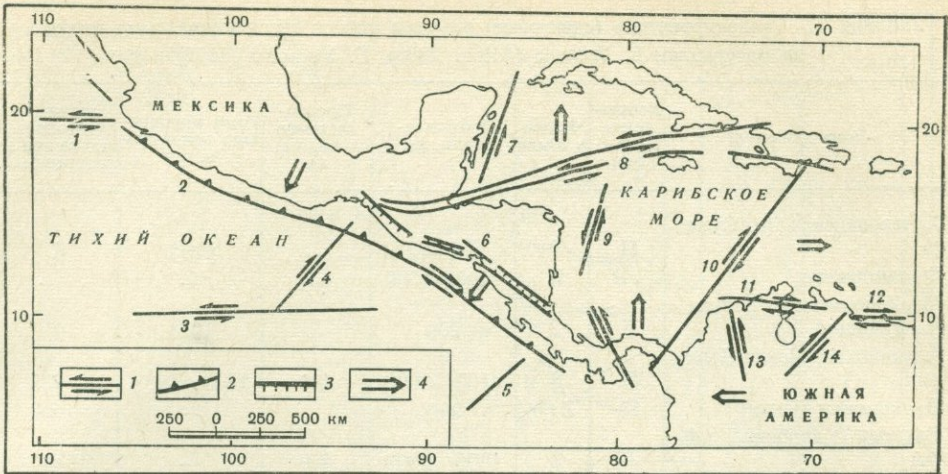


Рис. 62. Система разломов в районе Карибской геосинклинали (по G. Dengo, 1968)

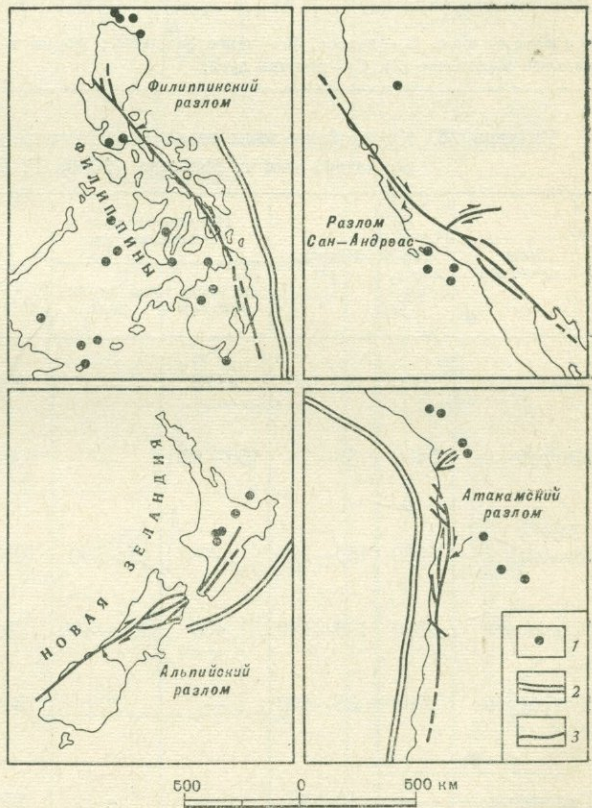
- 1 — направление горизонтальных перемещений;
 2 — надвиги (подвиги);
 3 — сбросы с горизонтальным смещением;
 4 — основные направления движения блоков земной коры

Цифры — разломы:

- 1 — Кларнон,
 2 — Центрально-Американского жёлоба,
 3 — Клиппертон;
 4 — Тегуантепек,
 5 — Кокосового хребта,
 6 — грабена Никарагуа,
 7 — Белице,
 8 — Бартлет,
 9 — Тальвец,
 10 — Беата,
 11 — Ока,
 12 — Эль-Пилар,
 13 — Колумбийский,
 14 — Боконо

Рис. 63. Транскуррентные сдвиги краевых частей Тихоокеанского сегмента (по С. Allen, 1965)

- 1 — действующие вулканы;
 2 — оси глубоководных желобов;
 3 — разломы



Во внутренних частях геосинклинальных областей установлены многочисленные нарушения сбросового, взбросового, сдвигового и надвигового типов (рис. 62), обусловленные напряжениями как сжатия, так и расширения (см. гл. IV).

Широко распространены разрывы с преобладающим смещением по простиранию (правые и левые сдвиги). Горизонтальные перемещения по разломам достигают сотен километров (рис. 63, табл. 27); для многих нарушений характерна значительная вертикальная составляющая. Эти разрывы, называемые иногда транскуррентными, выделяются на островной суше геоантиклинальных поднятий по неровности рельефа, наличие

Таблица 27. Транскуррентные (сдвиговые) разломы поясов геосинклинальных структур, по материалам К. Аллена (Allen, 1965), Г. Уэлмана (1972) и др.

Зона разломов	Направление смещения	Форма в плане	Протяженность, км	Предполагаемое смещение, км	Годы крупнейших землетрясений	Максимальное сдвиговое смещение при землетрясениях, м
Хутанопанская (о. Суматра)	П	?	До 2000	—	1892	4
Филиппинская	Л?	Z	1100—1500	—	—	—
Меридиональная долина (о. Тайвань)	Л	?	200	—	1951	2
Альпийская (Новая Зеландия)	П	S	1100—2000	480	1848, 1888	2,5
Атакамская (Чили)	П	Z(?)	900	—	—	—
Бартлет (Карибский район)	Л?	Z	1000—2000	400	—	—
Сан-Андреас (Калифорния)	П	S	1000—1700	500	1906, 1940	4,5
Денамиийская (Аляска)	П	C	1200	200?	1822(?)	—

Примечание. П — правое, Л — левое смещение; форма в плане: изгиб S-образный (S) и его зеркальное отражение (Z), C — простая дуга.

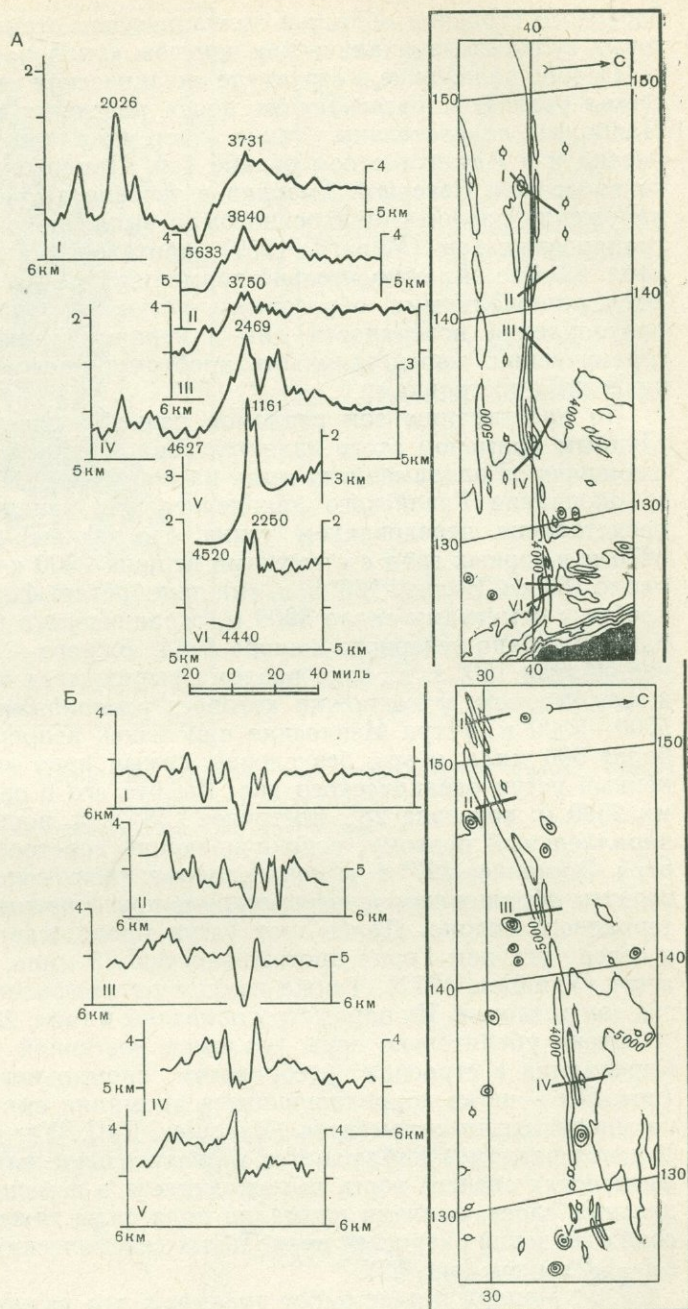
Таблица 28. Крупнейшие зоны разломов восточной части Тихоокеанского сегмента, по материалам г. Менарда (1966), Г. Б. Удинцева (1972)

Зона разломов	Протяженность, км	Ширина, км	Предполагаемое смещение, км		Перепад глубин дна в зоне, м	Выражение в рельефе дна
			по горизонтали	по вертикали		
Мендосино	5000	До 150	1170	—	900—2500	Сочетание желобов и хребтов, региональный уступ с асимметричным гребнем
Меррей	5400	55—75	150—650	—	1000—2000	Желоба, ограниченные асимметричными гребнями, широкие зоны дробления, уступы
Молокаи	4500	150—250	—	До 500	1000—2000	Сочетание параллельных горных гряд и желобов, уступы
Кларнион	4500	100—180	450	300—400	До 1600	Полоса уступов, асимметричных гребней, желобов, вулканы
Клиппертон	7000	35—110	—	700	1300—2500	Региональный уступ, полоса гряд и желобов, асимметричный хребет с вулканами
Галапагос	—	45—65	—	—	150—200	Борозды-желоба, уступы
Пасхи	4500	55	—	—	3000—3500 (с учетом островов)	Хребты горстового типа, узкие желоба, вулканы

висячих русел, сдвинутым гребням, а также прослеживаются на морском дне.

В строении внутренних районов океанов чрезвычайно велика роль разломов, связанных с поясами рифтовых и вулканических структур. Как уже отмечалось, одним из основных элементов строения поясов рифтовых структур является система продольных разломов, по существу предопределяющая существование таких поясов. Эту систему разло-

Рис. 64. Рельеф дна в зонах разломов Мендосино (А) и Меррей (Б), по Удинцеву (1972)



мов, представленную ступенчатыми сбросами в зоне растяжения и наиболее четко выраженную в районе осевого рифта, следует относить к мировой системе трансегментных нарушений, которая протягивается не только из одного океанического сегмента в другой, но и на континенты (см. Приложение и гл. VI).

Пояса вулканических структур, по-видимому, также связаны с крупными и крупнейшими зонами скалывания земной коры океанов, что подтверждается прямолинейностью и большой протяженностью Гавайского, Лайн, Чагос-Лаккадивского и других ПВС. Эти сколы сопровождаются сериями более мелких разломов, обуславливающих особенности

блокового строения областей вулканических структур, размещение щитовых вулканов, вулканических конусов, куполов, плато, грабенов и т. п.

Особое положение в структуре океанических сегментов занимают системы разломов, пересекающих пояса рифтовых структур по нормали. Наиболее показательны такие системы разломов на востоке Тихого океана и в Атлантическом океане (см. Приложение). Вблизи западного побережья Северной Америки в течение десятилетия с момента обнаружения разлома Мендосино было выявлено около десяти подобных грандиозных зон (Menard, 1959), протяженность которых показана в табл. 28. Все они относительно прямолинейны и в рельефе дна выражаются региональными сбросовыми уступами, участками интенсивного раздробления поверхности дна и сериями узких глубоких желобов, ограниченных асимметричными хребтами, иногда увенчанными вулканическими постройками.

По простираанию зон разломов рельеф существенно меняется. Наглядным примером этого является зона Мендосино (рис. 64), протягивающаяся от одноименного мыса на побережье США почти до северного окончания Гавайского архипелага. На западе, близ 175° з. д., она представлена чередованием узких (до 50 км) желобов глубиной до 6270 м и горных гряд с отметками вершин 3800 и 4300 м; ширина зоны около 150 км. Вблизи 160° з. д. она приобретает форму узкого (до 35 км) хребта с отметками около 5000 м, ограниченного по обе стороны желобами (глубина северного желоба 6144, южного — 6040 м). Еще восточнее, вблизи 150° з. д., зона разлома выражается высоким, обращенным к югу уступом, у подножия которого расположен желоб с глубинами 5000—5500 м. Уступ Мендосино прослежен непрерывно на протяжении более 600 миль, и это, безусловно, самый ярко выраженный прямолинейный уступ океанического дна. Высота его в среднем 1500 м, местами 2500 м, крутизна 28° . Восточнее 135° з. д. появляется второй уступ, параллельный первому, ограничивающий горстообразный хребет с севера. Восточнее 127° з. д. зона разлома вновь выражается одним очень резким, обращенным к югу уступом, протягивающимся вплоть до материкового склона. Далее этот уступ продолжается обращенным уже к северу уступом Горда протяженностью 75 миль, из них 15 миль — на суше (Удинцев, 1972). Также изменчива морфология дна и вдоль других зон разломов. Их параметры показаны в табл. 28.

Очень убедительно зоны разломов восточной части Тихого океана выделяются в строении «зебрового» аномального магнитного поля (рис. 65) — четко коррелирующиеся аномалии смешаются по разломам на многие сотни километров (Vacquier, Raff, Wargen, 1961; Raff, 1962). В зонах разломов наблюдается и значительное нарушение структуры и физических свойств коры, выражающееся в изменении мощности ее отдельных слоев, наличии аномалии поля силы тяжести и аномально высоких значений скоростей продольных сейсмических волн в мантии — до 8,4—8,5 км/сек (рис. 66).

Г. У. Менард в ряде работ указывал, что разломы Мендосино, Меррей и Кларнон, а также предположительно Пайонир и Клиппертон, продолжают на континенте или на материковом склоне (Менард, 1966). В. В. Белоусов (1968) отметил, что на восточном продолжении разлома Мендосино Кордильеры пересекаются широтной зоной развития плиоценовых лав плато Малер и бассейна реки Снейк, тогда как к северу и югу от нее преобладают эффузивы миоценового и эоценового возраста.

Зона Меррей, как показывают профили дна (см. рис. 64), представляет собой систему асимметричных хребтов, разделенных грабенообразным желобом. На ее континентальном продолжении находится Поперечный хребет Южной Калифорнии, в осевой части которого выделяется грабен, выполненный миоценовыми и плиоценовыми отложениями (рис. 67, а). Предполагается, что Поперечный хребет является прямым

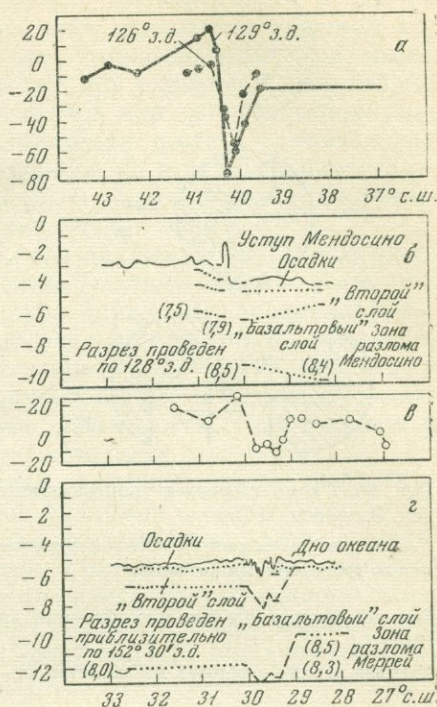
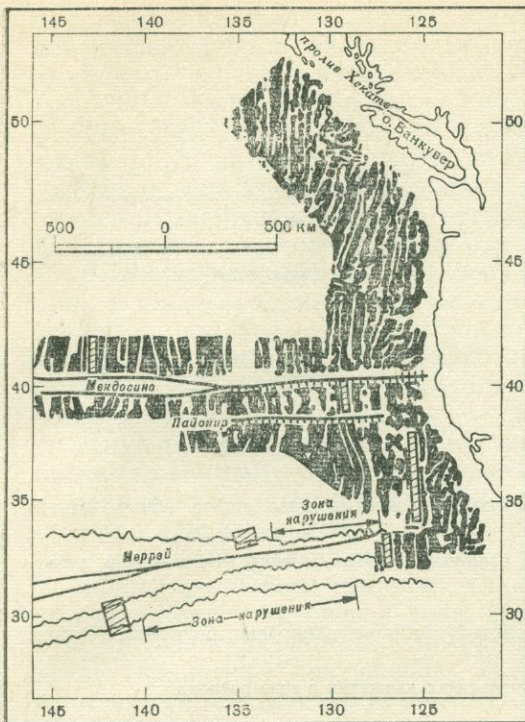


Рис. 65. Зоны разломов и магнитные аномалии на северо-востоке Тихого океана (Vacquier, Raff, Wargen, 1961)

Косая штриховка — первоначально продолжавшие одна другую зоны

Рис. 66. Структурные профили зон разломов Мендосино и Меррей (Менард, 1966)

а, в — аномалии силы тяжести Фая; б, г — глубина, км. Цифры в скобках — скорость распространения волн, км/сек.

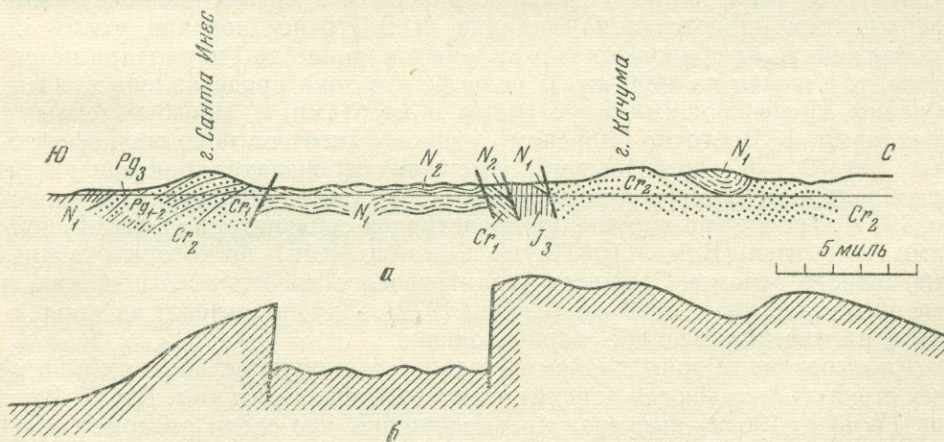


Рис. 67. Геологический разрез Поперечного хребта южной Калифорнии (а) и схема строения кровли верхнего мела (б), по В. В. Белоусову (1968)

продолжением зоны Меррей, что косвенно подтверждается сопоставлением профилей дна в зоне Меррей (см. рис. 64) со схемой строения Поперечного хребта по кровле верхнего мела (см. рис. 67, б). Точно также разлом Клариион имеет явное продолжение в Мексике в виде крупного

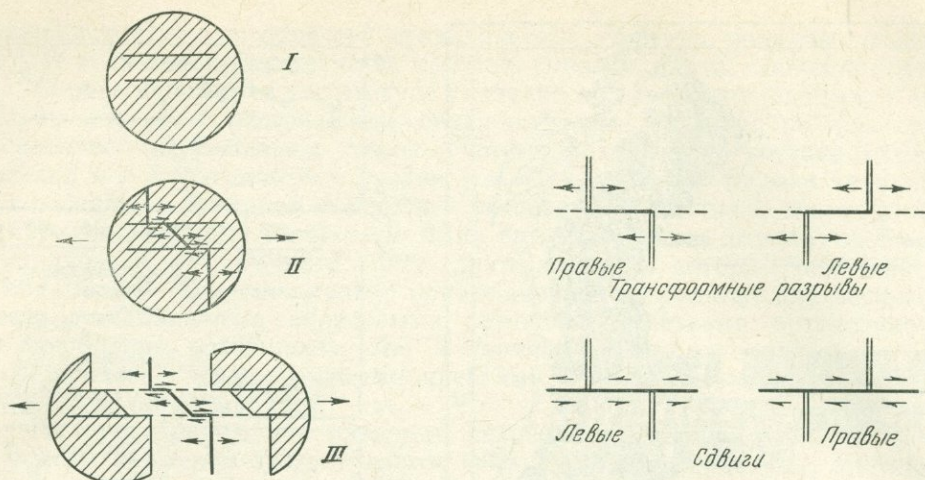


Рис. 68. Схема развития трансформных разломов в зоне осевого рифта (Фогт, Шнейдер, Джонсон, 1972)

I — древние нарушения; II, III — формирование рифтовой зоны в условиях растяжения и движения по трансформным разломам

Рис. 69. Относительные перемещения для трансформных и сдвиговых разрывов (Сайкс, 1972)

Двойная линия — рифтовая долина, стрелки — направления движения в зоне разлома

тектонического нарушения, разделяющего поле развития молодых эффузивов на севере и выходы метаморфических пород на юге. Вдоль него протягивается цепочка позднекайнозойских вулканов, часть которых активна до настоящего времени (Eardly, 1962).

Таким образом, если не все, то отдельные восточнотихоокеанские суперлинеаменты продолжают из океанического сегмента земной коры в континентальный. Представляется, что подобные зоны разломов трансегментного типа широко распространены и в других океанах. Подтверждением является зона Западно- и Восточно-Азорских разломов, прослеженная от подводных гор Келвин на западе до Гибралтара на востоке, т. е. почти на 4000 км. В рельефе эта зона представлена кулисообразно прерывающимися уступами и хребтами с многочисленными вулканами. К Восточно-Азорскому разлому тяготеет зона мелкофокусных (до 70 км) землетрясений; смещения в очагах характеризуются преобладанием сдвиговой компоненты (Григорьев, Мишарина, Широкова, 1971). Тот же тип нарушений представлен субэкваториальными сдвигами Атлантики (Вима, Сан-Паулу, Романш, Чейн), по которым смещение южного отрезка Срединно-Атлантического хребта по отношению к северному достигает 3500 км (Сайкс, 1972). Предполагается их продолжение на материках по обе стороны океана.

Рассмотренные зоны разломов тесно ассоциируют с поясами рифтовых структур и являются поперечными по отношению к ним. Дж. Т. Вилсон (Wilson, 1965a) высказал предположение, что среди разломов, смещающих срединно-океанические хребты, существуют нарушения, возникшие раньше самого хребта (рис. 68). Эти разломы он предложил называть трансформными. Смещающиеся отрезки хребта и трансформные разломы образуют единую длительно живущую систему. Согласно гипотезе Дж. Вилсона, в отрезках хребта, заключенных между трансформными разломами, поднимающееся мантийное вещество причленяется к уже сформировавшейся пластине коры. Последняя отодвигается от оси хребта подобно ленте конвейера, причем в зоне отодвигания (зоне осевого рифта) возникает новая кора. Представленная модель фор-

мирования омолаживающейся зоны рифта и трансформных разломов показывает, что они не являются поперечными сдвигами в обычном понимании; относительное смещение при трансформных разломах (рис. 69) противоположно наблюдаемому при сдвиговом механизме (Сайкс, 1972). Эта модель показывает также, что трансформные разломы могут резко обрываться на обоих концах даже в случае, когда гребневая зона хребта оказывается смещенной по ним на большое расстояние; перемещение можно предполагать в любой точке трансформного разлома, а не только между отрезками осевого рифта.

Л. Р. Сайкс (1972, с. 126) показал, что движение при землетрясениях в зонах разломов «...согласуется с тем, которое должно быть при трансформном разломе, но противоположно движению, предполагаемому при простом разобщении хребта поперечным сдвигом. С землетрясениями, расположенными, по-видимому, вне зон разломов, связаны в основном сбросовые перемещения... Распространение и механизм землетрясений в системе океанических хребтов согласуются с магнитными и прочими данными о раздвигании океанического дна».

Намечается интересная эмпирическая закономерность, выражающаяся в приуроченности крупнейших зон разломов с определенным типом смещения к отдельным структурным провинциям или их частям. В поясах рифтовых структур главными типами разломов являются сбросо-раздвиги гребневой зоны и сбросо-сдвиги трансформного типа; сбросы характеризуют зону материкового склона, а сверхглубокие поддвиги (надвиги) — внутреннюю (сейсмофокальную) зону поясов геосинклинальных структур (табл. 29).

Таблица 29. Структурные позиции главных типов разломов

Структурная провинция		Сбросы	Сбросо-сдвиги, в том числе трансформные	Сбросо-раздвиги	Поддвиги (надвиги)	Примечание
Пояса рифтовых структур			+	+		Сбросо-раздвиги — продольные разломы; сбросо-сдвиги — поперечные (трансформные) разломы
Океанические плиты	Атлантический тип		+			
	Западно-тихоокеанский тип	+?				
Пояса и области вулканических структур		+?				
Пояса и области геосинклинальных структур	Австрало-азиатский тип		+		+	Сложное сочетание разнотипных разломов
	Андийский тип				+	
	Атлантический тип	+!				

Примечание. + преимущественное распространение разломов указанного типа; +! их резкое преобладание; +? выделение преобладающего типа разломов предположительно.

ОБЩАЯ МОДЕЛЬ СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ СЕГМЕНТОВ

Океанические сегменты, являясь одной из основных модификаций земной коры, состоят из ряда типовых структурных провинций. Этот ряд включает пояса и области рифтовых, вулканических и плитных структур, а также различные по размерам блоки погруженных структур кон-

тинентального типа. Последние по петрографическим и физическим параметрам являются «инородными» телами в пределах океанического ложа, а пояса геосинклинальных структур представляют собой важнейшую форму разграничения океанических и континентальных сегментов. Усредненная характеристика структурных провинций и признаков их выделения показана в приложении.

Перечисленный набор провинций устанавливается в каждом океаническом сегменте, что позволяет прийти к выводу о структурном единстве ложа Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого и Тихого океанов независимо от их возраста. Отличия между ними определяются лишь различными количественными и пространственными соотношениями площадей однотипных провинций (см. Приложение).

В размещении провинций внутри сегментов устанавливается определенная упорядоченность. Плиты западнотихоокеанского типа ассоциируются с поясами и областями вулканических структур и тяготеют к окраинным частям океанического ложа, сопрягаясь с наиболее развитыми геосинклиналями австрало-азиатского типа (западная половина Тихого океана, северо-восточная часть Индийского океана). Во внутренних частях океанов они сменяются плитами атлантического типа, накладывающимися, в свою очередь, на пояса рифтовых структур. Во внешних (окраинных) частях океанического ложа чаще всего располагаются и погруженные континентальные структуры (микроконтиненты). В качестве краевых структур, по-видимому находящихся на разных стадиях развития и знаменующих переход от океанической к континентальной коре, выделяются геосинклинальные пояса.

Земная кора каждого из типов провинций в поперечном сечении обладает характерной для нее формой, соответствующей двояковыпуклым, двояковогнутым и выпукло-вогнутым линзам, или сочетанием этих форм в случае поясов геосинклинальных структур австрало-азиатского и андийского типа (см. Приложение).

Внутренняя структура провинций определяется составом и соотношением физических слоев (тел) земной коры, а также наборами структурных элементов (табл. 30), часть которых является структурами-индикаторами: рифты, желоба, вулканические постройки и т. п.

Таблица 30. Структурные элементы океанических сегментов

Структурная провинция	Пояса рифтовых структур (ПРС)	Океанические плиты (ОП)	Пояса и области вулканических структур (ПВС)	Погруженные блоки структур континентального типа (ОКС)	Пояса и области геосинклинальных структур (ПГС)
Элементы структурных провинций	Продольные грабены (в том числе рифты) и горсты; сбросо-раздвиги, поперечные сдвиги и грабены	Поднятия, прогибы; краевые вали, окраинные прогибы и моноклинали; сбросо-сдвиги	Вулканические структуры центрального и трещинного типа, вулканические плато, конусы, купола, грабены; сбросы, сдвиги	Блоковые поднятия, прогибы и грабены, осложненные вулканическими структурами; сбросы	Геосинклинальные прогибы (желоба) Геосинклинальные впадины Геоантиклинальные поднятия Разломы типа поддвигов (фокальные зоны), сдвигов и сбросов

В основе формирования поясов рифтовых, геосинклинальных и вулканических структур лежат зоны разломов. Вместе с тем аналогичные, но позднее возникающие разломы осложняют структуру провинций, придавая ей блоковой характер.

Наиболее существенные структурные связи между типовыми провинциями отражены на рис. 70. Зоны разломов представляют самый распространенный тип сочленения океанических провинций, а из них наиболее широко развиты зоны региональных сбросов и поддвигов (надвигов). Как те, так и другие геоморфологически четко выражены и уве-

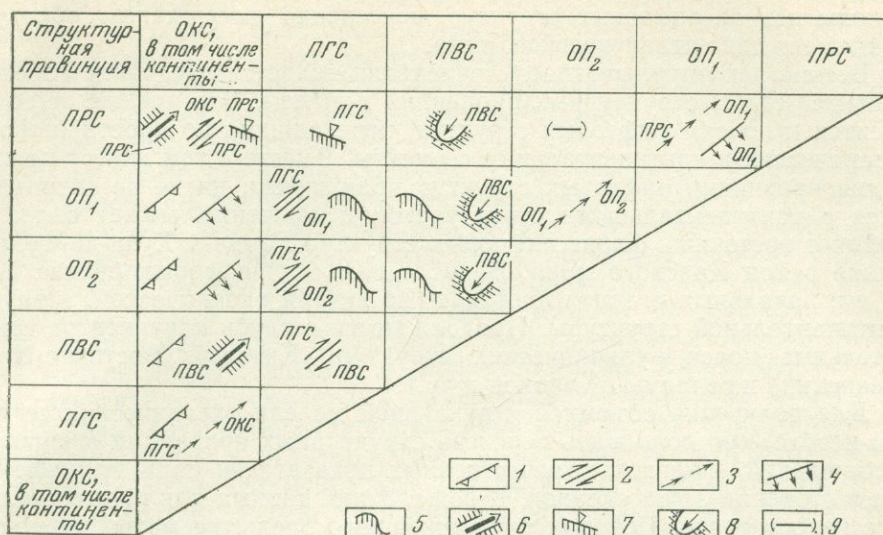


Рис. 70. Формы сочленения структурных провинций

1, 2 — контакт по зонам разломов:

1 — типа сброса,

2 — типа поддвига (надвига);

3 — постепенный переход;

4, 5 — краевые структуры:

4 — типа краевых валов и трогов,

5 — типа краевых моноклиналей;

6 — внедрение в инородную область;

7 — выклинивание;

8 — наложение;

9 — соприкосновения не наблюдается.

ОКС — области (блоки) континентальных структур,

ПГС — провинции геосинклинальных структур,

ПВС — провинции вулканических структур,

ОП₁ — океанические плиты первого (атлантического) типа,

ОП₂ — океанические плиты второго (западно-тихоокеанского) типа,

ПРС — пояса рифтовых структур

ренно выделяются по комплексу геофизических признаков. Сбросы чаще всего ограничивают континенты и «микроконтиненты», поддвиги (сейсмофокальные зоны) отделяют пояса геосинклинальных структур от океанических плит, реже от областей вулканических структур.

Системы краевых структур типа краевых валов или сочетания валов и прогибов наблюдаются при сочленении океанических плит с поясами геосинклинальных и вулканических структур. Краевые валы обычно сопровождают со стороны океана выход на поверхность сейсмофокальной зоны, а система периферических прогибов и валов появляется вокруг крупных (зрелых) областей и поясов вулканических структур типа Гавайского или Чагос-Лаккадивского.

Частично наложение структурных элементов одной провинции на структуры другой наблюдаются в участках сближения областей вулканических структур с океаническими плитами, а также с поясами рифтовых структур. Это выражается тем, что вулканические структуры окраинных частей ПВС нарушают структурный план плиты (северо-восточная окраина Гавайского пояса) или рифтового пояса (западная часть Азорского ПВС в зоне Срединно-Атлантического ПРС, южная часть Чагос-Лаккадивского ПВС и Аравийско-Индоканский ПРС).

Нередко встречаются случаи постепенного перехода одной провинции в другую. На границах континентов и геосинклинальных поясов широко распространено последовательное замещение одного класса структур другим — на продолжении геоантиклинальных поднятий, геосинклинальных прогибов и впадин в пределах континента располагаются соответственно антиклинории и межгорные впадины (Андаманское море — Бирма, Курилы — Камчатка, Алеутская дуга — Аляска и другие регионы).

Склоны поясов рифтовых структур, постепенно погружаясь, образуют фундамент плит атлантического типа.

Весьма характерным типом сочленения является внедрение (проникновение) одних структурных провинций в другие. Это прежде всего относится к поясам рифтовых структур, переходящих по простиранию из океанических в континентальные сегменты. Вместе с тем вкрест простирания провинции рифтовых структур практически нигде не соприкасаются с континентальными структурами; исключение, может быть, составляет восточный фланг рифтовых структур Горда и Хуан-де-Фука, а также район Красного моря. В последнем случае формирование ПРС на его начальных стадиях протекает не внутри океанической, а внутри континентальной структуры. Продолжаются в глубь континентов также отдельные пояса вулканических структур (Китовый, Восточно-Индокитайский) и разломы (Кларион и др.).

Для получения объемной структурной модели океанических сегментов необходимо дополнить перечень структурных провинций и типов их соотношений анализом количественных показателей роли этих элементов в строении ложа океанов. К сожалению, данных для такого анализа еще недостаточно. Поэтому предложенная модель, несмотря на попытку ее объемного выражения, остается качественной.

В процессе создания объемной модели структуры океанических сегментов авторы использовали методы отображения ее на плоскости и представления в виде профильных разрезов (см. Приложение). Наиболее общим видом такой модели, по-видимому, является индексное выражение

$$OC = h_1 ПРС + h_2 ОП + h_3 ПВС + h_4 БКС + h_5 ПГС,$$

где океанический сегмент (ОС) рассматривается в виде функции суммы структурных провинций, каждая из которых, кроме объема, имеет определенные количественные и пространственные отношения (h_1, \dots, h_5) друг с другом.

Глава VII

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ СТРУКТУРНЫХ ПРОВИНЦИЙ ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА ОКЕАНИЧЕСКИХ СЕГМЕНТОВ

Из намеченного латерального ряда структурных элементов путем сравнительного тектонического анализа, привлечения геохронологических данных и построения наиболее вероятной динамической модели могут быть выведены эволюционные ряды, отражающие стадии становления и развития океанической коры в разных частях геоида.

В отличие от континентальных сегментов, в строении которых принимают участие древнейшие катархейские и архейские структурные комплексы, слагающие ядра древних платформ, в пределах океанов не известны породы более древнего возраста, чем мезозойские. Экстраполируя результаты подводного бурения на глубину, можно предполагать, что в океанической коре еще существуют непереработанные верхнепалеозойские отложения, но присутствие докембрия и тем более архея представляется маловероятным. Подобные породы при малой мощности океанической коры и значительных амплитудах ее вертикальных перемещений, по всей вероятности, были бы обнаружены в основании взбросовых уступов, пересекающих участки наиболее древних океаниче-

ских плит. Однако в этих случаях мы обычно сталкиваемся с магматическими породами базитового и ультрабазитового состава, которые многими учеными резонно рассматриваются как самые нижние части коры и надастеносферные горизонты верхней мантии — производные глубинной магматической дифференциации, никогда не принадлежавшие к осадочной оболочке Земли.

Тем не менее отсутствие древних осадочных пород в современной коре океанов еще недостаточное основание, чтобы считать, что океанические сегменты Земли образовались только в мезозое или даже в палеозое. Любая из современных гипотез образования океанов («растекания» океанического дна и плитной тектоники или обрушения континентальных блоков и их «океанизации») исходит из высокой подвижности океанической коры. Ее подвижность и структурная неустойчивость вытекают из малой мощности и «недоразвитости». Благодаря неглубокому залеганию астеносферных слоев, океаническая кора испытывает значительное воздействие глубинных процессов. Очень существенно, что в ее формировании в отличие от континентальной коры преобладающее значение имеет не седиментогенез и следующие за ним явления литификации и метаморфизма, а магматизм, выраженный в вулканических излияниях огромных масс основных лав — дифференциатов мантийного «пиrolита». Они свободно изливаются на поверхность, тогда как под континентами восходящим движениям и прорыву магматических фронтов препятствуют многокилометровые толщи осадочно-метаморфических пород.

Высокая подвижность океанической коры выражается в крупных горизонтальных (многие сотни километров) и весьма значительных вертикальных перемещениях отдельных пластин, в масштабах, не свойственных утолщенной и консолидированной в результате складчатости коре континентов. Пластины океанической коры вместе со спаянными с ними ультрабазитами надастеносферных слоев верхней мантии испытывают погружение, особенно энергичное в зонах Бенюфа, и, как можно предполагать, подвергаются вторичному переплавлению в мантии. Весьма вероятно, что именно этому процессу, замкнутому в пределах океанических сегментов, мы обязаны отсутствием древних осадочных толщ на дне океанов. Таким образом, мы вновь возвращаемся к уже упоминавшемуся афоризму Э. Булларда — «дно океана моложе, чем океан».

При рассмотрении вопроса о времени образования Мирового океана мы можем исходить из комплекса геохимических и биологических данных, достаточно хорошо увязывающихся с материалами по геологии докембрия. Согласно теории А. П. Виноградова (1967а, б), воды океана образовались в результате глобального процесса дифференциации вещества Земли в ранние стадии ее планетного существования. «Вещество горных пород земной коры, вода и некоторые газы на земной поверхности появились одновременно в результате единого процесса выплавления и дегазации вещества мантии Земли по механизму зонного плавления» (Виноградов, 1967б, с. 8). При этом произошло расщепление силикатного вещества мантии на тугоплавкие (дуниты, лерцолиты, остаток первичной мантии) и легкоплавкие (базальты) породы путем отделения легколетучих веществ, воды и кислых газов.

Дальнейшая эволюция воды океана рассматривается М. Г. Валяшко (1971) как приспособление этого первичного ювенильного раствора к поверхностным условиям. Вслед за очень кратковременной и неустойчивой «кислой» стадией развития океана, в течение которой происходили выделение сильных кислот HCl , HBr , HJ и их нейтрализация при взаимодействии с солями сильных оснований и слабых кислот, какими является подавляющее большинство пород, М. Г. Валяшко предполагает существование «карбонатно-содовой» стадии (фазы). С появлением

кислорода сначала в океане, а затем и в атмосфере (в силу начавшегося уже в архее процесса фотосинтеза) вместе со стабилизацией окислительной обстановки и состава атмосферы должны были стабилизироваться и формы существования и миграции главных элементов на поверхности Земли, а вместе с этим стал стабилизироваться и состав океанической воды. Когда это произошло — сказать пока трудно, но возможность к тому, судя по ряду данных, появилась уже около $2-1,5 \cdot 10^9$ лет назад. «В целом мы можем с достаточностью говорить о том, что общая концентрация океанической воды никогда не испытывала больших колебаний. Будучи задана соотношением растворенных компонентов и воды в процессе планетной дифференциации вещества, минерализация воды океана очень мало менялась в своем дальнейшем развитии» (Валяшко, 1971, с. 102).

Это заключение было предвосхищено В. И. Вернадским, который еще в начале 30-х годов, рассматривая историю природных вод, писал о том, что состав океанической воды является своего рода «планетной константой». Объем океанических вод уже к концу раннего докембрия составил не менее 55% (Ронов, Ярошевский, 1967) или даже 70% (Хаин, 1971а) их современного объема.

Выводы геохимиков о глубочайшей древности Мирового океана и об относительно малых изменениях его солевого состава полностью совпадают с представлениями биологов и палеонтологов о зарождении жизни в глубинах океанов в древнейшие эпохи докембрия. «Для формирования новых видов морской фауны необходимы десятки и сотни тысяч лет, для новых родов — миллионы и десятки миллионов лет, для отрядов — десятки и сотни миллионов лет... Мы не можем сказать, сколько времени нужно для возникновения новых типов, все существующие типы пришли из далекого докембрия. Таким образом, время, прошедшее с начала кембрия, недостаточно для заполнения всей системы животного мира» (Зенкевич, 1969, с. 905). Исходя из этого, Л. А. Зенкевич полагает, что морская фауна появилась несколько миллиардов лет назад.

Б. С. Соколов, соглашаясь с огромной древностью Мирового океана, отмечает резкую гетерохронность животного и растительного мира. Если криптофит является специфически архейским зоном, то криптозой, по его мнению, не древнее рифея. Б. С. Соколов указывает на «бесспорные данные о присутствии органического вещества в породах, имеющих возраст 3,5 млрд. лет и, возможно, более. В отложениях на 300—400 млн. лет моложе (Ю. Африка) фиксируются первые морфологически различимые нитеобразные бактериевидные организмы и водорослеподобные микроскопические остатки. С границы архея и протерозоя ($2,6 \pm 0,1$ млрд. лет) совершенно достоверны находки строматолитов и микрофитолитов, принадлежащих синезеленым водорослям» (Соколов, 1969, с. 906). Таким образом, палеонтологическая история морских галлолитов, по мнению Б. С. Соколова, может быть прослежена по реальным палеонтологическим объектам на протяжении 2,4 млрд. лет докембрийской истории. Весьма важен для представлений о возможных глубинах Мирового океана в докембрии вывод Б. С. Соколова о том, что до появления озонового экрана древнейшие животные могли зародиться и существовать только в эпипелагиали, где водный слой защищал ее от ультрафиолетовой радиации. Лишь после обогащения атмосферы свободным кислородом, они продвигались в шельфовое мелководье.

Установив существование Мирового океана как физико-географической единицы с ранних стадий геологической истории Земли, было бы интересно выяснить, что представляли собой океанические бассейны глубокого докембрия — приближались ли они в структурном выражении к современным океанам, т. е. с какого времени установилось деление земной коры на океанические и континентальные сегменты?

Данных для рассмотрения этого вопроса мало. Он требует детального анализа докембрийских структурно-вещественных комплексов, изучение его является важной специальной задачей при реконструкциях общего хода эволюции Земли. Здесь можно высказать только некоторые общие соображения, основанные на соотношениях областей разного возраста консолидации в древних ядрах платформ, а также на аналогии между глубоководными отложениями современных океанических пространств и связанных с ними геосинклиналей и комплексами пород тех или иных подразделений глубокого докембрия. При этом следует оговорить недостаточную надежность подобного рода аналогий не только вследствие слабой изученности докембрийской структуры, но и из-за сомнений, которые вызывает применимость принципа актуализма для столь большого временного интервала. Тем не менее другого методического подхода, чем сравнительный литолого-петрографический и тектонический анализ, для рассмотрения интересующего нас вопроса, по-видимому, не существует.

Уже в нижнем докембрии (древнее 2,5 млрд. лет) могут быть намечены структурные формы типа массивов, обладающие складчатым гранитизированным цоколем и чехлом, сложенным аркозовыми и кварцево-сланцевыми толщами эпиконтинентального типа. Эти наиболее стабильные участки коры разделены нижнедокембрийскими структурно-вещественными комплексами, приближающимися к геосинклинальным, и могут рассматриваться как «микроплатформы» или прототипы будущих фанерозойских срединных массивов — блоков континентальной коры, включенных в геосинклинальные области.

К этому же возрастному интервалу (2,5—3,3 млрд. лет) относится ряд разрезов, очень близких к эвгеосинклинальным («Карта тектоники...», 1974). Так, в Центральных Скалистых горах Северной Америки и в некоторых провинциях Канадского щита распространена мощная (до 9 км) вулканогенно-осадочная серия, отвечающая базальтово-андезитово-риолитовой формации с толеитовым составом базальтов. По мнению авторов она близка к комплексам островных дуг.

В качестве эвгеосинклинали того же возраста рассматривается зона, протягивающаяся вблизи атлантического побережья Южной Америки. Слагающие ее комплексы пород Пастора — Каричапо в Венесуэле, Барама и Мазаруни в Гайане и серия Парамака во Французской Гвиане и Суринаме (мощностью от 4,7 км до 15 км) представлены граувакками, сланцами, кремнистыми породами и вулканитами основного, среднего и реже кислого состава и содержат тела серпентинизированных гипербазитов, габбро и амфиболитов.

Не менее характерны разрезы системы Свазиленд и перекрывающих ее образований Фиг-Три и Булавайо в Южной и Экваториальной Африке, имеющих возраст от 3,3 до 2,5 млрд. лет (Елизарьев, Забродин, Чиков, 1970). Система Свазиленд представлена главным образом измененными лавами основного состава с телами ультрабазитов и подчиненными слоями туфов, кремнистых пород, известковистых аргиллитов и известняков. В располагающейся стратиграфически выше системе Фиг-Три преобладают глинистые породы, содержащие в нижней части полосчатые кремни и железные руды. Серия Булавайо в Южной Родезии представлена «зеленокаменной свитой» измененных базальтов, андезитов и яшм с железистыми песчаниками и кварцитами.

В районе Наргули (Западная Австралия) установлены первично-осадочные зеленосланцевые толщи мощностью 5—6 км, по-видимому, входящие в состав геосинклинальных комплексов архейского возраста (возраст метаморфизма 2700 млн. лет, рвущих гранитов — 2620 млн. лет). Структура и текстура этих тонких песчаных и глинистых пород обнаруживают четкие признаки флиша с мощностью ритмов от 2 см до 3,0 м (Фролов, 1973). В нижних элементах ритма наблюдаются складки

оползания, сингенетичные глинистые брекчии и слепки борозд размыва, свидетельствующие о турбидитных процессах.

В этих примерах видно немалое сходство раннедокембрийских образований не только с фанерозойскими эвгеосинклинальными комплексами, но и с отложениями современных геосинклиналей австрало-азиатского типа. Таким образом, если следовать представлениям о формировании эвгеосинклиналей на коре океанического типа по периферии океанов и полагать, что в основании эвгеосинклинальных разрезов залегают слои океанических вулканогенных и осадочных пород (Пейве, 1973; «Тезисы...», 1973), то представляется весьма вероятным, что уже в раннем докембрии существовало разделение структуры геоида на сегменты континентальные и океанические. Однако пространственные соотношения между континентальными и океаническими сегментами были совершенно иными, чем в последующие эпохи, и это связано не только с ростом континентальных масс в результате геосинклинального процесса или с продолжающимся формированием океанической коры, но и с неоднократной структурной перестройкой поверхности геоида.

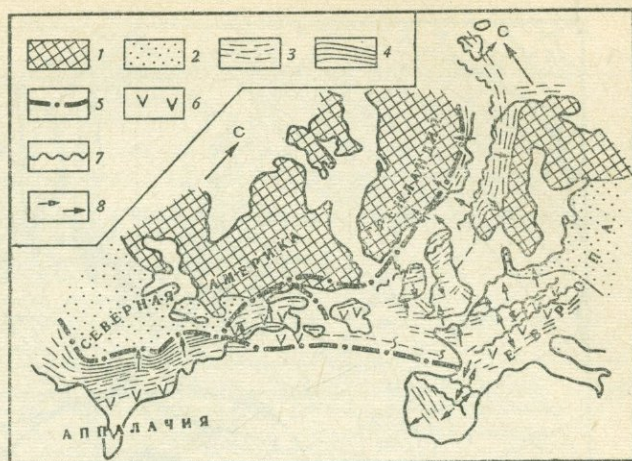
При определении возраста современных океанических сегментов мы можем использовать структурные соотношения между ложем океанов и континентами, а также палеогеографические данные. В основу структурных критериев положено эмпирически установленное правило, согласно которому геосинклинальные пояса, преобразующиеся в дальнейшем в складчатые сооружения, располагаются по периферии океанов более или менее согласно с их контурами и тем самым, ступень за ступенью, последовательно наращивают континентальные блоки. Исходя из этого представления, Г. Штилле еще в 1947 г. (см. Штилле, 1964) разделил океаны на древние (Urozeane) и молодые (Neoozeane). Первые из них (Тихий океан) имеют границы, согласные с общим простиранием позднедокембрийских и фанерозойских складчатых систем, слагающих окраинные части континентов. Дискордантны по отношению к складчатым системам границы молодых океанов. К их числу Г. Штилле, а вслед за ним П. Н. Кропоткин, Г. Б. Удинцев, Ю. М. Пущаровский и ряд других авторов отнесли Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны.

Многие исследователи полагают, что Тихий океан отражает первичную неоднородность геоида и возник на самых ранних стадиях формирования планеты (Пущаровский, 1972а). Однако анализ структурных соотношений, недавно выполненный В. Е. Хаиным (1971), показал, что границы Тихого океана наложены на архейскую и отчасти раннепротерозойскую структуру земной коры континентов и что его формирование, по-видимому, не могло произойти раньше среднего — начала позднего протерозоя. Отмечая, что с позднего протерозоя вырисовывается новый структурный план земной коры, В. Е. Хаин (1971б, с. 35) пишет: «Этот план характеризуется прежде всего возникновением круготихоокеанского подвижного пояса и, следовательно, обособлением Тихого океана, с разделением литосферы на океанический и континентальный блоки (полушария)». Следуя гипотезе стадийно-циклического развития структуры Земли по схеме: орогенез—рифтогенез—океаногенез, В. Е. Хаин выделяет два главных периода океанообразования — один в начале неогена, другой — в его конце и, подобно Р. Дитцу (Dietz, 1972), полагает, что в позднем протерозое наряду с Тихим океаном возникли «Приатлантический океан», завершивший свое развитие в каледонскую эпоху тектогенеза, и Тетис, окончательно замкнувшийся в эпоху альпийской складчатости.

Аналогичные выводы о возрасте Тихоокеанского сегмента вытекают из систематизированных Н. А. Богдановым (1973) сведений о времени заложения миеосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса. В пределах материков северного полушария — по окраинам Азии и Северной

Рис. 71. Реконструкция взаимного расположения Северной Америки, Гренландии и Европы для палеозоя (по Е. Кгаус, 1959)

- 1 — докембрийские кристаллические щиты;
- 2 — плиты;
- 3 — каледонские складки;
- 4 — герцинские складки;
- 5 — фронт каледонской и герцинской складчатости;
- 6 — Аппалачия и древние ядра в системе герцинид;
- 7 — оси палеозойских орогенов;
- 8 — направление движения надвигов



Америки—геосинклинальные пояса, параллельные современной береговой линии Тихого океана, заложились только после завершения гренвилльской или раннебайкальской эпохи складчатости, т. е. около 800 млн. лет назад. В тихоокеанском обрамлении южного полушария образование геосинклинальных трогов, согласных с границами океана, произошло значительно раньше — около 1350—1200 млн. лет назад. Они подверглись складчатости уже в аделаидскую и бразильскую эпохи тектогенеза. Формировавшиеся вслед за тем палеозойские геосинклинальные прогибы располагались согласно с простиранием этих складчатых сооружений. Итак, если принять в качестве исходных данных возраст периферических геосинклиналей Тихого океана и учесть необходимый интервал времени между талассогенезом и заложением на окраинах океанических плит геосинклинальных прогибов, то и в этом случае нельзя считать, что Тихий океан отражает «первичную неоднородность» в распределении вещества планеты или что он является (во всяком случае в своих современных границах) «надысторической» структурной категорией.

Иначе выглядят структурные отношения между Атлантическим океаном и окружающими его континентами. Еще Э. Зюсс, выделивший атлантический тип берегов, указывал на то, что структуры континентальных окраин Атлантического океана срезаны современными береговыми линиями. Дальнейшие исследования показали общность как докембрийских, так и палеозойских сооружений по обоим берегам Атлантики (рис. 71). Их структурные связи особенно четко видны при использовании палинспастической карты, составленной с помощью ЭВМ в Кембриджском университете под руководством Э. Булларда и демонстрирующей наиболее вероятный вариант соприкосновения материков Лавразии и Гондваны (рис. 72). Получили подтверждение и пополнились многочисленными более точными данными геологические и палеогеографические аргументы, которые более 50 лет назад использовал А. Вегенер (1923) и его последователи при разработке гипотезы дрейфа континентов. Так, П. Н. Кропоткин (1973, с. 37—38) со ссылкой на Л. Кинга отмечает, что «сходство разрезов и фауны девона, карбона и перми Фолклендских островов и Южной Африки, удаленных друг от друга на 6500 км, столь же велико, как сходство разрезов в разных частях Московской или Тунгусской синеклизы на расстояниях, не превышающих несколько сотен километров» (табл. 31).

Не менее характерно тождество разрезов синеклиз Карру в Африке и бассейна р. Параны в Южной Америке. Они могут рассматриваться как части одной и той же структуры, разорванной современными

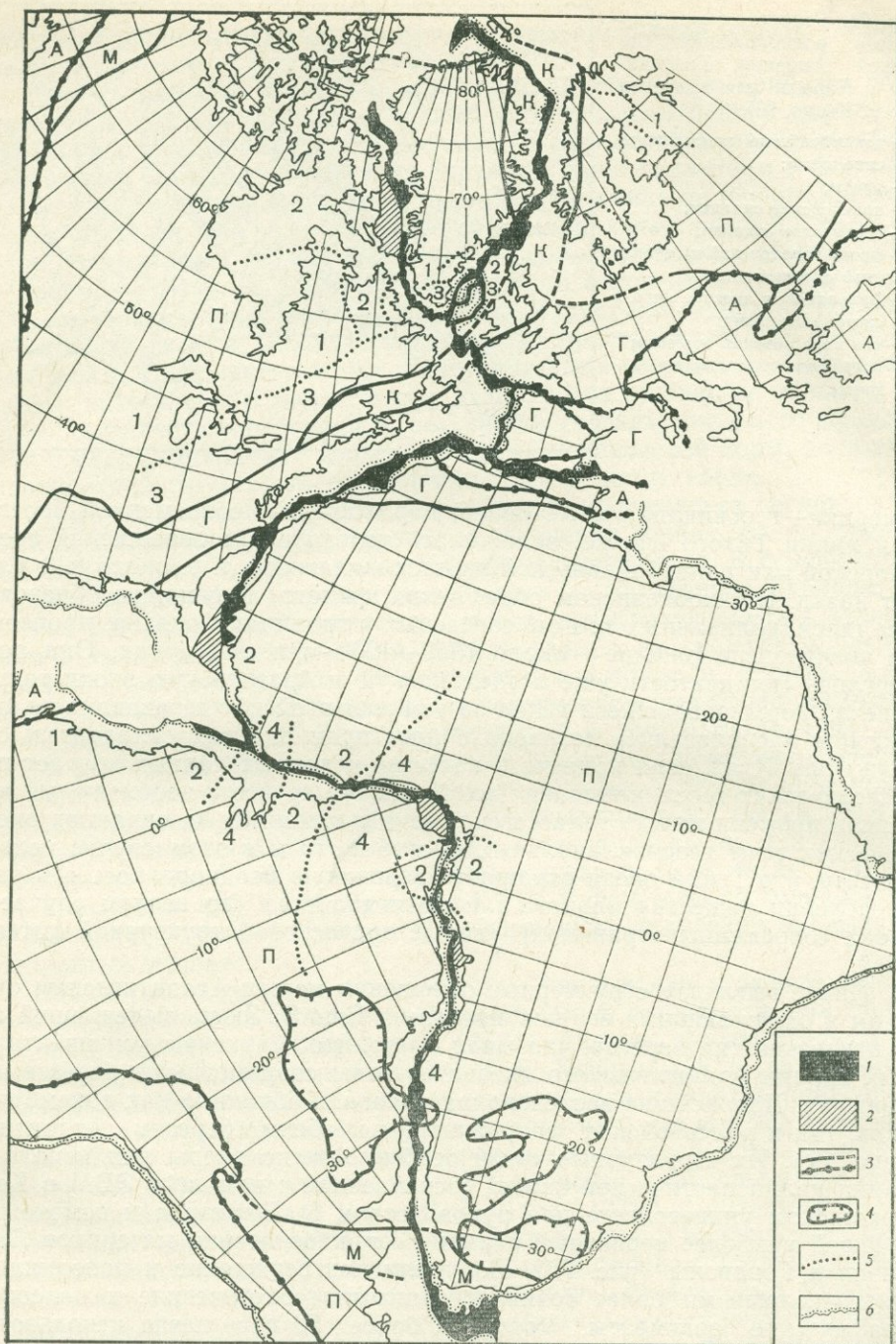


Рис. 72. Совпадение контуров приатлантических континентов по изобате 500 морских сажен по Э. Булларду с добавлениями П. Н. Кропоткина (1973)

- 1 — перекрытие изобат или промежуток между ними (с глубинами 0,91—2 км);
- 2 — перекрытие изобат, связанное с накоплением верхнемеловых и кайнозойских осадков и вулканических пород после раздвигания континентов;
- 3 — граница тектонических зон;
- 4 — синеклизы, сложенные комплексами отложений, аналогичных на сближенных материках (С₃, Р, Т, траппы, Т₃—J);
- 5 — границы областей складчатости различного возраста;
- 6 — изобата

Буквами обозначены:

- П — докембрийские платформы (цифрами отмечены области с преобладанием пород следующего возраста, млрд. лет: 1 — от 2,8 до 2,3; 2 — от 2,0 до 1,5; 3 — от 1,2 до 0,9; 4 — от 0,6 до 0,5;
- К — каледониды,
Г — герциниды;
М — верхнепалеозойские и мезозойские складчатые системы (капиды Южной Африки и Южной Америки и др.);
А — области ларамийской и альпийской складчатости

Таблица 31. Сопоставление разрезов Фолклендских островов и Капской провинции (Кропоткин, 1961)

Возраст	Фолклендские острова	Капская провинция
Триас	Сланцы и песчаники лафонийской системы	Отложения верхней части серии Карру
Пермь	Желтые и бурые аргиллиты — слой Чойсел Саунд и Брентон Лох	Средние слои формации Экка
	Сланцы Блек-Рок и песчаники лафонийской системы	?
Пермокарбон	Тиллиты лафонийской системы	Тиллиты Двайка
Нижний карбон	Белые и серые кварциты Порт Стэнли	Кварциты Виттеберг
Девон	Сланцы, белые кварцитовидные песчаники — слои Порт Филомел и Фокс Бей	Сланцы и песчаники нижней части системы Боккефельд
	Грубозернистые и кремово-бурые песчаники с разнообразной галькой — слои Порт Стефенс	Песчаники Столовых гор
Архей	Несогласие, глубокий разрыв. Граниты и гнейсы мыса Меридит	Гранито-гнейсовый фундамент

Примечание. П. Н. Кропоткин (1961), ссылаясь на Л. Кинга и Д. Ниддри, отмечает, что слои Порт Стефенс очень близки к девону Столовых гор, отличаясь от них только отсутствием галек яшмы; тиллиты Двайка совершенно сходны по составу валунов с тиллитами основания гондванской серии Фолклендских островов и подобны верхнепалеозойским тиллитам Уругвая и Бразилии. Подобные же аналоги в литологическом составе толщ отмечаются и для других горизонтов.

линиями материковых склонов. Обе синеклизы сложены верхнепалеозойскими тиллитами и песчано-глинистыми толщами, перекрытыми траппами верхнего триаса.

Недавние связи между континентальными блоками Лавразии и Гондваны, ныне разделенными Атлантическим океаном, освещены в многочисленной литературе, в том числе палеонтологической и палеогеографической, к которой мы и отсылаем интересующегося этими вопросами читателя. Здесь же необходимо отметить, что в отличие от Тихого океана, возраст которого определяется интервалом от 1300 до 800 млн. лет, формирование Атлантического океана, по-видимому, началось не ранее конца триаса — первой половины юры, т. е. около 200—150 млн. лет тому назад.

К этому же времени обычно относят заложение Индийского океана. Как и для Южной Атлантики, его образование ставится в связь с распадом Гондваны и отделением Австралии и Антарктиды от Индостанского и Мадагаскарского блоков (рис. 73). Однако необходимо иметь в виду, что северо-восточная часть Индийского океана в структурном и палеогеографическом отношении тесно связана с Тетисом, возраст которого, если исходить из времени заложения геосинклиналей Альпийского пояса, не может быть моложе начала позднего рифея, т. е. около 1000—800 млн. лет. Приблизительно тот же возраст, по-видимому, имеет и часть Индийского океана, прилегающая к Юго-Восточной Азии. Этот вывод вытекает и из структурного тождества его ограничений и ограничений Тихого океана. Вдоль северо-восточного обрамления Индийского океана протягиваются согласные с его границей герцинские складчатые сооружения Бирманско-Малайского пояса и альпиды (кайнозойды) Западной Бирмы и Суматры (Гатинский, Кудрявцев, Мишина, 1972). Сходство с периферическими частями Тихоокеанского сегмента усиливается развитием здесь современных геосинклиналей австралоазиатского типа с системой «зрелых» островных дуг. Эти данные позволяют считать, что Индийский океан в районах, тяготеющих к Андаманской островной дуге и Индонезийскому архипелагу, имеет не менее древний (докембрийский) возраст, чем прилегающие части Тихого океана.

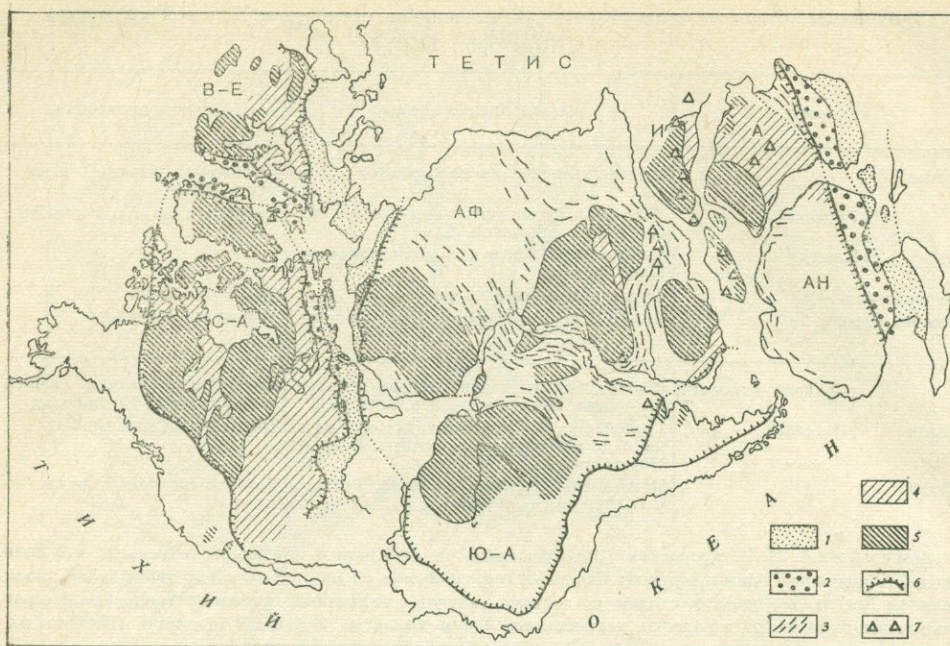


Рис. 73. Докембрийские комплексы и палеозойские складчатые пояса (реконструкция положения материков перед началом мезокайнозойского дрейфа), по П. Н. Кропоткину (1973)

- | | |
|---|-------------------------------|
| 1 — герциниды; | 7 — анортозиты. |
| 2 — поздние и ранние каледониды; | Буквы — платформы: |
| 3 — простираение средне- и позднепротерозойской складчатости; | А — Австралийская, |
| 4 — докембрийские комплексы с возрастом интрузивно-метаморфических процессов от 800 до 1700 млн. лет; | Ан — Антарктическая; |
| 5 — то же, более 1700 млн. лет; | Аф — Африканская; |
| 6 — границы докембрийских платформ; | В — Е — Восточно-Европейская; |
| | И — Индийская; |
| | С — А — Северо-Американская; |
| | Ю — А — Южно-Американская |

Вместе с тем весь Тихий океан в его современных контурах нельзя считать докембрийской структурой. Против этого свидетельствуют, во-первых, последовательное уменьшение возраста осадочного слоя и его выклинивание по направлению к Восточно-Тихоокеанскому поясу рифтовых структур, во-вторых, опыт идентификации полосовых магнитных аномалий со шкалой геологического летоисчисления, указывающий, что активное новообразование океанической коры в Тихоокеанском сегменте превышает по скорости аналогичный процесс в Атлантическом сегменте. Поэтому, говоря об относительной древности или молодости современных океанов, необходимо иметь в виду не только видимую изменчивость их контуров, но и включение в их состав вновь созданных структурных провинций, к числу которых в первую очередь должны быть отнесены пояса рифтовых структур и прилегающие к ним по латерали океанические плиты атлантического типа.

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЛАТЕРАЛЬНОГО РЯДА СТРУКТУРНЫХ ПРОВИНЦИЙ

При рассмотрении вопросов эволюции структуры океанического ложа нельзя обойтись без использования той или иной динамической (генетической) модели. В настоящее время наиболее разработана и широко признана, особенно за рубежом, гипотеза «расширения океанического дна» — спрединга (sea-floor spreading), или «плитной тектоники» (plate

tectonics). Было бы преждевременным считать эту гипотезу универсальной — она не объясняет многих явлений (см. гл. VI) и подвергается критике (Белоусов, 1972, 1973; Шейнманн, 1966; А. Meyerhoff, Н. Meyerhoff, 1972). П. Вессон (Wesson, 1972) высказал против нее 72 возражения (по его собственному подсчету), однако и он признает, что «тектоника плит» имеет ряд несомненных преимуществ по сравнению с прежними классическими гипотезами, в том числе гипотезами контракции и фиксизма. Действительно, «плитная тектоника» облегчает интерпретацию широкого круга данных по геологии и геофизике океанического дна и «несомненно представляет выдающееся достижение последнего десятилетия развития «геотектоники» (Хаин, 1973, с. 480). Достоинством «плитной тектоники» является широкое признание роли крупных горизонтальных движений в развитии литосферы и создание наиболее четких представлений о механизме, формирующем океаническое ложе и его структурные соотношения с континентальными блоками.

Не ставя перед собой задачу подробного изложения современных мобилистских построений — это было сделано в специальных изданиях («Проблемы глобальной тектоники», 1973; Le Pichon, Franchetau, Vonpin, 1973) и в заключительной главе книги В. Е. Хаина (1973), напомним некоторые общие положения. Согласно гипотезе спрединга (Dietz, 1961; Hess, 1962), расплавленные дифференциаты мантийного вещества вместе с восходящим конвекционным потоком поступают в осевые — рифтовые зоны срединно-океанических хребтов. Образовавшаяся в результате этого океаническая кора испытывает дальнейшее растяжение и разрыв по подновляющейся рифтовой трещине и, скользя по пластичной (стекловатой) астеносфере, перемещается на крылья хребтов («литосферный конвейер» Р. Дитца). Создаются условия для проникновения к поверхности новых порций мантийного дифференциата. Одновременно с возникновением океанической коры на другом конце «литосферного конвейера» — в глубоководных желобах — происходит разрушение литосферы и ее погружение (subduction) в мантию.

Важным подтверждением гипотезы спрединга явилось открытие полюсовых магнитных аномалий, интерпретированных Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом (Vine, Matthews, 1963) как результат остаточной термической намагниченности излившихся базальтов и инверсий магнитного поля Земли (см. гл. IV). Это открытие позволило подойти к определению скорости раздвижения коры и создать схему изохрон для значительных участков океанического дна, прилегающих к срединно-океаническим хребтам (см. рис. 24, 28).

Большое значение для дальнейшего развития тех же идей сыграли работы Дж. Вилсона (Wilson, 1965a), объяснившего поперечные нарушения «збрового» поля срединно-океанических хребтов существованием трансформных разломов, которые разграничивают крупные блоки литосферы, передвигающиеся с разной скоростью.

Заслуга в создании современной модели «плитной», или «глобальной», тектоники принадлежит, по-видимому, К. Ле Пишону (Le Pichon, 1968) и В. Моргану (Morgan, 1968), а также Б. Изаксу с соавторами (Isaaks, Oliver, Sykes, 1968). Они разработали геометрическую схему строения литосферы, разделив ее на шесть (у К. Ле Пишона) или восемь (у В. Моргана) основных, относительно жестких, плит с границами, соответствующими активным тектоническим зонам — срединно-океаническим хребтам, глубоководным желобам и важнейшим трансформным разломам.

Используя данные о геомагнитных аномалиях, К. Ле Пишон подсчитал векторы дифференцированного движения на границах плит и установил, что раздвиги и смещения по трансформным разломам, субпараллельным палеомагнитным меридианам и широтам, имеют наибольшую скорость в экваториальных частях земного шара, к полюсам она умень-

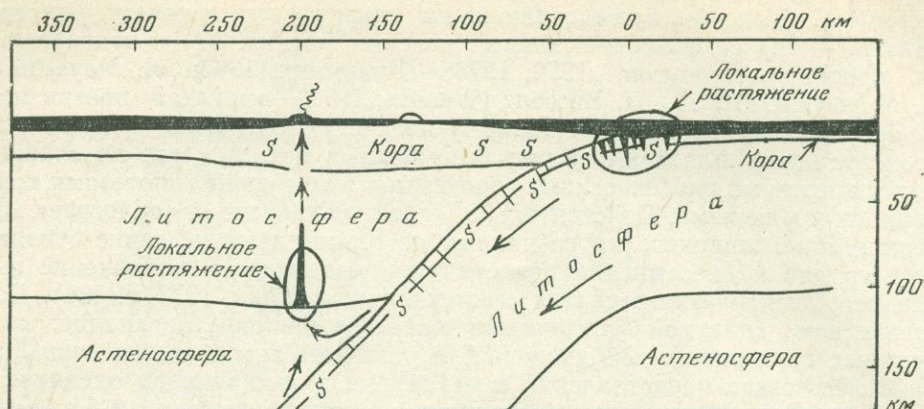


Рис. 74. Погружение океанической литосферы под континентальную на границах островных дуг и глубоководных желобов (Isaacks, Oliver, Sykes, 1968)

S — зоны сейсмической активности

шается. Б. Изаак, Дж. Оливер и Л. Сайкс, исходя из сейсмологических данных, обосновали представление о том, что расширение площади океанической коры компенсируется ее погружением в зонах Беньофа (рис. 74). Ими же было высказано предположение, что эти зоны представляют собой изгибающиеся и опущенные на несколько сот километров пластины океанической литосферы мощностью до 100 км. А. Рингвуд и Д. Грин (1972) дали петрологическую интерпретацию такой модели, наметив физические параметры перехода габбро в более тяжелый эклогит, который при погружении в мантию и частичном плавлении может дать начало андезитовым формациям островных дуг.

Вслед за этим с позиций «плитной тектоники» стали разрабатываться проблемы возникновения и эволюции геосинклиналей, орогенических поясов и их типизации (Mitchel, Reading, 1969, 1971; Dewey, Horsfield, 1970). Дж. Дьюи и М. Берд (Dewey, Bird, 1970a), приравняв геосинклинальный процесс к талассогенезу (в том числе к процессам осадконакопления, происходящим на окраинах континентов), а также предположив существование цикличности в раздвижении и сжатии литосферных плит, наметили следующий ряд стадий в развитии океанов: 1) растяжение и разрыв континентального блока (раскрытие океанического бассейна — эпизвгеосинклинали); 2) растяжение — сжатие и начавшееся поглощение литосферных плит вдоль континентальных окраин атлантического типа; 3) сжатие, сокращение океана, столкновение плит и образование «паратектонического» орогена. Те же авторы провели сравнение структурных элементов, выделяемых ими в соответствии с концепцией «плитной тектоники», с типами геосинклиналей по классификации М. Кэя (1955). В число геосинклиналей они включили не только все структурные провинции океанического ложа от срединно-океанических хребтов и областей вулканических поднятий до островных дуг и сопряженных с ними желобов и впадин, но и все области шельфа в эпиконтинентальных морских бассейнах, классифицируемых большинством советских исследователей в качестве плит молодых и древних континентальных платформ.

Идеи «плитной тектоники» получили признание и дальнейшее развитие в трудах многих советских геологов (Зоненшайн, 1971, 1972а, б; Кропоткин, 1961, 1964, 1973; Пейве, 1961, 1973; Удинцев, 1972; Хаин, 1971а, 1973, и др.). Так, А. В. Пейве еще в работе 1961 г. предположил, что перемещение пластин земной коры и мантии возможно не только вдоль крутопадающих глубинных разломов, но и вдоль горизонтальных поверхностей делимости, к числу которых могут быть отнесены поверх-

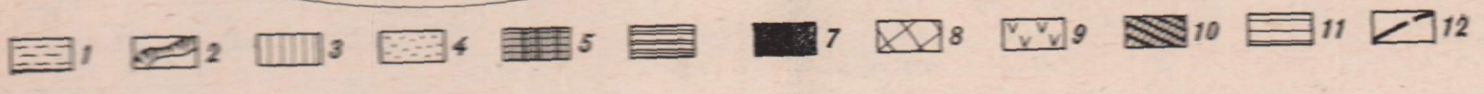
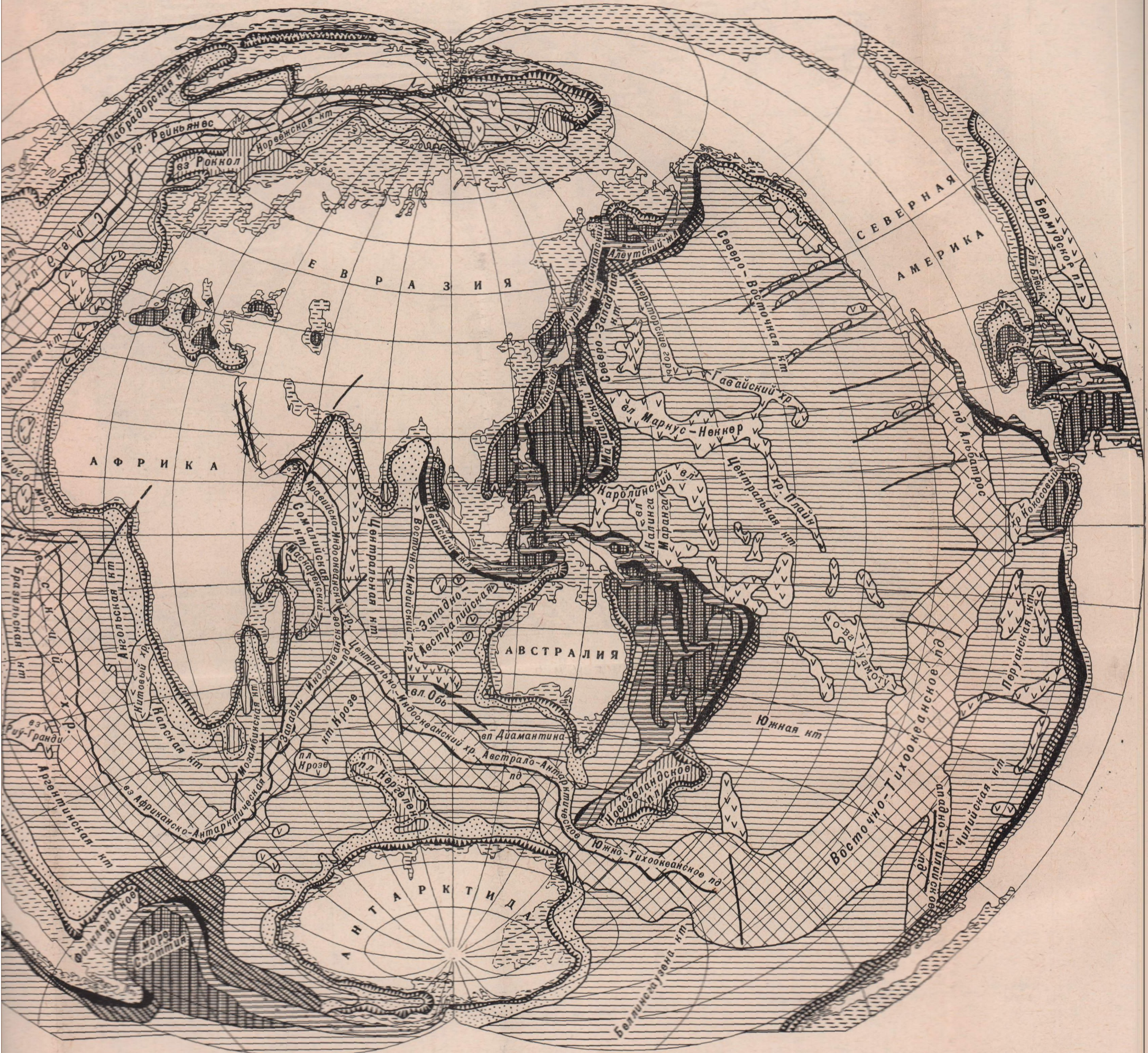
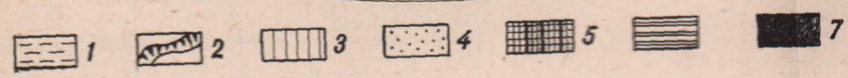
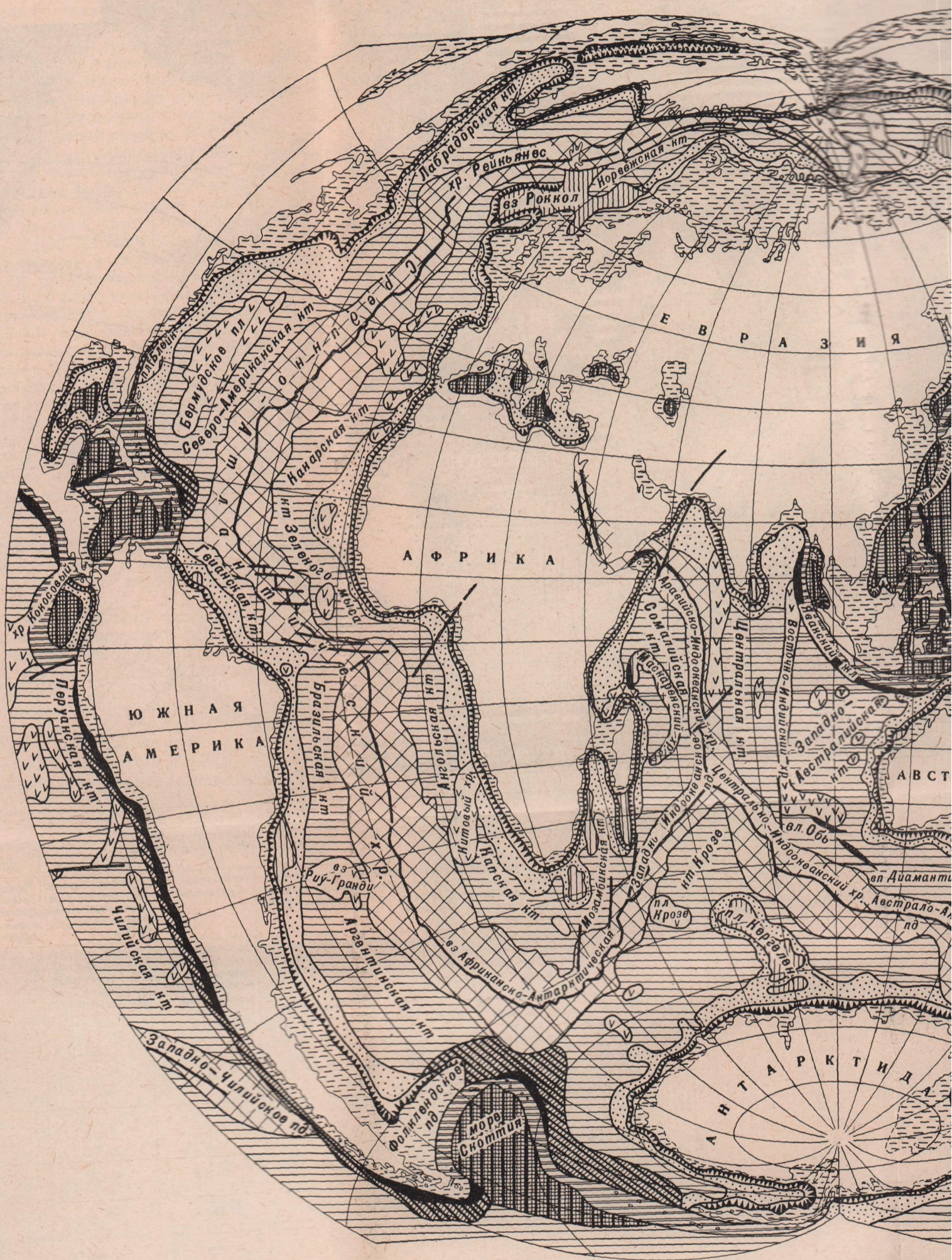
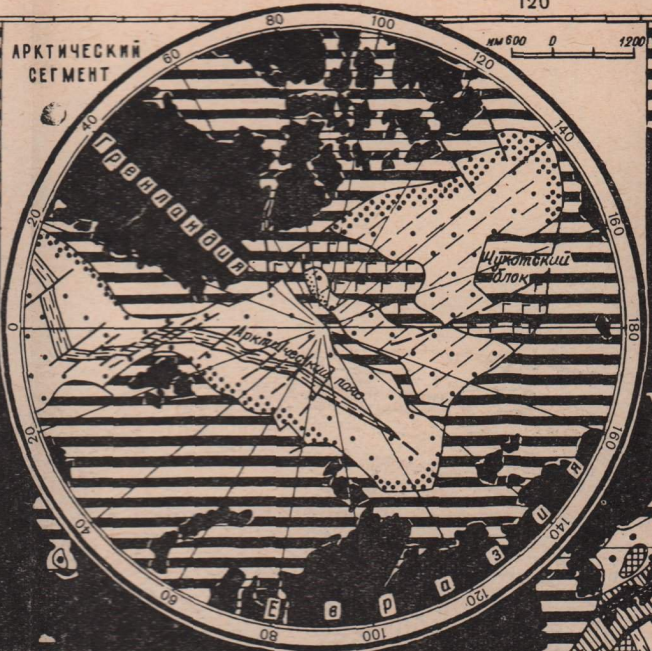
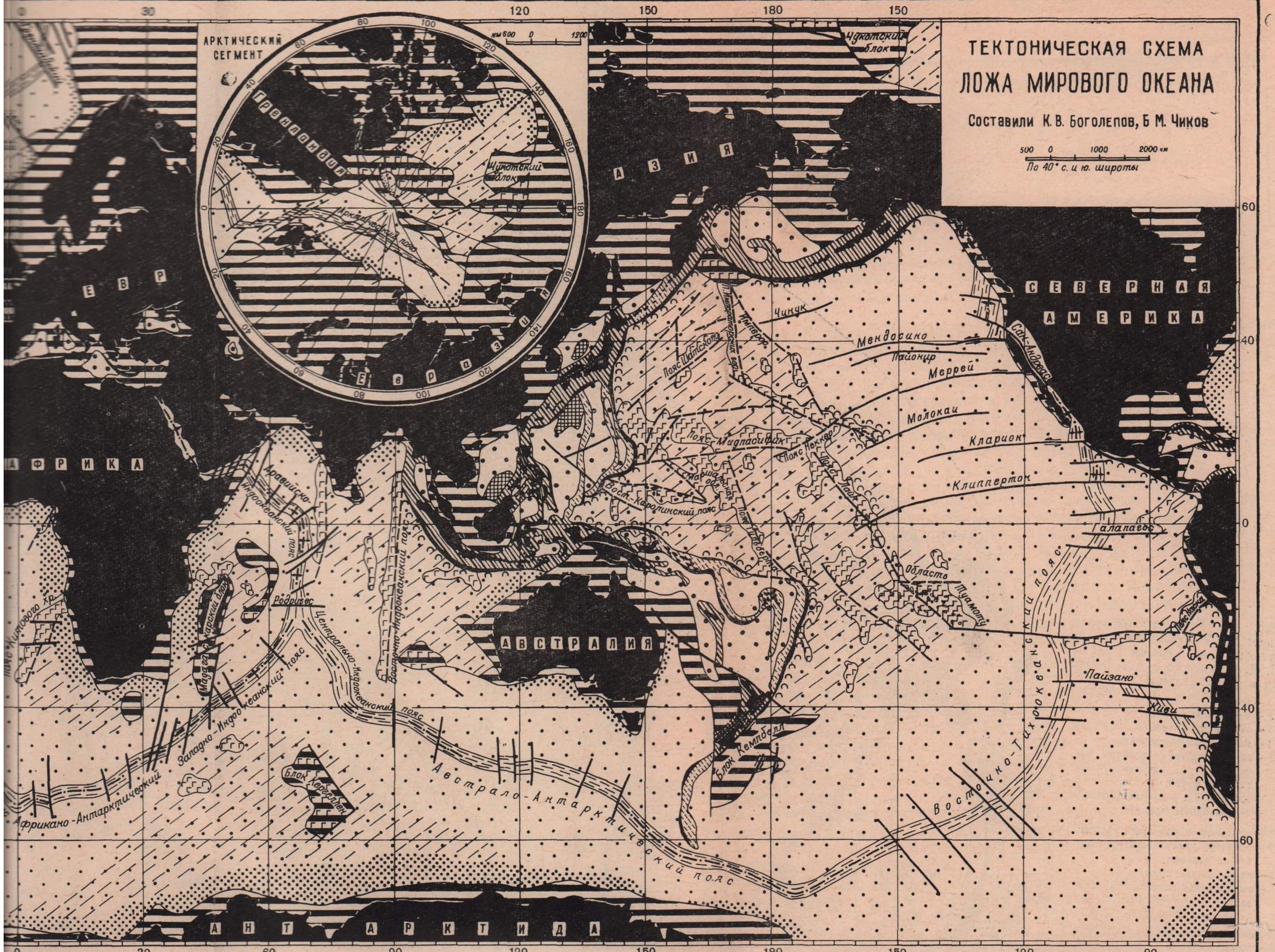


Рис. 1. Геоморфологическая карта дна Мирового океана (составлена на основе карты Л. К. Затонского с изменениями и дополнениями)

- 1 — шельф;
 - 2 — материковый склон;
 - 3 — окраинные плато;
 - 4 — материковое подножие;
 - 5 — глубоководные котловины окраинных и внутриконтинентальных морей;
 - 6 — островные и подводные гряды;
 - 7 — глубоководные желоба;
 - 8 — срединно-океанические хребты;
 - 9 — области вулканического и глябового рельефа;
 - 10 — валообразные поднятия;
 - 11 — выровненная поверхность абиссали;
 - 12 — разломы.
- Буквами обозначено:
 вз — возвышенность,
 вл — вал,
 вп — впадина,
 жл — желоб,
 кт — котловина,
 под — поднятия,
 пл — плато,
 хр — хребет





ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА
ЛОЖА МИРОВОГО ОКЕАНА

Составили К. В. Боголепов, Б. М. Чиков

500 0 1000 2000 км
По 40° с. и ю. широты

НАЧЕНИЯ
ПРОВИНЦИИ

- Геосинклинальные области и пояса
- Геосинклинальные прогибы (желоба)
- Геосинклинальные котловины
- Геосинклинальные поднятия (островные дуги) с гранитно-метаморфическими ядрами
- Геосинклинальные поднятия (островные дуги) без гранитно-метаморфических ядер
- Массивы типа срединных
- Предполагаемые геосинклиналы вдоль материковых склонов

- ПРОЧЕЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
- Материковая и островная суша
 - Крупные структуры: восточные прогибы и пр.
 - Границы структурных провинций

Характеристики (признаки)	СТРУКТУРНЫЕ ПРОВИНЦИИ							
	Рифтовых поясов ПРС	Океанических плит ОП	Вулканических поднятий ПВС	Повышенных континентальных блоков БКС	Геосинклинальных поясов* (ПГС)			
					Поднятия - дуги	Желоба	Впадины	
Типы формаций	Осадочные Метаморфические	Глинистые, кремнисто-глинистые, карбонатно-глинистые	Вулканические (базальтовые), карбонатные, рифовые	Карбонатные и терригенные	Вулканокластические (андезит-андезито-базальтовые), карбонатные, рифовые	Мудриды, терригенные, кремнисто-туффовые и глинисто-туффовые	Мурфито-карбонатные и кремнисто-терригенные с горизонтами турбидитов	
Зонная кора в км	Осадочный слой (Vp-18-43 км/сек)	0-0,2 (локально)	0,3-1,0 (до 4)	0,5-2,0	0,3-1,0	до 10	0,5-2,2	0,8-4,4
	Второй* или вулканический* слой (Vp-4,7-35 км/сек)	до 4,0	1,0-2,0	до 3,0	-	-	1,2-3,4	0-1,5
	Гранитно-метаморфический* слой (Vp-5,5-6,5 км/сек)	-	-	-	10-15	0-20	-	0-0,5 (2,0)
	Базальтовый* слой (Vp-6,5-7,0 км/сек)	до 4,0	4,0-5,0	до 10,0-12,0	10-18	10-30	2,6-3,9	3,9-8,7
	Общая мощность	3,0-5,0	5,0-10,0	15-23	до 25-30	12-48	8,0-12,7	8-15
Скорость на поверхности мантии V _з в км/сек	7,2-7,6	7,9-8,1	8,0-8,8	8,1	7,3-8,8	7,7-8,9	7,7-8,5	
Сейсмичность (% от сейсмической энергии океанических сегментов)	Высокая (5,0-6,0)	Асейсмичны (<1)	Низкая (<1)	Асейсмичны (<1)	Очень высокая (>94)			
Тепловой поток мк кал/см ² ·сек	3,0 (до 10)	0,4-1,45	до 2,0	?	до 3,0	0,5-1,0	1,0-2,5	
Рельеф (колебание отметок относительно уровня океана в км)	Система параллельных хребтов и дуг (от +1,0 до -4,0)	Равнины плоские и холмистые (от -3,5 до -6,5)	Вулканические нагорья и хребты (от -4,0 до -5,5)	Равнины, расчлененные плато с вулканическими горами	Контрастное сочетание хребтов, глубоководных желобов и холмистых равнин (от +5 до -11)			
Форма	В плане	Линейная с отношением осей >1:50	Изометричная и неправильная	Изометричная и линейная с отношением осей до 1:20	Изометричная и обвальная	Линейная и обвальная с отношением осей от 1:2 до 1:50		
	В поперечном сечении	Выпукло-вогнутая (арка)	Двойно-вогнутая	Двойно-выпуклая	Двойно-выпуклая	Сочетание форм, присущих другим провинциям		

*Примечание: В характеристике геосинклинальных поясов не включены данные по поясам атлантического типа в связи с их недостаточной изученностью



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

С Т Р У К Т У Р Н Ы Е П Р О В И Н Ц И И

Пояса рифтовых структур

Океанические плиты с линейной структурой фундамента (атлантический тип)

Океанические плиты с линейно-мозаичной структурой фундамента (западно-тихоокеанский тип)

Пояса и области вулканических структур

Микроконтиненты и подводные окраины материков

Вулканические структуры на микроконтинентах

Геосинклинальные области и пояса

Геосинклинальные прогибы (желоба)

Геосинклинальные котловины

Геосинклинальные параклины (островные дуги) с обширно-метаморфическими ядрами

Геосинклинальные параклины (островные дуги) без обширно-метаморфических ядер

Массивы типа срединки

Предполагаемые преинтантичные ядра материковых окраин

ОСНОВНЫЕ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Разрывы

Срединки

Сбросы материковых окраин

Разломы неуправляемого типа, в том числе преинтантичные

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Материковая и островная суша

Краевые структуры: впадины, массивы

Границы структурных провинций

ности Конрада и Мохоровичича. Такие поверхности являются зонами пластичного течения, ультраметаморфизма и возникновения первичных магматических очагов. Сжатие и растяжение, связанные с разной скоростью перемещающихся блоков, могут осуществляться в литосфере одновременно. В последующих работах А. В. Пейве с соавторами (1971, 1972) предположил, что геосинклинали проходят в своем развитии океаническую стадию развития. Последняя сменяется стадией островных дуг, образующихся в результате тектонического скупивания сиалического материала в процессе крупных горизонтальных движений, что в свою очередь приводит к наращиванию «базальтового» слоя. Этот процесс сопровождается гранитизацией геосинклиналиных осадков и преобразованием океанической коры в континентальную.

Тенденция к отождествлению ранних стадий геосинклиналиного развития с рифтогенезом, а следовательно и с океанообразованием, проявляется и в концепции циклического развития структуры Земли, предложенной В. Е. Хаиным. Он пишет: «Имеются основания считать, что образование океанов отвечает не только конечным стадиям развития геосинклиналиных подвижных поясов, но и их начальным стадиям, т. е. что развитие идет по циклу океан — геосинклиналиный пояс — орогенный пояс — океан» (Хаин, 1973, с. 302). В качестве примера В. Е. Хаин приводит Пра-Атлантику, на месте которой в позднем докембрии — палеозое сформировался Северо-Атлантический геосинклиналиный складчатый пояс. Началом следующего за этим процесса океанообразования явилось «возникновение рифтов на тафрогенной стадии развития, следовавшей за орогенезом отдельных частей Северо-Атлантического пояса» (там же). Возвращаясь вслед за Дж. Дьюи и М. Бердом к концепции Э. Ога, отождествляющего платформы с континентами, а океаны с геосинклиналиями, — к концепции, от которой «в своем дальнейшем развитии учение о геосинклиналиях сильно отклонилось» (Хаин, 1973, с. 303), В. Е. Хаин отмечает, что разрез земной коры современного Срединно-Атлантического хребта, который Э. Ог уподоблял геоантиклинали, «во многом подобен разрезам офиолитовых зон древних геосинклиналией, например Апеннин. Если представить себе последующее интенсивное сжатие пространства, ныне занимаемого Атлантикой, то может получиться картина строения, достаточно близко напоминающая строение многих геосинклиналиных поясов» (Хаин, 1973, стр. 303).

К еще более полному отождествлению океанических и геосинклиналиных структур приходит Л. П. Зоненшайн (1972б), считающий что срединно-океанические хребты с их рифтовыми зонами являются первой стадией образования островных дуг и их аналогов в древних геосинклиналиях. Л. П. Зоненшайн основывается на том же, отмеченном В. Е. Хаиным, а еще ранее Г. Хессом (Hess, 1965) и Т. Тейером (Thayer, 1969), сходстве между «офиолитовыми сериями» островных дуг и ультрабазитами и базитами, выходящими на поверхность в современных рифтовых зонах, а также на наличии зон разуплотнения верхней мантии под островными дугами.

Однако следует иметь в виду, что вопреки предполагавшемуся Г. Штейнманом и Г. Шгилле единству «офиолитовой триады» гипербазиты и расположенный стратиграфически выше комплекс основных интрузивных и вулканических в той или иной степени метаморфизованных пород (габброидов, габбро-амфиболитов и амфиболитов), вероятнее всего, представляет собой кристаллический фундамент для формирующихся впоследствии вулканогенно-кремнистых толщ (Пейве, 1973; Марков, 1973; Боголепов, Яншин, 1973). Последние же присущи как глубокководным прогибам геосинклиналиных систем, так и котловинам центральных частей океанического ложа. Следовательно, присутствие гипербазитов, обнаженных на участках крупных растяжений и разрывов литосферы (срединно-океанические хребты) или выдвинутых к поверхно-

сти по крупным шарьяжам и надвигам в зонах сжатия (геоантиклинальные поднятия, в том числе современные островные дуги), свидетельствует всего лишь о сходстве мантийных пород на огромном пространстве океанических сегментов и их ограничений (Удинцев, Дмитриев, 1972), но ни в коей мере не доказывает предполагаемую автором стадийность образования островных дуг. Срединно-океанические хребты и островные дуги формируются в совершенно различной динамической обстановке — при растяжении коры в первом случае и сжатии во втором и, что еще более важно, принадлежат к далеко отстоящим одна от другой стадиям развития земной коры. Доказательства латеральных переходов поясов рифтовых структур в океанические плиты, а не в островные дуги были приведены выше (см. гл. VI).

Недостаточно убедительным представляется и второй аргумент Л. П. Зоненшайна, основанный на «разуплотнении» верхней мантии под островными дугами. Действительно, геофизические исследования последних лет показали, что аномальные скорости распространения упругих волн в верхних частях мантии характерны не только для рифтовых поясов, но и для других подвижных зон земной коры. Подобные очаги с пониженной плотностью мантийных слоев стали известны под островными дугами и областями новейшего эпигеосинклинального и повторного горообразования (Альпы, Кавказ, Тянь-Шань). По-видимому, горизонтальная плотностная неоднородность верхней мантии, в известной мере коррелирующая с величинами теплового потока, отражает пространственное положение астеносферных слоев и зон магмообразования. Однако, если разуплотнение верхней мантии под срединно-океаническими хребтами сопровождается генерацией толеит-базальтовых магм, то подобное же явление под островными дугами сопровождается образованием магм андезитового состава. Это дает нам право рассматривать совместное проявление разуплотнения и андезитового вулканизма в качестве одного из результатов погружения (субдукции) в мантию краевых частей «литосферного конвейера». Противоположные по своей направленности процессы в данном случае приводят к близким по физическому выражению следствиям.

Отождествлению срединно-океанических хребтов островных дуг противоречит также принципиальное различие внутренней структуры. Важнейшим признаком поясов рифтовых структур является билатеральная симметрия полосовых магнитных аномалий. Ничего похожего в пределах островных дуг, находящихся на ранних (Ново-Гебридская, Тонга-Кермадек) или наиболее зрелых стадиях развития (Японская, Филиппинская), мы не находим, тогда как подобного рода структурная преемственность четко устанавливается между поясами рифтовых структур и прилегающими к ним океаническими плитами атлантического типа. По этим же причинам, несмотря на вероятную связь образования геосинклинальных котловин окраинных морей с процессами растяжения и обрушения земной коры, до сих пор в современных геосинклинальных системах любых типов и любых стадий развития не удалось установить убедительных примеров структур, приближающихся по основным параметрам к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов.

В предложенной Л. П. Зоненшайном концепции остается также неясным, каким образом рифтовые зоны срединно-океанических хребтов могут являться одновременно стадией развития островных дуг, т. е. неогеоантиклинальных поднятий, и в то же время представлять собой эвгеосинклинальные трои, реконструируемые в древних складчатых областях и обладающие весьма длительным существованием с начала зарождения геосинклинальной системы и до достижения ее зрелости.

Вопрос разграничения геосинклинальных структур и структур океанического ложа достаточно сложен. По-видимому, он не может быть решен путем использования только одних формационных признаков. Из

материалов, изложенных в предшествующих главах, мы видели, насколько близки по составу осадочно-вулканогенные формации геосинклинальных котловин и океанических плит. Они часто отличаются не столько по составу, сколько по мощности и морфологии тел. Вместе с тем, если миогеосинклинальные образования часто наращивают чехол континентальных платформ, то точно так же эвгеосинклинальные толщи могут перекрывать чехлы океанических плит. Однако это не означает, что все океаническое ложе следует рассматривать в качестве эвгеосинклинали или все области погружений на континентах надо считать миогеосинклиналями. Думается, что понятие о современных геосинклинальных структурах должно быть строго ограничено и сохранено главным образом для периокеанических подвижных зон, характеризующихся резко выраженным дифференцированным погружением, накоплением мощных осадочных и вулканогенных толщ и взаимным преобразованием океанической и континентальной коры.

При этом не исключено, что в зонах наиболее интенсивных складчатых деформаций и скупивания земной коры (Тетический пояс), т. е. в зонах, которые принято называть «геосинклинальными складчатыми сооружениями», присутствуют участки океанических плит, не прошедшие геосинклинальную стадию развития, но захваченные и выдвинутые на поверхность в результате значительных горизонтальных движений и стресса. Выделение таких пластин в древних складчатых поясах должно быть предметом дальнейших палеотектонических построений. Для Альпийского пояса они были намечены А. В. Пейве (1965).

Не исключен и другой вариант — непосредственное преобразование приостановившихся в своем развитии тафрогенов (подобных внутриконтинентальным рифтам Красного моря и Восточной Африки) во внутриконтинентальные геосинклинальные структуры. Но образующиеся в этом случае моногеосинклинальные прогибы, даже при их последующей дифференциации, вряд ли могут быть отождествлены с рассмотренными выше геосинклиналями периокеанических поясов.

Структурные элементы земной коры трансформируются в ходе развития вещества планеты. На этом принципе основано выделение эволюционного ряда структур континентов. Его упрощенным выражением, без учета регрессивных тенденций и возможной цикличности, служит следующая последовательность (Боголепов, 1971):

Геосинклиналь → Протоороген → Дейтероороген →
→ Континентальная плита (платформа)

Этот ряд находит выражение как в разрезах континентальной земной коры, где он представлен соответствующими структурно-вещественными комплексами, или структурными этажами, так и в морфоструктуре современной поверхности континентов. Характеристика структурных провинций океанического ложа и соотношений между ними, приведенная в гл. VI, позволяет установить подобный же эволюционный ряд и для океанических сегментов и наметить связующие звенья между обоими рядами.

Благодаря открытию мировой системы поясов рифтовых структур и последующим (хотя и косвенным) определениям возраста геологических тел, формирующих билатеральную симметрию полосового магнитного поля в рифтовых зонах и фундаментах океанических плит атлантического типа, стало возможным связать образование океанической коры в кайнозое и позднем мезозое с раздвигами в зонах рифтов и тем самым рассматривать рифтовые пояса в качестве первого члена эволюционного ряда океанических структур. При этом нет оснований, противоречащих экстраполяции тех же механизмов талассогенеза на весь фанерозой, а возможно и поздний докембрий, независимо от причин создания первичных неоднородностей коры при ее становлении в архее.

Пространственные и генетические связи поясов рифтовых структур (они с полным основанием могут быть названы поясами талассогенеза) с обрамляющими их плитами выражаются в постепенном затягивании их флангов осадочным чехлом при соответствующем повышении возраста основания плит. Эти связи вместе с относительным увеличением мощности коры и спадом активности тектонических процессов (уменьшением контрастности движений, сейсмичности, теплового потока, возвращением к «нормальной» плотностной характеристике верхней мантии и т. п.), позволяют считать океанические плиты первого, атлантического, типа следующим звеном эволюционной цепи.

Дальнейшее преобразование идет в направлении усложнения внутренней структуры фундамента и чехла плит. Наблюдаются внедрение серий вулканических и интрузивных тел, локальные утолщения «базальтового» и «второго» слоев фундамента, поднятия и компенсационные прогибы. Первичная линейная структура фундамента, унаследованная от стадии развития ПРС, становится мозаичной. Это явление особенно хорошо прослеживается по изменениям типа магнитных полей. Таким образом формируются плиты второго — западнотихоокеанского типа. Концентрация вулканизма в развивающихся системах внутрисегментных и трансегментных разломов приводит к образованию поясов и областей вулканических структур, расчленяющих океанические плиты. Созданию систем внутриокеанических поднятий и прогибов, в том числе окраинных валов, способствует коробление коры, происходящее при ее горизонтальных перемещениях (Г. Б. Удинцев, 1972, назвал его «торошением»).

Образование геосинклинальных поясов, которые занимают пограничное положение между океаническим и континентальным сегментами и рассматриваются большинством исследователей в качестве первого члена в эволюционном ряду континентальных структур, очевидно, обусловлено взаимодействием между этими двумя сегментами. Оно выражается, во-первых, в создании у подножия материковых склонов достаточно мощных линз осадочных накоплений, главным образом за счет сброса с поверхности континентов обломочного материала, способного в определенных термодинамических условиях дать начало «гранитно-метаморфическому» слою, во-вторых, в широком развитии межсегментных сколов-сбросов материковых склонов и глубинных поддвигов (надвигов), формирующихся вдоль внешних и внутренних ограничений геосинклиналей. Последовательное образование межсегментных сколов приводит к усилению теплового потока и магматической проницаемости земной коры и к созданию компенсационных поднятий (зачатков будущих островных дуг), прогибов и складчатости.

Следовательно, можно предполагать прямую зависимость между временем существования океанических сегментов и образованием по их периферии пограничных геосинклинальных поясов. Этой зависимостью определяется и различие типов геосинклиналей: эмбрионального — атлантического типа по окраинам молодых океанических сегментов и далеко продвинувшегося в своей эволюции австрало-азиатского типа на границах древних океанических структур. Не случайно отчетливая дифференциация геосинклиналей Тихоокеанского пояса и возникновение в его пределах геосинклинальных поднятий типа островных дуг улавливаются только с конца докембрия и начала палеозоя (Богданов, 1973), тогда как возникновение Тихого океана может быть отнесено к концу среднего или началу позднего протерозоя. Андийский тип геосинклиналей, по-видимому, является частным случаем австрало-азиатского типа, связанным с активным надвиганием Южно- и Северо-Американского континентов на ложе Тихого океана.

Таким образом, опыт сравнительной характеристики структурных провинций ложа океанов позволяет наметить следующий эволюционный

ряд:



Однако взаимодействие океанических и континентальных сегментов при образовании геосинклиналей не может быть сведено только к погружению крайних океанических блоков или их последующему поддвигу под континент. Преобразование океанической коры в субокеаническую и субконтинентальную происходит одновременно со встречным преобразованием континентальной коры, испытывающей прогрессирующее дробление и вероятное «рассасывание» под влиянием теплового потока и сопутствующей миграции магматического фронта. Эти явления, в частности, проявляются в образовании наземных вулканических поясов и во внедрении интрузий кислых пород, обрамляющих со стороны континентов наиболее развитые геосинклиналильные системы (Моссаковский, 1973).

Здесь вступает в силу гипотеза подкоровой эрозии, латерального перемещения гранитоидных вылавок и базификации континентальной коры. Без привлечения, хотя и в ограниченных масштабах, этой второй модели формирования океанического ложа, наиболее детально разработанной В. В. Белоусовым (1966, 1968), трудно объяснить реликтовые формы существования «гранитно-метаморфического» слоя, идентифицируемого с палеозойскими или еще более древними складчатыми комплексами и залегающего в основании крайних геосинклиналильных котловин типа Япономорской, утонение и последовательное выклинивание того же «гранитно-метаморфического» слоя в зонах шельфа и всей мировой системы континентального склона, существование реликтов континентальной коры в структуре «микроконтинентов», залегание эпиконтинентальных соленосных формаций на океанической коре в крайних частях Атлантического океана, т. е. ту группу эмпирически установленных фактов (они перечислялись нами в конце гл. IV), которые нельзя удовлетворительно объяснить гипотезой «плитной тектоники».

Следовательно, кроме намеченного эволюционного ряда, выражающего основное направление развития структурных провинций океанического ложа, должен быть выделен другой ряд:



В этом ряду континентальные структуры или преобразуются в океанические плиты западнотихоокеанского типа и связанные с ними области и пояса вулканических структур (значительные участки окраин Ат-

лантического океана), или непосредственно переходят в формирующиеся на континентальной коре внешние геосинклинальные прогибы (внешние части геосинклинальных поясов австрало-азиатского и, возможно, атлантического типов).

Суммируя обе схемы (рис. 75), можно предполагать, что океанические плиты западнотихоокеанского типа образуются, во-первых, за счет структурной перестройки плит атлантического типа в ходе раздвигов океанического ложа и горизонтального перемещения литосферных пластин (по-видимому, так формировалась преобладающая часть Тихого

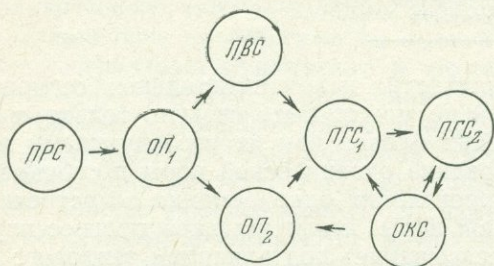


Рис. 75. Схема эволюционного ряда структурных провинций ПРС, ОП₁, ОП₂, ПВС, ПГС₁, ОКС — см. рис. 70. ПГС₂ — вторичные геосинклинали.

океана); во-вторых, за счет встречного процесса обрушения и «базификации» раздробленных окраинных частей континентальных сегментов (как в окраинных частях ложа Атлантического океана). Тот же встречный процесс проявляется и при образовании пограничных структур (между континентальными и океаническими сегментами), представленными различными типами геосинклиналей. В него в равной мере вовлечены блоки как континентальной, так и океанической коры.

Думается, что синтез кажущихся альтернативными гипотез раздвигов океанического дна и базификации может дать наиболее удовлетворительное объяснение структурного единства ложа Мирового Океана и многообразия слагающих его тектонических элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аджирей Г. Д.* Типы главных линейных тектонических структур Земли.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 3, с. 651—654.
- Алексин О. А., Бражникова Л. В.* Сток растворенных веществ с территории СССР. М., «Наука», 1964.
- Архангельский А. Д.* Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— «Бюлл. МОИП», отдел. геол., 1930, № 8, вып. 1—2, с. 32—79.
- Архипов И. В.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостоптехиздат, 1941, 376 с.
- Архипов И. В.* Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага.— В кн.: «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». М., «Наука», 1964, с. 88—136.
- Атласов И. П., Киселев Ю. Г., Польшкин Я. И.* Реликты структур континентального типа в притихоокеанской части Арктического бассейна.— Тезисы доклада IX сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, № 1. Южно-Сахалинск, 1972, с. 14—16.
- Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 7, с. 3—31.
- Афанасьев Г. Д.* О границе земной коры и верхней мантии.— МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 14—24.
- Афанасьев Г. Д.* О строении и составе верхней оболочки Земли.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1973, № 4, с. 3—22.
- Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Е. И., Широков Е. И.* Напряженное состояние в очагах землетрясения и сила крупных напряжений Земли.— «Изв. АН СССР», сер. Физика Земли, 1967, № 6, с. 3—15.
- Баранов Е. И.* Основные черты динамики вод системы Гольфстрима.— В кн.: «Условия седиментации в Атлантическом океане». М., «Наука», 1971, с. 60—79.
- Баскина В. И.* К тектонической позиции Исландии.— «Геотектоника», 1972, № 2, с. 24—36.
- Батурин Г. Н.* Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса.— В кн.: «История Мирового океана». М., «Наука», 1971, с. 259—277.
- Батюшкова И. В.* Внутреннее строение Земли (эволюция представлений). М., «Наука», 1966, с. 194.
- Безруков П. Л.* О распространении скоростей накопления в Охотском море кремнистых осадков.— «Докл. АН СССР», 1955, т. 103, № 3, с. 473—476.
- Безруков П. Л.* Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана.— В кн.: «Морская геология». (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10.) М., Изд-во АН СССР, 1960, 205 с.
- Безруков П. Л.* Распространение на дне океана выходов древних отложений и твердых пород.— В кн.: «Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане», кн. 1. М., «Наука», 1970а, с. 145—156.
- Безруков П. Л.* Общие черты осадкообразования в Тихом океане.— В кн.: «Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука», 1970б, с. 301—321.
- Безруков П. Л.* Проблемы геологического исследования полезных ископаемых океанов.— «Океанология», 1971а, т. XI, вып. 6, с. 969—981.
- Безруков П. Л.* О связи полезных ископаемых дна океана с тектоническими структурами.— В кн.: «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971б, с. 281—290.
- Безруков П. Л.* Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой.— «Геотектоника», 1974, № 1, с. 3—17.
- Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С.* Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 4, с. 913—916.
- Безруков П. Л., Богданов Ю. А., Мурдмаа И. О., Романкевич Е. А.* Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана.— В кн.: «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана». М., «Наука», 1972, с. 195—218.
- Безруков П. Л., Кашинцев Г. Л.* Ультраосновные и основные породы Западно-Австралийской котловины.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 2, с. 456—459.

- Безруков П. Л., Непрочнов Ю. П. Геологическое изучение восточной части Индийского океана и Австрало-Азиатских морей.— «Вестник АН СССР», 1974, № 1, с. 38—43.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: «История Мирового океана». М., «Наука», 1971, с. 107—127.
- Безруков П. Л., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Минеральные ресурсы океана.— В кн.: «Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука», 1970, с. 322—339.
- Безруков П. Л., Романкевич Е. А. Скорость осадконакопления в Тихом океане.— В кн.: «Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука», 1970, с. 288—300.
- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез.— «Сов. геол.», 1960, № 7, с. 3—27.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, с. 123.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968, 254 с.
- Белоусов В. В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 610—629.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность.— В кн.: «Проблемы глобальной тектоники». М., «Наука», 1973, с. 60—99.
- Белоусов В. В., Косминская И. П. Строение и развитие переходных зон между материками и океанами.— В кн.: «Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия». М., «Наука», 1970, с. 7—24.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— «Сов. геол.», 1960, № 10, с. 3—23.
- Беляевский Н. А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным).— «Бюлл. МОИП», отдел. геол., 1969, т. 44, вып. 2, с. 24—43.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С., Шукин Ю. К. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 80—92.
- Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябой В. З. Сейсмическая расслоенность земной коры и верхней части мантии.— В кн.: «Природа сейсмических границ в земной коре». М., «Наука», 1971, с. 6—31.
- Беляевский Н. А., Родников А. Г. Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей.— «Бюлл. МОИП», отдел. геол., 1971, № 1, с. 5—24; № 2, с. 17—35.
- Бенбоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности.— В кн.: «Земная кора». М., ИЛ, 1957, с. 76—88.
- Берсенева А. Ф., Гайнанов А. Г., Ковылин В. М., Строев П. А. Интерпретация геофизических данных переходной зоны в районе Японского моря.— В кн.: «Морские гравиметрические исследования», вып. 4. Изд-во МГУ, 1969, с. 67—80.
- Богданов Н. А. Палеозой Востока Австралии и Меланезии. М., «Наука», 1967, 180 с.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана.— Автореф. докт. дисс. М., 1973, 51 с.
- Боголепов К. В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 39—49.
- Боголепов К. В. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез».— В кн.: «Проблемы общей и региональной геологии». Новосибирск, «Наука», 1971, с. 61—85.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М. Структурные провинции ложа океанов и принципы их выделения.— «Геол. и геофиз.», 1972, с. 33—36.
- Боголепов К. В., Яншин А. Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в горном Алтае.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 8, с. 12—24.
- Бонатти Э., Нейаду Р. Происхождение марганцевых конкреций на дне океана.— В кн.: Д. Мери. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969, с. 328—359.
- Борисяк А. А. Теория геосинклиналей.— «Изв. Геол. ком.», 1924, т. 41, № 1, с. 1—15.
- Брод И. О. и др. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., «Недра», 1965, 598 с.
- Брюн Д. Н. Поверхностные волны и строение коры.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 186—198.
- Булатов Р. О структуре и циркуляции вод придонного слоя Атлантического океана.— В кн.: «Условия седиментации в Атлантическом океане». М., «Наука», 1971, с. 43—59.
- Буллард Э. Происхождение океанов.— В кн.: «Океан». М., «Мир», 1971, с. 29—43.
- Буркар Ж. Рельеф дна океанов и морей. М., ИЛ, 1953.
- Вайман И. И. Сопоставление геофизических особенностей рифтовых зон.— В кн.: «Тектоника Сибирской платформы и смежных областей». Тр. ВостсибНИИГГиМС, вып. 9. 1971, 87 с.
- Васильев Б. И., Маркевич П. В. О геологическом строении возвышенности Ямато (Японское море).— В кн.: «Вопросы геологии дна Японского моря». Владивосток, 1973, с. 58—65.
- Васильчиков Н. В., Павлидис Ю. А., Словинский-Сидак Н. П. О ванадистых титаномагнетитовых прибрежных россыпях Дальнего Востока.— «Океанология», 1966, т. VI, вып. 5, с. 823—839.
- Валяшко М. Г. Эволюция химического состава воды океана.— В кн.: «История Мирового океана». М., «Наука», 1971, с. 97—104.

- Введенская А. В.* Об определении напряжений, действующих в очагах землетрясений по наблюдениям сейсмических станций с помощью теории дислокаций.—Изв. АН СССР», сер. геофиз. 1960, № 4, с. 513—519.
- Вдовыкин Г. И., Дмитриев Л. В.* Органическое вещество в ультраосновных породах Индоокеанского хребта.—«Геохимия», 1968, № 8, с. 992—994.
- Вегенер А.* Происхождение материков и океанов (перев. с 3-го немецк. изд.). Берлин, Изд-во «Восток», 1923.
- Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967а, 215 с.
- Виноградов А. П.* Образование океана.—Изв. АН СССР», сер. геол., 1967б, № 4, с. 3—10.
- Влодавев В. И.* Вулканическая деятельность на Земле в историческое время.— В кн.: «Современный вулканизм». Тр. II Всес. вулканолог. совещ., т. I. М., «Наука», 1966, с. 7—16.
- Влодавев В. И.* Вулканы. Большая Сов. Энциклопед., т. 5. М., 1971, с. 503—505.
- Волярович М. П., Баяк Е. И., Галдин Н. Е.* Исследование влияния высокого давления на упругие свойства образцов горных пород, отобранных на профиле ГСЗ в Северной Карелии.—Изв. АН СССР», Физика Земли, 1965, № 1, с. 109—115.
- Вуллард Дж.* Соотношение земной коры и мантии в области Гавайских островов.— В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970, с. 237—248.
- Гайнанов А. Г.* О глубинной структуре земной коры юго-западной части Тихоокеанской переходной зоны.— В кн.: «Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия», № 9. М., «Наука», 1972, с. 84—93.
- Гайнанов А. Г., Строев П. А.* Некоторые особенности гравитационного поля и строения земной коры Атлантического, Индийского и Тихого океанов.— В кн.: «Геофизические исследования». Изд-во МГУ, вып. 2, 1966, с. 231—240.
- Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федынский В. В.* Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана.— «Вестник МГУ, Геология», № 5, 1974, с. 5—19.
- Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Удинцев Г. Б.* Магнитные аномалии и морфология дна островных дуг северо-западной части Тихого океана.—«Океанология», 1968, т. 8, вып. 6, с. 1017—1024.
- Галдин Н. Е.* Об относительных изменениях упругих характеристик горных пород и минералов с давлением.— В кн.: «Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия», № 7. М., «Наука», 1970, 299 с.
- Галдин Н. Е.* Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях.— В кн.: «Природа сейсмических границ в земной коре». М., «Наука», 1971, с. 78—101.
- Гатинский Ю. Г., Кудрявцев Г. А., Мишина А. В.* О «мезозондах» Юго-Восточной Азии.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1972, т. 47, вып. 4, с. 62—70.
- Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Ред. Л. И. Красный. Изд-во ВСЕГЕИ, 1973.
- Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968, 720 с.
- Герцен Р. П., фон, Ли У. Х. К.* Тепловой поток в океанических областях.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 61—70.
- Гершанович Д. Е.* Геология дна Берингова моря и залива Аляска.— Автореф. докт. дисс. М., 1969, с. 1—70.
- Гиллули Д.* Геологические различия между континентами и океаническими впадинами.— В кн.: «Земная кора». М., Изд-во иностр. литер., 1957, с. 19—31.
- Гнибиденко Г. С.* Тектоника дна Берингова моря.— «Геотектоника», 1973, № 4, с. 94—108.
- Горбунова З. Н.* Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана.— В кн.: «Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане», кн. I. М., «Наука», 1970, с. 373—405.
- Григорьев С. С., Мишарина Л. А., Широкова Е. И.* Тектоника Азоро-Гибралтарской поперечной структуры и ее отражение в напряженном состоянии земной коры.— «Докл. АН СССР», сер. геол., 1971, т. 197, № 6, с. 1421—1424.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* и др. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, 334 с.
- Гитенберг Б.* Строение Земли. М.—Л., ОНТИ, 1934, 169 с.
- Гущенко И. И.* Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965, с. 1—144.
- Делингер П.* Гравитационное поле Тихого океана и его связь с рельефом и геологическим строением.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 300—310.
- Деменицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967, 280 с.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г.* Новые данные о геологическом строении дна Северного Ледовитого океана по материалам геофизических исследований.— В кн.: «Методика, техника и результаты геофизической разведки». М., «Недра», 1967, с. 31—38.
- Джедс У., Уоткинс Дж.* Магнитная аномалия Атлантического шельфа.— В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970, с. 96—102.
- Дмитриев Л. В.* Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии и петрологии.— В кн.: «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана». М., «Наука», 1972, с. 115—144.
- Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б.* Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования.— «Геохимия», 1970, № 8, с. 935—944.
- Дрейк Ч., Юинг Дж., Стокард Г.* Континентальная окраина восточной части США.— В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970, с. 35—54.

- Дрейк Ч., Нэф Дж. Переход от океана к континенту по данным сейсмических исследований методом преломленных волн. В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970, с. 277—288.
- Елизарова А. Н., Кузнецов Ю. В. Протактиниево-иониевый метод датирования морских осадков.— В кн.: «Абсолютная геохронология четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. К тектонике докембрия Африки и Аравийского полуострова.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 65—72.
- Жданов В. В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита.— «Сов. геол.», 1965, № 5, с. 101—111.
- Жданов В. В. О природе поверхности Конрада.— В сб.: «Природа сейсмических границ в земной коре». М., «Наука», 1971, с. 102—106.
- Живаго А. В. Рельеф дна Южного океана.— В кн.: «Рельеф Земли». М., «Наука», 1967, с. 294—308.
- Житковский Ю. Ю., Ильин А. В. Новые данные о строении дна океана в районе Аравийско-Индийского подводного хребта.— «Докл. АН СССР», сер. геол., 1971, т. 196, № 3.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, № 2, с. 3—12.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955, 480 с.
- Здоровенин В. В., Шехватов Б. В., Кузьмин В. А., Сузюмов А. Б., Филатьев В. П., Шейна Л. П. О происхождении осадочного покрова возвышенности Шатского.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 4, с. 941—1146.
- Зенкевич Л. А. О древности морской фауны как показателе древности океана.— «Океанология», т. IX, вып. 5, 1969, с. 905—906.
- Золотарев Б. П., Соболев С. Ф. Связь петрохимических особенностей базальтоидов Курильской островной дуги и сопредельных районов с различными типами земной коры.— В кн.: «Земная кора островных дуг и дальневосточных морей», № 9. М., «Наука», 1972, с. 171—191.
- Зоненшайн Л. П. Геосинклиальный процесс и «новая глобальная тектоника», 1971, № 6, с. 3—26.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому поясу. М., «Недра», 1972а, 240 с.
- Зоненшайн Л. П. Эвгеосинклиальные зоны на начальной стадии как аналоги океанических хребтов.— Тезисы докладов IX сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1972б, с. 22—23.
- Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана.— В кн.: «Условия седиментации в Атлантическом океане». М., «Наука», 1971, с. 107—246.
- Исикава М. Механизм землетрясений в Японии и близрасположенных районах и связанные с этим вопросы.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 137—142.
- Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана М., «Наука», 1972, т. 1, 230 с., т. 2, 231 с.
- Казиков А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис.— Тр. Научн. исслед. ин-та удобр. и инсектофунгисидов, вып. 139, 1937.
- Казиков А. В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования фосфоритовых месторождений.— Тр. Научн. исслед. ин-та удобр. и инсектофунгисидов, вып. 145, 1939, 106 с.
- Калинко М. К. Нефтегазоносные акватории мира. М., ЦНИИТЭнефтегаз, 1964, 86 с.
- Канаев В. Ф. Индийский океан. Новая географическая карта.— «Океанология», 1965, № 5, вып. 4, с. 760—762.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана.— В кн.: «Рельеф Земли». М., «Наука», 1967, с. 263—275.
- Канаев В. Ф. Рельеф рифтовой зоны и ее место в общей системе морфологии дна океана.— В кн.: «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана», т. I. М., «Наука», 1972, с. 36—61.
- Каплин П. А. Фьордовые побережья Советского Союза. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 1—188.
- Карасик А. М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббазейна Северного Ледовитого океана.— В кн.: «Геофизические методы разведки в Арктике», вып. 5. Л., 1968, с. 8—19.
- Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна.— «Геотектоника», 1971, № 2, с. 3—18.
- Карта тектоники докембрия континентов, масштаб 1:15 000 000. Объяснительная записка.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 152. М., «Наука», 1974, 92 с.
- Кимура Т. Офиолиты и тектонические зоны в Японии.— Тезисы докладов международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, с. 37—38.
- Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., «Мир», 1972, 268 с.
- Киселев Ю. Г. Некоторые черты современного морфотектонического строения хребта Ломоносова по данным сейсмических исследований.— В кн.: «Морская геология и геофизика», вып. I. Рига, «Зинатне», 1970, с. 123—128.
- Кленова М. В. Геология моря. М., 1948, 495 с.
- Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М., 1960, 367 с.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М., «Наука», 1975, 208 с.
- Ковылин В. М. Результаты сейсмоакустических исследований в районе Яванского

- глубоководного желоба.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 11, с. 16—25.
- Ковылин В. М., Мирлин Е. Г.* Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной части Японского моря.— «Геотектоника», 1971, № 3, с. 95—103.
- Коржинский Д. С.* Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 9, с. 12—17.
- Корякин Е. Д.* Гравитационное поле Атлантического океана и его связь с глубинным строением земной коры.— В кн.: «Морские гравиметрические исследования». Изд-во МГУ, 1963, с. 51—65.
- Косминская И. П.* Классификация структур земной коры по сейсмическим данным.— В кн.: «Изучение внутреннего строения земной коры по сейсмическим данным», № 15. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 95—100.
- Косминская И. П., Зверев С. М.* и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1963, № 1, с. 20—41.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969, 616 с.
- Красильников Б. Н.* Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., «Наука», 1966, 248 с.
- Красный Л. И.* Проблемы тектонической систематики. М., «Недра», 1972, 152 с.
- Крашенинников В. А.* 20-й рейс «Гломара Челленджера».— «Природа», 1972, № 5, с. 60—66.
- Кропоткин П. Н.* Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.— «Сов. геол.», 1961, № 5, с. 16—39.
- Кропоткин П. Н.* Критика некоторых тектонических теорий фиксизма.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 6, с. 10—40.
- Кропоткин П. Н.* О возрасте и происхождении океанов.— В кн.: «История Мирового океана». М., «Наука», 1971, с. 46—51.
- Кропоткин П. Н.* Динамика земной коры.— В кн.: «Проблемы глобальной тектоники». М., «Наука», 1973, с. 27—59.
- Кропоткин П. Н., Валеев Б. Н.* Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1970, т. XIV, № 5, с. 27—42.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965, 365 с.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.
- Кузнецов Ю. А.* Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.
- Куно Х.* Основные и ультраосновные включения в базальтах и природе верхней мантии.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 448—454.
- Куроода И., Иси С.* Офиолиты Японских островов.— Тезисы докладов международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, с. 39—40.
- Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. литер., 1955, 192 с.
- Лангсет М. Г.* Измерение теплового потока вдоль системы срединно-океанических хребтов.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 220—229.
- Лапина Н. Н., Семенов Ю. И., Белов Н. Х.* Глубоководные осадки Северного Ледовитого океана.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971, с. 195—206.
- Левин Л. Э.* Некоторые теоретические вопросы обоснования вероятной нефтегазоносности современных впадин Мирового океана.— В кн.: «Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР». М., «Недра», 1970, с. 11—38.
- Левин Л. Э., Хаин В. Е.* Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в системе Мирового океана.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 3, с. 34—39.
- Леонтьев О. К.* Краткий курс морской геологии. Изд-во МГУ, 1963, 464 с.
- Леонтьев О. К.* Дно океана. М., Изд-во «Мысль», 1968, 319 с.
- Леонтьев О. К.* Главные черты рельефа дна Мирового океана.— В кн.: «Проблемы планетарной географии». Изд-во МГУ, 1969, с. 120—137.
- Леонтьев О. К.* Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозой.— «Геоморфология», 1971, № 3, с. 3—14.
- Леонтьев О. К., Удинцова О. Г.* Площади основных морфоструктурных элементов дна океана.— «Вестник МГУ», сер. V, геогр., 1971, № 2, с. 47—51.
- Липкин Ю. С., Липкина М. И.* Сочетание вулканизма и осадконакопления при формировании островов Фиджи.— Тезисы докладов IX сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1972, с. 13—14.
- Лисицын А. П.* Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах.— В кн.: «Современное осадкообразование в морях и океанах». М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 175—231.
- Лисицын А. П.* Процессы современного осадконакопления в океанах.— Автореф. докт. дисс. М., 1966а, 57 с.
- Лисицын А. П.* Процессы современного осадконакопления в Беринговом море. М., «Наука», 1966б, 574 с.
- Лисицын А. П.* Скорость современного осадконакопления в океанах.— «Океанология», 1971, т. II, вып. 6, с. 957—968.
- Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах (количественное распределение осадочного материала).— М., «Наука», 1974, 438 с.
- Лисицын А. П., Петелин В. П.* Распределение CaCO_3 в осадках Тихого океана.— В кн.: «Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука», 1970, с. 26—68.

- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38. М., ОНТИ, 1936, 818 с.
- Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов.— «Природа», 1950, № 7, с. 19—28.
- Луцицкий И. В. О кислых магматических породах в океанах.— «Геотектоника», 1973, № 5, с. 22—34.
- Лютих Е. Н. О гипотезах теласогенеза и глыбах земной коры.— «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1959, № 11, с. 1542—1549.
- Магницкий В. А. Зонная плавка как механизм образования земной коры.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 11, с. 3—8.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965, 379 с.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков, ч. II. Изд-во МГУ, 1952, 136 с.
- Малахов А. Исследования магнитного поля над вулканами.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 366—378.
- Марков М. С. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— Автореф. докт. дисс. М., 1973, 56 с.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев Л. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967, 222 с.
- Марков М. С., Соловьева И. А. Глубинное строение земной коры островных дуг и альпийской складчатой области.— «Геотектоника», 1972, № 1, с. 64—78.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной гряды. М., «Наука», 1967, 255 с.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 275 с.
- Меро Д. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969, 440 с.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.— «Вестник МГУ», 1970, № 2, с. 13—35.
- Милашин А. П. О различиях в структуре земной коры морей и океанов.— В кн.: «Морская геология и геофизика», вып. 2. М., «Недра», 1971, с. 13—16.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1940, т. XVIII (3—4), с. 53—67.
- Мишина А. В. О структурной связи Западной Бирмы и Северо-Западной Индонезии.— В кн.: «Материалы по региональной геологии Африки и Зарубежной Азии». М., 1972, с. 56—66.
- Миямура С. Сейсмичность земли.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 93—103.
- Молчанова Т. В. Магматические породы в связи с тектонической историей архипелага Кергелен (Индийский океан).— «Геотектоника», 1972, № 2, с. 37—45.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры.— Автореф. докт. дисс. М., 1973, 74 с.
- Мурдмаа И. О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов.— «Литол. и полезные ископ.», 1968, № 5, с. 5—13.
- Мурдмаа И. О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса.— В кн.: «История Мирового океана». М., «Наука», 1971, с. 128—147.
- Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования строения земной коры океанов и морей.— «Океанология», 1971, т. XI, вып. 5, с. 857—863.
- Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов Б. В. Геофизические данные о строении земной коры рифтовой зоны и окружающих ее областей дна.— В кн.: «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана». М., «Наука», 1972, с. 62—82.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967, 302 с.
- Объяснительная записка к тектонической карте Арктики и Субарктики, масштаб 1 : 5 000 000. Ред. И. П. Атласова. Л., «Недра», 1970.
- Ог Э. Геология. М.—Л., ГОНТИ НКТП, 1938, 556 с.
- Оленин В. Б., Соколов Б. А. Новые перспективы нефтегазоносности акваторий земного шара.— «Докл. АН СССР», сер. геол., 1970, т. 193, № 6, с. 1364—1367.
- Орленок В. В. Строение и мощность осадков Атлантического океана по сейсмическим данным.— В кн.: «Условия седиментации в Атлантическом океане». М., «Наука», 1971, с. 271—293.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол., вып. 5, 1962, с. 77—108.
- Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. М.—Л., Изд-во АН СССР (Зап. Географ. об-ва СССР, т. 23, нов. сер.), 1963, с. 1—27.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 3, с. 36—54.
- Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.— «Геотектоника», 1965, № 1, с. 30—37.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В. Офиолиты в структуре земной коры.— Тезисы докладов международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, с. 60—63.
- Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А. «Базальтовый» слой земной коры в западной части Тихого океана.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 6, с. 1433—1436.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфилов В. Б., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—660.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаков-

- ский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Кшиппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— «Сов. геол.», 1972, № 12, с. 7—25.
- Петелин В. Д. Формирование минерального состава глубоководных осадков.— В кн.: «История Мирового океана». М., 1971, с. 207—219.
- Петелин В. Д., Алексина И. А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.— В кн.: «Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане», кн. I. М., «Наука», 1970, с. 324—372.
- Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, 335 с.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964, 300 с.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966, 211 с.
- Плошко В. В., Богданов Ю. А. Князев Д. Н. Габбро-амфиболиты глубоководной впадины Романш (Атлантика).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 3, с. 615—618.
- Попова А. К., Смирнов Я. Б., Удинцев Г. Б. Глубинный тепловой поток и его связь с тектоническим дном Тихого океана.— «Океанология», 1969, т. 9, вып. 3, с. 452—461.
- Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. М., «Наука», 1964, с. 1—96.
- Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971, 136 с.
- Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, 100 с.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука» (Тр. ГИН АН СССР, вып. 234), 1972а, 222 с.
- Пуцаровский Ю. М. Принципы тектонического районирования океанов.— «Геотектоника», 1972б, № 6, с. 18—28.
- Пуцаровский Ю. М., Афремова Р. А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: «Мезозойские и кайнозойские структурные зоны Тихоокеанского тектонического пояса». М., «Наука», 1965, с. 85—127.
- Пуцаровский Ю. М., Афремова Р. А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском поясе.— «Геотектоника», 1967, № 1, с. 15—39.
- Пуцаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана.— «Геотектоника», 1973, № 6, с. 3—19.
- Ранкорн С. К. Палеомагнитный вектор.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 378—389.
- Резанов И. А. О вещественном составе глубоких слоев Земли.— МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Недра», 1964, с. 45—55.
- Резанов И. А. О геологической природе сейсмических границ раздела в земной коре.— В кн.: «Природа сейсмических границ в земной коре». М., «Наука», 1971, с. 124—132.
- Рейт Р. У., Фишер Р. И., Мейсон Р. Г. Желоб Тонга.— В кн.: «Земная кора», М., Изд-во иностр. литер., 1957, с. 251—270.
- Рельеф Земли. М., «Наука», 1967, 330 с.
- Ресурсы нефти и газа морских экваторий.— В кн.: «Нефтегазовая геология и геофизика» (Экспресс-информация), 1975, № 1, с. 13—17.
- Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 7—26.
- Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968, с. 78—117.
- Рингвуд А. Э., Грин Э. Х. Изучение фазовых переходов.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 574—588.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964, 437 с.
- Ритсема А. Р. Сейсмология и исследования верхней мантии.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 87—93.
- Родников А. Г. Фундамент островных дуг Дальнего Востока.— В кн.: «Проблемы Мирового океана». Изд-во МГУ, 1970, с. 182—187.
- Розанова Т. В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.— В кн.: «История Мирового океана». М., «Наука», 1971, с. 174—194.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры океана и атмосферы.— «Геохимия», 1964, № 8, с. 715—743.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1310.
- Сайкс Л. Р. Сейсмичность и глубинное строение островных дуг.— В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970, с. 303—332.
- Сайкс Л. Р. Сейсмичность системы срединно-океанических хребтов.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 122—128.
- Сергеев К. Ф. Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., «Наука», 1966, 148 с.
- Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. Тектоника Курильской островной системы.— Тезисы докладов IX сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, № 9. Южно-Сахалинск, 1972, с. 34—36.
- Синицын В. М. Спаль. Историко-генетические аспекты. Л., «Недра», 1972, 108 с.
- Скорнякова Н. С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— В кн.: «Тихий океан. Т. VI. Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука», 1970, с. 159—201.

- Скорнякова Н. С., Андриющенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане.— В кн.: «Тихий океан. Т. VI. Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. 1970, с. 288—300.
- Смирнов Я. Б. Исследование генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 1, с. 182—184.
- Смирнов Я. Б. Исследование связей теплового поля с геологотектоническим строением земной коры.— Автореф. канд. дисс., 1968, 26 с.
- Смирнов Я. Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклиналей.— В кн.: «Энергетика геологических и геофизических процессов». М., «Наука», 1972, с. 52—74.
- Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 1, с. 7—22.
- Соболев В. С., Кебезинская В. В. Типы дифференциации серий вулканических пород.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 12, с. 9—18.
- Соболев Н. В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии.— МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 1. Кора и верхняя мантия. М., «Наука», 1969, с. 119—126.
- Соколов Б. А., Гайнанов А. Г., Несмеянов Д. В., Серегин А. М. Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973, 232 с.
- Соколов Б. С. Палеонтологические данные о древнейших представителях органического мира океана (хронология важнейших таксонов).— «Океанология», 1969, т. IX, вып. 5, с. 906—907.
- Соловьев О. Н. О геологической природе магнитных аномалий в океанах. Обзор. Серия региональная, разведочная и промысловая геофизика, № 33, ВНЭМС, 1970, 55 с.
- Спрингис К. Я. Морская геология и проблема минерального сырья.— «Изв. АН ЛатвССР», 1970, № 1 (270), с. 33—45.
- Старик И. Е. Ядерная геология. М., Изд-во АН СССР, 1961, 630 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960, 912 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960, 574 с.
- Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., «Наука», 1971, 622 с.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцево-рудного процесса.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 185. М., «Наука», 1968, 495 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Ред. Гальперин Е. И., Косминская И. П. М., «Наука», 1964, 308 с.
- Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 80—92.
- Тальвани М., Ле Пишон К. Гравитационное поле над Атлантическим океаном.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 290—300.
- Тараканов Р. З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: «Земная кора островных дуг и дальневосточных морей». М., «Наука», 1972, с. 215—234.
- Тезисы докладов Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, 124 с.
- Тектоника Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1966, 486 с.
- Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970, 302 с.
- Тектоническая карта Арктики и Субарктики, масштаб 1 : 5 000 000. Ред. И. П. Атласова. М., ГУГК, 1964.
- Тектоническая карта Арктики и Субарктики. Ред. И. П. Атласова. М., 1969.
- Тектоническая карта Евразии, масштаб 1 : 5 000 000. Под ред. А. Л. Яншина. М., ГУГК, 1966.
- Тектоническая карта полярных областей Земли, масштаб 1 : 10 000 000. Ред. Б. Х. Егизаров. М., Изд-во ВАГТ МГиОН, 1971.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, масштаб 1 : 10 000 000. Ред. Ю. М. Пушаровский, Г. Б. Удинцев. М., ГУГК СМ СССР, 1970.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. литер., 1961, 592 с.
- Тихий океан. Т. VI. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 1. М., «Наука», 1970, с. 7—428.
- Тихий океан. Т. VI. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2. М., «Наука», 1970, с. 1—420.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 8, с. 3—15.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и значении в этом процессе явлений метаморфизма.— МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 1. Гранито-гнейсы. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, с. 107—126.
- Тихомиров В. В. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально-направленными тектоническими движениями.— «Докл. АН СССР», сер. геол., 1963, т. 151, № 5, с. 1174—1177.
- Тихонов В. И. Некоторые особенности тектонического строения Японии.— В кн.: «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». М., «Наука», 1964, с. 24—46.
- Ткаченко Б. В., Егизаров Б. Х., Атласов И. П., Лазуркин В. М., Марков Ф. Г., Полькин Я. И., Равич М. Г. Основные геологические структуры Арктики.— В кн.: «Геология и перспективы нефтегазоносности Советской Арктики». Л., НИИГА, 1972.
- Тораринссон С. Срединная зона Исландии.— В кн.: «Система рифтов Земли». М., «Мир», 1970, с. 110—127.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна Тихого океана

- на.— В кн.: «Рельеф Земли». М., «Наука», 1967, с. 251—262.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна океана.— В кн.: «Основные проблемы океанологии». 2-й Междунар. океаногр. конгресс. М., «Наука», 1968, с. 218—231.
- Удинцев Г. Б. Георифтогенали и глобальная тектоника Земли.— «Вестник АН СССР», 1970, № 12, с. 41—49.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, 394 с.
- Удинцев Г. Б., Агапова Г. В., Берсенева А. Ф. Северная группа меланезийских желобов и их место в структуре переходной зоны западной части Тихого океана.— Тезисы докладов IX сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, № 3. Южно-Сахалинск, 1972, с. 26—27.
- Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. Ультрасовновые породы дна океанов и место среди них гипербазитов рифтовых зон.— В кн.: «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана». М., «Наука», 1972, с. 176—197.
- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана.— «Докл. АН СССР», сер. геол., 1965, т. 165, № 5, с. 1147—1150.
- Успенский Д. Г. Изучение земной коры океанов гравиметрическим методом.— «Изв. АН СССР», сер. Физика Земли, 1970, № 7, с. 48—62.
- Уэлман Г. В. Сдвиговые (транскуррентные) системы разломов.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 468—473.
- Уэрзел Дж. Строение окраин континентов и развитие океанических желобов.— В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970, с. 289—302.
- Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн.: «Вулканизм». М., «Наука», 1966, с. 43—48.
- Физико-географический атлас Мира.— Изд-во АН СССР и ГУГК ГГК СССР, 1964.
- Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами.— В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 481—550.
- Фотиади Э. Э., Тузов И. К. Глубинное строение северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического кольца.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 6—22.
- Фролов В. Г. Генетический анализ архейских отложений района Каргули (Западная Австралия).— В кн.: «Литоология и осадочная геология докембрия». М., 1973, с. 115—117.
- Хаин В. Е. Место процессов океанообразования в тектонической эволюции Земли.— В кн.: «История Мирового океана». М., «Наука», 1971а, с. 31—45.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника, т. 1. М., «Недра», 1971б, 548 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., «Недра», 1973, 512 с.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана, ч. 1. М., Изд-во иностр. литер., 1962, 147 с.
- Хейс Д. Перуанско-Чилийский желоб.— В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970, с. 202—205.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967, с. 12—402.
- Херси Дж. Седиментационные бассейны Средиземного моря. Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969, с. 88—108.
- Херси Дж. Морские геофизические исследования в Вест-Индии.— В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970, с. 168—177.
- Хесс Х. Срединноокеанические хребты и тектоника дна океана.— В кн.: «Геология и геофизика морского дна». М., «Мир», 1969, с. 246—261.
- Храмов А. Н., Шолло Л. Е. Палеомагнетизм. Л., «Недра», 1967, 251 с.
- Чернышева В. И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского подводных хребтов.— «Океанология», 1969, т. IX, вып. 4, с. 637—648.
- Чернышева В. И. Зеленокаменно-измененные породы рифтовой зоны срединных хребтов Индийского океана.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1970, № 9, с. 17—32.
- Чернышева В. И., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Геолого-петрографическое описание коренных пород.— В кн.: «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана». М., «Наука», 1972, с. 83—114.
- Чиков Б. М., Юнов А. Ю., Беллев И. В. Строение акваторий Охотского моря и его соотношение со складчатыми комплексами побережий.— Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 57—68.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, № 4, с. 7—21.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
- Шатский Н. С. Методы составления мелкомасштабных тектонических карт.— Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963а, с. 447—462.
- Шатский Н. С., Боданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963б, с. 464—518.
- Шатский Н. С. О геологических формациях.— Избр. труды, т. III. М., «Наука», 1965, с. 7—12.
- Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии.— «Сов. геол.», 1965, № 8, с. 3—25.
- Шейнманн Ю. М. Еще раз о мобилизме.— «Геотектоника», 1966, № 2, с. 110—121.
- Шепард Ф. Геология моря. М., Изд-во иностр. литер., 1951, 359 с.
- Шепард Ф. Геология моря. 2-е изд. Л., «Недра», 1969, 462 с.

- Шор Дж. мл., Райт Р. У.* Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования.—В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 180—185.
- Шрейдер А. А., Исаев Е. Н.* Некоторые особенности структуры литосферы Индийского океана.—«Геофиз. бюлл.», 1971, № 22. М., «Наука», с. 52—58.
- Штилле Г.* «Атлантическая» и «тихоокеанская» тектоника. Избр. труды. М., «Мир», 1964, с. 856—863.
- Щербакова М. Н.* Типы осадков Мирового океана по данным глубоководного бурения.—«Бюлл. МОИП», отд. геол., 1972, т. XIVII, вып. 5, с. 163.
- Эмери К.* Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки.—В кн.: «Геология и геофизика морского дна». М., «Мир», 1969, с. 9—31.
- Энгель А. Е., Энгель Ц. Г.* Горные породы ложа океанов.—В кн.: «Основные проблемы океанологии». II Междунар. океанограф. конг. М., «Наука», 1968, с. 183—217.
- Юнг Дж.* Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана.—В кн.: «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 174—180.
- Allen C. K.* Transcurrent faults in continental areas.—In: A symposium on continental drift.—Philos. Trans. Roy. Soc. London», 1965, A 1058, p. 82—89.
- Ancient oceanic crust within continents.—«Nature, Phys. Sci.», 1972, v. 239, N 88.
- Andel T. H. van, Bowin G. O.* Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° north latitude and the tectonics of mid-ocean rises.—«J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 4, p. 1279—1298.
- Andel T. H. van, Komar P. D.* Ponded sediments of the mid-atlantic ridge between 22° and 23° north latitude.—«Bull. Geol. Soc. America», 1969, v. 80, N 7, p. 1163—1190.
- Andel T. H. van, Moore T. C.* Magnetic anomalies and sea-floor spreading rates in the Northern South Atlantic.—«Nature», 1970, v. 226, N 5243, p. 328—330.
- Aric K.* Über die Struktur der Großen Meteor Bank nach seismischen Ergebnissen.—«Meteor» Forschungsergebnisse», C, 1970, N 3, S. 48—64.
- Avery O. E., Vogt P. R., Higgs R. H.* Morphology, magnetic anomalies and evolution of the Northeast Atlantic and Labrador Sea, 2. Magnetic anomalies.—«Trans. Amer. Geophys. Union», 1969, v. 50, p. 184.
- Baker B. H.* The Precambrian of the Seychelles archipelago.—In: The Precambrian, v. 3. L. Rankama (Ed.). Inc. New York—London—Sydney, 1967, p. 122—139.
- Ballard I. A.* Structure of the lower continental rise hills of the Western North Atlantic.—«Geophysics», 1966, v. 31, N 3, p. 506—523.
- Barazangi M., Dorman J.* World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961—1967.—«Bull. Seismol. Soc. America», 1969, v. 59, N 1, p. 369—380.
- Barret D. L., Aumento F.* The Mid Atlantic ridge near 45° N; XI, Seismic velocity, density, and layering of the crust.—Can. J. Earth Sci., v. 7, N 4, 1970, p. 1117—1123.
- Banfield A. F., Behre C. H., Clair D. S.* Geology of Isabella (Albemarle) Island, Archipelago de Colon (Galapagos).—«Bull. Geol. Soc. America», 1956, v. 67, N 2, p. 215—234.
- Baumgartner T. R., Andel T. H. van.* Diapirs of the continental margin of Angola, Africa.—«Bull. Geol. Soc. America», 1971, v. 82, N 3, p. 793—802.
- Benmelen R. W. van.* Stromingsstelsels in de Silicatmantel.—«Geol. en mijnbouw», 1958, N 1, p. 1—17.
- Benioff H.* Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps.—«Bull. Geol. Soc. America», 1949, v. 60, N 12, p. 1837—1856.
- Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure.—Additional evidence from seismology.—«Bull. Geol. Soc. America», 1954, v. 65, N 5, p. 385—400.
- Besairie H.* The Precambrian of Madagascar.—In: The Precambrian, v. 3. K. Rankama (Ed.). Inc. New York—London—Sydney, 1967, p. 133—142.
- Beydoun Z. R., Bichan H. R.* The geology of Socotra Island, Gulf of Aden.—«Quart. J. Geol. Soc. London», 1970, v. 125, N 3, p. 413—446.
- Bonatti E., Arrhenius G.* Acidic rocks on the Pacific ocean floor.—In: The Sea, 1970, v. 4, pt I. Wiley—Interscience, p. 445—464.
- Bosshard E., Macfarlane D.* Crustal structure of the Western Canary Islands from seismic refraction and gravity data.—«J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, N 26, p. 4901—4928.
- Boström K., Peterson M. N. A.* The origin of aluminium-poor ferro manganous sediments in areas of high heat flow of the East Pacific rise.—«Marine Geol.», 1969, v. 7, N 5, p. 427—448.
- Bött M. H., Browitt C. W. A., Stacey A. P.* The deep structure of the Iceland-Faroe Ridge.—«Mar. Geophys. Res.», 1971, v. 1, N 3, p. 328—351.
- Brown G. A.* Offshore mineral exploration in Australia.—«Underwater J.», 1971, v. 3, N 4, p. 166—176.
- Bullard E. C., Mason R. G.* The magnetic field over the Oceans.—«The Sea», 1963, v. 3, p. 175—217.
- Butler L. W.* Shallow structure of the continental margin, South Brasil and Uruguay.—«Bull. Geol. Soc. America», 1970, v. 81, p. 1079—1096.
- Calvert S. E.* Origin of diatom-rich varved sediments from the gulf of California.—«J. Geol.», 1966, v. 74, N 5, p. 546—565.
- Cann J. R., Funnell B. M.* Palmer Ridge, a section through the upper part of the ocean crust.—«Nature», 1967, v. 213, N 5077, p. 661—664.

- Coleman P. J.* The Solomon Islands as an island arc.—«Nature», 1966, v. 211, N 5055, p. 1249—1251.
- Collete B. I., Ewing J. J., Lagaay R. A., Truchan M.* Sediment distribution in the oceans: the Atlantic between 10° N and 19° N.—«Marine Geol.», 1969, v. 7, N 4, p. 279—346.
- Cook K. L.* The problem of the mantle crust mix: Lateral inhomogeneity in the uppermost part of the earth's mantle.—«Advances in Geophysics», 1962, v. 9, New York—London, p. 295—360.
- Cox A.* Geomagnetic reversals.—«Science», 1969, v. 163, N 3864, p. 237—245.
- Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B.* Radiometric time-scale for geomagnetic reversals.—«Quart. J. Geol. Soc. London», 1968, v. 124, p. 53—66.
- Cullen D. J.* Tectonic map of the South-West Pacific, 1:10 000 000. N. Z. Oceanogr. Inst., Chart. Miscellaneous Series 20. Wellington, 1970.
- Dacque E.* Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena, 1915, 499 S.
- Dana J. K.* On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the Earth's Interior.—«Paleontology», 1873, v. 5, p. 323—443; 1873, v. 6, p. 6—14, 161—172.
- Davies H.* Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust.—«Buls. Bur. Mineral. Resources, Geol. and Geophys. Austral.», 1971, N 128.
- Decker R. W., Einarsson P., Mohr P. A.* Rifting in Iceland; new geodetic data.—«Science», 1971, v. 173, N 3996, p. 530—532.
- Deep-sea drilling summary is reported.—«Oil and Gas J.», 1970, v. 68, N 39, 143 p.
- Dengo G.* Estructura geologica, historia tectonica y morfologia de America Central.—«Regional de Ayuda Technica», Mexico, 1968.
- Dewey J. F., Bird J. M.* Plate tectonics and geosynclines.—«Tectonophysics», 1970a, v. 10, N 5—6, p. 625—638.
- Dewey J. F., Bird J. M.* Mountain belts and the new global tectonics.—«J. Geophys. Res.», 1970b, v. 75, p. 2625—2647.
- Dewey J. F., Horsfield B.* Plate tectonics, orogeny and continental growth.—«Nature», 1970, v. 225, p. 521—525.
- Dickinson W. R.* Tectonic development of Fiji.—«Tectonophysics», 1967, N 4—6, p. 543—554.
- Dickinson W. R.* Plate tectonic models of geosynclines.—«Earth and Planet. Sci. Letters», 1971, v. 10, N 2, p. 165—174.
- Dickson G. O., Foster I. H.* The magnetic stratigraphy of a deep-sea core from the North Pacific Ocean.—«Earth and Planet. Sci. Letters», 1966, v. 1, p. 458—462.
- Dietz R. S.* Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.—«Nature», 1961, v. 190, N 4779, p. 854—857.
- Dietz R. S.* Geosynclines mountains and continental building.—«Scient. Amer.», 1972, v. 226, N 3, p. 30—38.
- Dietz R. S., Holden J. C.* Miogeosynclines in space and time.—«J. Geol.», 1967, v. 65, N 5, p. 566—583.
- Dietz R. S., Holden J. C.* Pre-Mesozoic oceanic crust in the Eastern Indian Ocean (Wharton Basin)?—«Nature», 1971, v. 229, N 5283, p. 309—312.
- Drake R. S., Ewing M., Sutton G. M.* Continental margins and geosynclines. The east of North America north of Cape Hatteras.—«Phys. Chem. Earth», 1959, v. III, N 3, p. 110—198.
- Duda S. J.* Secular seismic energy release in the Circum-Pacific belt.—«Tectonophysics», 1965, N 2, p. 409—452.
- Eardley A. J.* Structural geology of North America. 2nd ed. Harper and Row, 1962, 743 p.
- Eaton J., Murata K.* How volcanoes grow.—«Science», 1960, v. 132, N 3432, p. 925—938.
- Eaton J. P., Murata K. J.* How volcanoes grow?—Study of the Earth. J. F. White (Ed.). London—Tokyo—Sydney—Paris, 1962, 408 p.
- Emery K. O.* The sea off Southern California.—A modern habitat of petroleum, N. Y.—London, 1960.
- Emery K. O.* The Woods Hole Oceanographic Institution.—U. S. Geol. Surv. Program from the Atlantic Continental Margin: status at end of 1965. Maritime sediments, 1966, v. 2, N 2.
- Emery K. O.* Continental rises and oil potential.—«Oil and Gas J.», 1969, N 12 p.
- Emery K. O., Ben-Avraham.* Structure and stratigraphy of China Basin.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol.», 1972, v. 56, N 5, p. 839—859.
- Emery K. O., Bray E. E.* Radiocarbon dating of California Basin sediments.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1962, v. 46, N 10, p. 1839—1856.
- Emery K. O., Hayashi Y., Hilde T., Kobayashi, Ja Hak Koo, Meng C. Y.* Geology structure and some water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea.—«Techn. Bull. ECATE», v. 2, 1969.
- Emery K. O., Shepard F. R.* Lithology of the sea floor off Southern California.—«Bull. Geol. Soc. America», 1945, v. 54, N 4, p. 431—478.
- Engel A. E. J., Engel C. G.* Composition of basalts from the Mid-Atlantic ridge.—«Science», 1964a, v. 144, N 3624, p. 1330—1333.
- Engel A. E. J., Engel C. G.* Igneous rocks of the East-Pacific rise.—«Science», 1964b, v. 146, N 3643, p. 9—17.
- Engel C. G., Engel A. E. J.* Basalts dredged from the Northeast Pacific ocean.—«Science», 1963, v. 140, N 3573, p. 1321—1324.
- Erickson B. H., Nauglier F. P., Lucas W. H.* Emperor fracture zone: a newly discovered feature in the Central North Pacific.—«Nature», v. 225, N 5227, 1970, p. 53.
- Ewing J., Ewing M.* Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic ridge and in the Norwegian Sea.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1959, v. 70, p. 291—318.

- Ewing J., Ewing M.* Sediment distribution of the Mid-Ocean ridges with respect to spreading of the sea floor.—«Science», 1967, v. 156, N 3782, p. 1590—1592.
- Ewing J., Ewing M.* Seismic reflection.—In: *The Sea*, v. 4. N.-Y., Interscience Publ., 1970.
- Ewing J., Ewing M.* et al. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling.—In: *The crust and upper mantle of the Pacific area*. Washington, D. C., Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 1968, N 12, p. 147—173.
- Ewing J. I., Ludwig W. J., Ewing M., Eitrem S. L.* Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau.—«J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 29, p. 7118—7137.
- Ewing M.* The sediments of the Argentine Basin.—«Quart. J. Roy. Astron. Soc.», 1965, v. 6, N 10, p. 10—27.
- Ewing M., Ericson D. B., Heezen B. C.* Sediments and topography of the Gulf of Mexico Habitat of oil.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1958.
- Ewing M., Heezen B. C., Hirshmann J.* Mid-Atlantic ridge seismic belts magnetic anomalies (abstract), Comm. 10 bis Assoc. Seismol. 1957. Gen. Assembly IUGG, Toronto.
- Ewing M., Le Pichon X., Ewing J.* Sediment distribution in the South Atlantic Ocean and the Cenozoic History of the Mid-Atlantic ridge.—«J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, N 6, p. 1611—1636.
- Fairbridge R.* Warm marine carbonate environments and dolomitization.—«Tulsee Geol. Soc. Digest», 1955, v. 28.
- Fisher R.* Preliminary report on expedition «Downwind».—Univ. Calif. Scripps Inst. Oceanogr. IGY General Report Series, 1958, N 2, p. 20—23.
- Forbes R. B., Kuno H.* The regional petrology of peridotite inclusions and basaltic host rocks.—Upper Mantle Sympos., New Delhi, 1964. Copenhagen. Berlinnske Bogtrykkeri, 1965, p. 161—179.
- Foster J. H., Opdyke N. D.* Upper Miocene to recent magnetic stratigraphy in deep-sea sediments.—«J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, N 23, p. 4465—4474.
- Francis T. J., Shor G. G.* Seismic refraction measurements in the N. W. Indian Ocean.—«J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, N 2, p. 427—450.
- Furumoto A., Woolard G., Campbell J., Hussong D.* Variation in the thickness of the crust in the Hawaiian Archipelago.—In: *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area*. Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., N 12, 1968.
- Gardner D. E.* Beach-sand heavy-mineral deposits of Eastern Australia.—Commonwealth of Australia. Dept Nat. Developm. Bureau Mineral Resources, Geol. and Geophys., Bull. N 28, 1955, p. 103.
- Gardner J. V.* Submarine geology of the Western Coral Sea.—«Bull. Geol. Soc. America», 1970, v. 81, N 9, p. 2599—2614.
- Gaskell T. F., Hill M. N., Swallow J. C.* Seismic measurements made by A. M. S. Challenger in the Atlantic, Pacific and Indian oceans and in the Mediterranean sea, 1950—1953.—«Philos. Trans. Roy. Soc. London», ser. A, 1958, v. 151, p. 23—85.
- Godwin A. M.* Archaean protocontinental growth and early history of the Canadian Shield.—Report XXIII Sess. IGC, 1968.
- Gorshkov G. S.* Intraoceanic islands, East Pacific ridge, island arcs: volcanism and upper mantle.—«Tectonophysics», 1969, v. 8, N 3, p. 213—222.
- Grim P. J.* Seemap deep sea channel. Washington, Govt. Print. Off., 1969.
- Gutenberg B., Richter C. F.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. 2-nd ed., Princeton, Princeton Univ. Press, 1954, 273 p.
- Hamilton E. L.* Sunken islands of the Mid-Pacific mountains.—«Mem. Geol. Soc. America», 1956, v. 64, 96 p.
- Hayes D. E.* A geophysical investigation of the Peru-Chile Trench.—«Marine Geol.», 1966, N 4, p. 309—352.
- Hayes D. E., Pimm C., Benson W. E., Berger W. H.* Deep-sea drilling project. Leg 14.—«Geotimes», v. 16, N 2, 1971.
- Heezen B. C.* The rift in the ocean floor.—«Scient. Amer.», 1960, v. 203, N 4, p. 98—110.
- Heezen B. C.* Turbidity currents.—In: *The Sea*, v. 3. M. N. Hill (Ed.). N. Y., 1963.
- Heezen B. C., Hollister C.* Deep-sea current evidence from abyssal sediments.—«Marine Geol.», 1964, v. 1, N 4, p. 141—174.
- Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F.* Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents.—«Science», 1966, v. 152, N 3721, p. 502—508.
- Heezen B., Johnson G.* The South Sandwich Trench.—«Deep-Sea Res.», 1965, v. 12, N 2, p. 185—198.
- Heezen B. C., McGregor I. D.* et al. The post Jurassic sedimentary sequence on the Pacific plate, a kinematic interpretation of diachronous deposits. In: Initial Rep. of the DSDP, v. XX, 1973, p. 725—738.
- Heirtzler J. R.* Magnetic anomalies measured at sea.—In: *The Sea*, v. 4, pt I. Wiley-Interscience, 1970, p. 85—128.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O.* et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of ocean floor and continents.—«J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 6, p. 2119—2136.
- Heirtzler J. R., Hayes D. E.* Magnetic boundaries in the North Atlantic Ocean.—«Science», 1967, v. 157, N 3785, p. 185—187.
- Heirtzler J. R., Vogt P. R.* Marine magnetic anomalies and their bearing on polar wandering and continental drift.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1971, v. 52, N 5, p. 220—224.
- Hermes J.* The Papuan geosyncline and the concept of geosynclines.—«Geol. en mijnbouw», v. 47 (2), 1968, p. 81—97.
- Hess H. H.* Major structural features of the western North Pacific.—«Bull. Geol. Soc. America», 1948, v. 59, p. 417—446.
- Hess H. H.* History of the ocean basins.—In: *Petrologic studies*. Buddington me-

- morial volume. Geol. Soc. America, New York, 1962, p. 599—620.
- Hess H. H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor.—In: Submarine geology and geophysics. London, Butterworth, 1965, p. 313—334.
- Hottin G. Les terrains cristallins du Centre-Nord et du Nord-Est de Madagascar.—Rapp. annual Serv. géol., Tananrive, 1969.
- Hugh W. B. Sea-floor spreading in the Southwest Indian Ocean.—«J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 26, p. 6276—6282.
- Isaacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.—«J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 18, p. 5855—5900.
- Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple C. B. Hawaiian-Emperor chain and its relation to Cenozoic Circumpacific tectonics.—«Bull. Geol. Soc. America», 1972, v. 83, N 3, p. 601—617.
- Jacques N. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des îles Kerguelen, t. I.—Commiss. nat. franç. rech. antarct. (Publs), 1970, N 27/1, 440 p.
- Johnson D. A. Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific.—«Bull. Geol. Soc. America», 1972, v. 83, N 10, p. 3121—3144.
- Johnson G. L. North Atlantic fracture zones near 53°.—«Earth and Planet. Sci. Letters», 1967, v. 2, p. 435—448.
- Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas.—«Amer. Sci. J.», 1933, v. 25, p. 239—256.
- Kennedy W. Q. Crustal layers and the origin of magmas.—«Bull. Volcanol.» 1938, Ser. 2, N 3, p. 24—41.
- Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin, Akad.-Verl., 1959.
- Khain V. E., Muratov M. V. Crustal movements and tectonic structure of continents.—In: «The earth's crust and upper mantle». Washington, Amer. Geophys. Union, 1969, p. 523—538.
- King L. C. Necessity for continental drift.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1953, v. 37, N 9, p. 2163—2177.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1921, 324 S.
- Kuenen Ph. H. Marine geology N. Y. J. Wiley, 1950, 568 p.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.—«J. Geophys. Res.» 1968, v. 73, N 12, p. 3661—3697.
- Le Pichon X., Langseth M. G. Jr. Heat flow from the mid-ocean ridges and sea-floor spreading.—«Tectonophysics» 1969, v. 8, N 4—6, p. 319—344.
- Le Pichon X., Franchetau J., Bonnin J. Plate tectonics. Developments in geotectonics, v. 6.—Amsterdam—London—New York, 1973, 300 p.
- Leyden R., Sheridan R., Ewing M. A seismic refraction section across the equatorial Atlantic.—Proc. Unesco IUGS Sympos. on Continental Drift Emphasizing the History of the South Atlantic Area, Montevideo, Uruguay, 1968.
- Ludwig W., Ewing J., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Hayakawa M., Asanuma T., Ichikawa K., Naguchi I. Sediments and structure of the Japan trench.—«J. Geophys. Res.», v. 71, N 8, 1966.
- Luyendyk B. P. Origin and history of Abyssal Hills in the Northeast Pacific Ocean.—«Bull. Geol. Soc. America», 1970, v. 81, N 8, p. 2237—2260.
- MacDonald G. A. Volcanoes. Englewood Cliffs.—N. Y., Prentice-Hall, 1972, 510 p.
- Malahoff A. Magnetic studies over volcanoes.—In: The Earth's crust and upper mantle. P. J. Hart (Ed.). Washington, D. C., Amer. Geophys. Union, 1969, 436 p.
- Malahoff A. Magnetic lineations over the Line Islands ridge.—«Bull. Geol. Soc. America», 1971, v. 82, N 7, p. 1977—1982.
- Marshall P. Ocean contours and earth movements in the South-west Pacific.—«Austral. Assoc. Advanc. Sci. Rept.», 1910, N 12.
- Marshall P. Oceania. Handbuch der regionalen Geologie.—Heidelberg, 1911, 750 S.
- Matthews D. H., Davies D. Geophysical studies of the Seychelles Bank.—«Philos. Trans. Roy. Soc.» London, 1966, A 259, N 1099, p. 227—239.
- Matthews D. H., Vine F. J., Cann J. R. Geology of an area of the Carlsberg ridge, Indian Ocean.—«Bull. Geol. Soc. America», 1965, v. 73, N 675, p. 675—682.
- McBirney A. R. Volcanic rocks of the Galapagos Archipelago.—Internat. Assoc. Volcanol. Internat. Sympos. Volcanol., Abstr., Weillington, 1965, 105.
- McKelvey V. E., Wang F. F. World Subsey mineral resource.—Washington, U. S. Geol. Surv., 1969, 632 p.
- McManus D. A. et al. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, V. Washington, 1971, p. 621—637.
- Medwenitsch N. Zur Geologie und regionalen Stellung der Canarischen Inseln.—«Mitt. Geol. Ges. Wien», 1970, 63, S. 160—184.
- Melson W. G., Andel H. T. van Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge 22° N latitude.—«Marine Geol.», 1966, v. 4, p. 165—186.
- Melson W. G., Thompson G. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segment.—«Philos. Trans. Roy. Soc. London», 1971, A 268, p. 423—441.
- Menard H. W. Geology of the Pacific sea floor.—«Experientia», 1959, v. 15, p. 205—213.
- Menard H. W. Growth of drifting volcanoes.—«J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, N 20, p. 4827—4837.
- Menard H. W., Dietz R. S. Mendocino submarine escarpment.—«J. Geol.», 1952, v. 60, p. 266—278.
- Mero J. L. Sea floor phosphorite.—«Mineral Inform. Serv.», 1961, v. 14, N 11.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. The new global tectonics, major inconsistencies.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», v. 56, N 2, 1972, p. 269—336.
- Miller A., Densmore C. D., Degens E. T. Hot brines and recent iron deposits in deep of the Red Sea.—«Geochim. et cosmochim. acta», 1966, v. 60, N 3, p. 341—359.

- Miller E., Eving M. Geomagnetic measurements in the Gulf of Mexico and in the vicinity of Caryn Peak.—«Geophysics», 1956, v. XXI, N 2, 432 p.
- Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading.—«J. Geol.», 1969, v. 77, N 6, p. 629—646.
- Mitchell A. H., Reading H. G. Evolution of island arcs.—«J. Geol.», 1971, v. 79, N 3, p. 253—284.
- Mitchell A. H., Warden A. J. Geological evolution of the New Hebrides island arc.—«J. Geol. Soc.», 1971, v. 127, pt 5, p. 501—528.
- Miyake J., Sugimura I. Ionium-thorium chronology of deep-sea sediments of the Western North Pacific ocean.—*Science*, 1961, v. 133, N 3467, p. 1823—1824.
- Moore D. L., Curray J. R. Structural framework of the continental terrace, Northwest Gulf of Mexico.—«J. Geophys. Res.», 1963, v. 68, N 6, p. 1725—1748.
- Moore G. W. Sea-floor spreading at the junction between Gorda Rise and Mendocino ridge.—«Bull. Geol. Soc. America», 1970, v. 81, N 9, p. 2817—2824.
- Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks.—«J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 6, p. 1959—1982.
- Mullen R. E., Daryl D. A., Clark D. L. Significance of atmospheric dust and ice rafting for Arctic Ocean sediment.—«Bull. Geol. Soc. America», 1972, v. 83, N 1, p. 205—211.
- Murauchi S., Den N. et al. Crustal structure of the Philippine sea.—«J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 10, p. 3143—3172.
- Nicolaysen L. O. Research work on mid-ocean ridges.—«S. Afric. Mining and Engng J.», 1972, v. 84, N 4067, p. 36—38.
- Niino H. Manganese nodules from shallow water off Japan.—Internat. Oceanogr. Congr., Publ. Amer. Assoc. Advanc. Sci., 1959, p. 646—647.
- Nougier J. Contributions à l'étude géologique et géomorphologique des îles Kerguelen.—«Commiss. nat. franç. rech. antarct.», 1970, N 2712.
- Ocean oil and Island oil.—«Mining and Minerals Engng», 1969, v. 5, N 1, 61 p.
- Palmason G. Crustal structure of Iceland from explosion seismology. *Science Inst. Univ. Iceland*, 1970, 239 p.
- Parke M. L., Emery K. O., Szymankiewicz R., Reynolds L. M. Structural framework of continental margin in South China Sea.—Bull. «Amer. Assoc. Petrol. Geologists», v. 55, N 5, 1971, p. 723—751.
- Pautot G., Auzende J., Le Pichon X. Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting.—«Nature», 1970, v. 227, N 5256, p. 351—354.
- Peter G. Magnetic anomalies and fracture pattern in the Northeast Pacific Ocean.—«J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, N 22, p. 5365—5374.
- Peterson M. H. A., Edgar N. T., Borch C. C. von. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, II. Washington, 1970, 491 p.
- Phillips J., Forsyth D. Plate tectonics, paleomagnetism, and the opening of Atlantic.—«Bull. Geol. Soc. America», 1972, v. 83, N 6, p. 1579—1600.
- Pimm A. C., Burroughs R. H., Bunce E. T. Oligocene sediments near Chain Ridge, northwest Indian Ocean: structural implications.—«Marine Geol.», 1972, v. 13, N 1, p. 14—18.
- Pitman W. C., Talwani M. Sea-floor spreading in the North Atlantic.—«Bull. Geol. Soc. America», 1972, v. 83, N 3, p. 619—646.
- Raff A. D. Further magnetic measurements along the Murray fault.—«J. Geophys. Res.», 1962, v. 67, p. 417—418.
- Raff A. D. Boundaries of an area of very long magnetic anomalies in the North-east Pacific.—«J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, N 10, p. 2631—2636.
- Raitt R. Seismic refraction studies of the Pacific Ocean basin. Pt I. Crustal thickness of the central equatorial Pacific.—«Bull. Geol. Soc. America», 1956, v. 67, p. 1623—1640.
- Raitt R. W. The crustal rocks.—In: *The Sea*, 1963, v. 3. M. N. Hill (Ed.). New York. Interscience Publishers, p. 85—102.
- Richards J. R., Cooper J. A., Webb A. W., Coleman P. J. Potassium-argon measurements of the age of basal shists in the British Solomon Islands.—«Nature», 1966, v. 211, N 5055, p. 1251—1259.
- Rona P. A. Possible salt domes in the deep Atlantic off North-West Africa.—«Nature», 1969, v. 224, N 5215, p. 141—143.
- Rona P. A. Comparison of continental margins of Eastern North America at Cape Hatteras and Northwestern Africa at Cape Blanc.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1970, v. 54, N 1, p. 129—157.
- Rothe P., Schmincke H.-U. Contrasting origins of the Eastern and Western Islands of the Canarian Archipelago.—«Nature», 1968, v. 218, N 5147, p. 1152—1154.
- Ryan W. B. F. et al. Deep-sea Drilling Project: Leg 13.—«Geotimes», 1970, v. 15, N 12.
- Sapper K. *Vulkankunde*. Stuttgart, 1927, 424 S.
- Schneider E. D., Johnson G. L. Deep ocean diapir occurrences.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1970, v. 54, N 11, p. 2151—2169.
- Scholl D., Buffington E., Hopkins D. Exposure of basement rock on the continental slope of the Bering Sea.—«Science», v. 153, N 3729, 1966, p. 992—994.
- Scholl D. W., Huene R. von, Redlon J. R. Spreading of the ocean floor: underformed sediments in Peru-Chile trench.—«Science», 1968, v. 159, N 3817, p. 869—871.
- Scholl D. W., Marlow M. S. Diapirlike structures in Southeastern Bering Sea.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1970, v. 54, N 9, p. 1644—1650.
- Schouten J. A. A fundamental analysis of magnetic anomalies over oceanic rid-

- ges.—«Mar. Geophys. Res.», 1971, v. 1, N 2, p. 111—144.
- Schuchert C. Sites and nature of the North-American geosynclines.—«Bull. Geol. Soc. America», 1923, v. 34, p. 151—230.
- Scrutton R. A., Roberts D. G. Structure of Rockall Plateau and Trough, North-West Atlantic.—Rep. Inst. geol. sci., 1970, N 70/14, p. 77—87.
- Sheridan R. E., Drake C. L., Nafe J. E., Hennion J. Seismic-refraction study of Continental Margin East of Florida.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1966, v. 50, N 9, p. 1972—1991.
- Sheridan R. E., Houtz R. E., Drake C. L., Ewing M. Structure of continental margin of Sierra Leone, West Africa.—«J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, N 10, p. 2512—2530.
- Spiess F. N., Luyendyk B. P., Larson R. L., Normark W. P., Mudie J. D. Detailed geophysical studies on the Northern Hawaiian Arch using a deeply towed instrument package.—«Marine Geol.», 1969, v. 7, N 6, p. 501—528.
- Stearns H. T. Geology of the Hawaiian islands.—Hawaii Div. Hydrogr. Bull., 1946, v. 8, N 106.
- Stearns G. Geologische Beobachtungen in den Alpen II: Die Scherdt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabstände und der ophiolitischen Massengesteine.—«Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg», 1905, Bd. I, H. 16, S. 44—65.
- Steinmann G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirge.—XIV Congr. geol., Madrid, 1926, p. 636—638.
- Stover C. W. Seismicity of the Indian Ocean.—«J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, N 10, p. 2575—2582.
- Summary of Deep Sea Drilling Project (Scripps institution of Oceanography). San Diego, Univ. California, 1970/1971, 31 p.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the mid-ocean ridges. Pt 2.—«J. Geophys. Res.», 1965, v. 70, p. 341—352.
- Thayer T. R. Peridotite-gabbro complex as keys to petrology of mid-oceanic ridges.—«Bull. Geol. Soc. America», 1969, v. 80, N 8, p. 1515—1522.
- The geology of continental margins. C. A. Burk and Ch. L. Drake (Eds). Berlin, Heidelberg — New York, Springer — Verl., 1974, 1009 p.
- The Sea, v. 3. M. N. Hill (Ed.). New York, 1963, 963 p.
- Thompson G. A., Burke D. B. Rate and direction of spreading in Dixie Valley, Basin and Range Province, Nevada.—«Bull. Geol. Soc. America», 1973, v. 84, N 2, p. 627—632.
- Uchupi E., Emery K. O. The continental slope between San Francisco, California and Cedros island, Mexico.—«Deep-Sea Res.», 1963, v. 10, N 4, p. 397—447.
- Uyeda S., Vacquier V. Geothermal and geomagnetic data in and around the Island Arc of Japan.—Proc. Pacific Sci. Congr., AGU Monogr. on UMP Sympos., 1967, p. 349—366.
- Uyeda S., Vacquier V. Geothermal and geomagnetic data in and around the Island Arc of Japan.—In: The crust and upper mantle of the Pacific Area. Geophys. Monogr., N 12. L. Knopoff et al. (Eds). Washington, D. C., Amer. Geophys. Union, 1968, p. 349—366.
- Vacquier V., Herzen R. P. von. Evidence for connection between heat flow and the Mid-Atlantic ridge magnetic anomaly.—«J. Geophys. Res.», 1964, v. 69, p. 1093—1101.
- Vacquier V., Raff A. D., Warren R. E. Horizontal displacements in the floor of the Northern Pacific ocean.—«Bull. Geol. Soc. America», 1961, v. 72, p. 1251—1258.
- Vening-Meinesz F. A. The Earth's crust and mantle. Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 1964, 124 p.
- Vine F. J. Spreading of the ocean floor: New evidence.—«Science», 1966, v. 154, N 3755, p. 1405—1415.
- Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges.—«Nature», 1963, v. 199, N 4897, p. 947—949.
- Vogt P. R., Ostenson N. A. Magnetic survey over the Mid-Atlantic ridge between 42° N and 46° N.—«J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, N 18, p. 4389—4411.
- Wakefield B. D. Mining hard minerals three miles water.—Iron Age, 1969, v. 204, N 17, p. 61—68.
- Ward P. L., Palmason G., Drake Ch. Microearthquakes survey and Mid-Atlantic ridge in Iceland.—«J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, N 2, p. 665—684.
- Wedepohl K. H. Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik.—Geochim. et cosmochim. acta, 1960, Bd 18, N 3—4, S. 200—231.
- Wesson P. S. Objections to continental drift and plate tectonics.—«J. Geol.», 1972, v. 80, N 2, p. 185—197.
- Williams H. Volcanic history of the Galapagos Archipelago.—Internat. Sympos. Volcanol., Abstr., Wellington, 1965, p. 188—189.
- Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift.—«Nature», 1965a, v. 207, p. 343—347.
- Wilson J. T. Submarine fracture zones aseismic ridges and the International Council of Scientific Union line: Proposed western margin of the East Pacific ridge.—«Nature», 1965b, v. 207, N 5000, p. 907—911.
- Wilson J. T. Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies south-west of Vancouver Island.—«Science», 1965c, v. 150, N 3695, p. 482—485.
- Windom H. L. Atmospheric dust records in permanent snowfields, implication to marine sedimentation.—«Bull. Geol. Soc. America», 1969, v. 80, N 5, p. 761—782.
- Worzel J. L. Continuous gravity measurements on a surface ship with the Graf sea gravimeter.—«J. Geophys. Res.», 1959, v. 64, p. 1299—1316.

УКАЗАТЕЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ¹

- Абукума пояс — 121
- Австрало-Антарктический пояс рифтовых структур — 149, 150, 151
- Австрало-Антарктическое поднятие — 28, 149
- Агульяс поднятие — 170
- Азорский пояс вулканических структур — 167, 209
- Алеутская гряда (дуга) — 20, 178, 181, 192
- Алеутская котловина — 179, 192
- Алеутский желоб — 20, 21, 59, 94, 135, 171, 186, 192
- Алеутско-Аляскинская дуга — 135
- Альбатрос поднятие (плато) — 28, 29, 80, 134, 149
- Альпийский разлом — 202
- Альфа поднятие (плато) — 47, 172
- Амирантский желоб — 24
- Амундсена котловина (впадина) — 47, 132
- Андаманское поднятие (дуга) — 181, 217
- Андийский геосинклинальный пояс — 21, 193, 194, 195
- Ансон массив — 189
- Антильская островная дуга — 50, 69, 173
- Аравийско-Индийский хребет — 26, 27, 30, 49, 53, 67, 84, 97
- Аравийско-Индоокеанский пояс рифтовых структур — 149, 153, 155, 167, 209
- Арктический пояс рифтовых структур — 149, 155
- Арктический сегмент — 159, 172
- Ару желоб — 186
- Атакамский разлом — 202
- Атлантис впадина — 40
- Атлантис разлом — 29
- Атлантический сегмент — 35, 149, 159
- Африканско-Антарктическое поднятие (хребет) — 28, 91, 149
- Банда желоб — 21, 94
- Банда котловина — 68, 188
- Баренцевоморская платформа — 135
- Бартлет разлом — 202
- Бауэрса поднятие — 16
- Берингоморская котловина — 16, 20
- Бермудский микроконтинент (поднятие) — 24, 126, 169, 173
- Бисмарка архипелаг (дуга) — 18, 180, 181
- Блейк плато — 8, 15, 16, 169
- Бородино массив (поднятие) — 133, 137, 189, 190, 192
- Бофорта впадина — 135
- Бугенвильский желоб — 21, 70, 94, 186
- Ванкуверский пояс рифтовых структур — 149, 155
- Венесуэльская котловина — 192
- Вима разлом — 30, 206
- Витязя желоб — 134
- Волкано дуга (гряда) — 18, 20, 118, 135, 185,
- Восточно-Азорский разлом — 206
- Восточно-Африканский рифт — 146
- Восточно-Индийский желоб — 24
- Восточно-Индийский хребет — 24, 58, 71, 167
- Восточно-Индоокеанский пояс вулканических структур — 163, 166, 167, 210
- Восточно-Индоокеанское поднятие — 136
- Восточно-Каролинский пояс вулканических структур — 161
- Восточно-Китайская котловина — 188
- Восточно-Марианская котловина — 56, 58, 80
- Восточно-Меланезийский массив — 189
- Восточно-Тихоокеанская плита — 159
- Восточно-Тихоокеанский пояс рифтовых структур — 149, 150, 151, 155, 159, 194, 218
- Восточно-Тихоокеанский хребет (поднятие) — 26, 28, 29, 49, 54, 80, 84, 90, 91, 97, 134, 137, 151, 152
- Восточно-Филиппинская котловина — 188

¹ Названия наиболее крупных региональных геоморфологических и тектонических элементов приведены соответственно на рис. 1 и в Приложении.

- Гавайский пояс вулканических структур — 158, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 167, 196, 203, 209
- Гавайское поднятие (хребет) — 24, 25, 66, 111, 134, 136, 146, 165
- Гаккеля хребет — 47, 88, 91, 132, 149
- Галапагосский разлом — 29, 159, 202
- Галапагосский хребет — 195
- Гватемальская плита — 196
- Гватемальский желоб — 193, 194
- Гвианская котловина — 73
- Гиперборейская платформа — 135
- Горда пояс рифтовых структур — 210
- Горда хребет — 26, 149, 194, 204
- Гренландско-Исландский желоб — 132
- Денамийский разлом — 202
- Диамантина желоб — 24
- Дискавери впадина — 40
- Западно-Австралийский блок (поднятия) — 171, 173
- Западно-Австралийский хребет — 24
- Западно-Азорский разлом — 206
- Западно-Индийский хребет — 26, 42, 49, 91, 149
- Западно-Индоокеанский пояс рифтовых структур — 149, 151
- Западно-Марианская котловина — 17
- Западно-Марианская дуга — 188
- Западно-Меланезийский желоб — 70, 134
- Западно-Чилийский (Чилийский) пояс рифтовых структур — 149, 194
- Зеленого Мыса островов поднятия — 24, 55, 161
- Зондская дуга — 135, 178
- Иберийская плита — 136
- Идзу-Бонинская дуга — 17, 18, 20, 21, 101, 133, 135
- Идзу-Бонинский желоб — 44, 57, 94
- Императорских гор пояс вулканических структур — 159, 160, 161, 163, 167
- Императорские горы (Эмпейрор) — 24, 83, 160
- Индонезийская геосинклинальная область — 173, 178, 180, 217
- Индоокеанский пояс рифтовых структур — 151
- Индоокеанский сегмент — 149, 159, 163, 167
- Ирландский желоб — 132
- Исландия микроконтинент — 155, 168, 169, 173
- Исландии срединная зона — 153, 154
- Исландская впадина — 137
- Кайман желоб — 186, 192
- Калифорнийский рифт — 155
- Канадская котловина (впадина) — 47, 91, 132
- Канарский блок — 173
- Капингамаранги вал — 134
- Карибская геосинклинальная область — 174, 177, 201
- Каролинская котловина — 44
- Каролинский вал — 136
- Кергеленский микроконтинент (блок) — 171, 173
- Кермадек желоб — 21, 94
- Кермадек островная дуга — 181, 192
- Кинг желоб — 49
- Китовый пояс вулканических структур — 161, 165, 166, 167, 210
- Китовый хребет — 24, 25, 161
- Кларион разлом — 29, 92, 201, 202, 204, 205, 210
- Клиппертон разлом — 29, 159, 201, 202, 204
- Кокос вулканическое поднятия — 194
- Кокосовый хребет — 201
- Кокосовых островов пояс — 161
- Колвилл-Лау поднятия (гряда, хребет) — 18, 181, 189, 192
- Кораллового моря котловина — 16, 192
- Красного моря рифтовая зона (желоб) — 40, 155, 223
- Крозе котловина — 80
- Курило-Камчатская дуга — 21, 135
- Курило-Камчатский желоб — 44, 112, 134, 135, 171, 187, 192
- Курильская котловина — 179, 192
- Курильская дуга (гряда, поднятия) — 18, 69, 101, 117, 118, 133, 135, 175, 178, 180, 181, 183, 184, 185, 186, 192
- Курильский желоб — 186
- Кэмпбелл блок (плато) — 171, 172, 173, 193
- Кюсю желоб — 193
- Кюсю-Палау поднятия (гряда, зона) — 18, 178, 181, 185, 192
- Лайн пояс вулканических структур — 153, 159, 161, 164, 167, 203
- Лайн хребет — 24, 56
- Лайн островов поднятия — 159, 160
- Ланка желоб — 24
- Ланка хребет — 24
- Лау островов поднятия — 189
- Лены рифт — 132
- Ломоносова поднятия (хребет) — 47, 131, 132, 133, 136, 172
- Лорд Хау хребет — 134
- Мадагаскарский блок — 170, 173, 217
- Мало-Антильская дуга (гряда) — 192
- Мальдивский пояс — 161
- Мальдивский хребет — 24
- Макарова котловина — 47
- Маккензи впадина — 132
- Маккуори хребет — 155, 178, 192
- Манихики поднятия (плато) — 24, 26, 49, 83, 161, 165
- Марвина желоб — 132
- Марианская дуга (поднятия) — 17, 18, 20, 21, 101, 133, 135, 178, 181, 183, 185, 186

- Марианский желоб — 70, 94, 134, 186, 187
 Маркус-Неккер поднятие — 83
Маршалловых островов поднятие — 161, 163
 Меланезийская плита — 186
 Менделеева хребет (вал, поднятие) — 47, 135, 136, 172
 Мендосино разлом — 92, 199, 202, 203, 204, 205
 Меррей разлом — 92, 159, 165, 202, 204, 205
 Миддасифик пояс вулканических структур — 161, 163, 165
 Мозамбикская котловина — 65
 Мозамбикский блок — 170
 Молокаи разлом — 159, 165, 202
 Молуккская дуга — 135
 Нампо котловина — 17, 188
 Нампо дуга (поднятие) — 179, 180, 181
 Нансей гряда (дуга) — 180, 181
 Нансей желоб — 190, 193
 Нансена впадина (котловина) — 47, 132
 Наска пояс — 165, 166
 Ново-Гвинейский желоб — 70
 Ново-Гебридская дуга (гряда) — 21, 182, 189, 191, 222
 Ново-Гебридский желоб — 21, 186
 Новозеландский желоб — 188
 Новозеландский микроконтинент — 126, 193
 Новозеландское плато — 137
 Новой Каледонии зона — 180, 193
 Норвежско-Лафотенская впадина — 137
 Норфолк поднятие (хребет) — 181, 193
 Оби желоб — 24
 Обручева возвышенность (поднятие) — 171, 172
 Пайонир разлом — 204
 Пайонир разлом — 203
 Палау гряда (дуга) — 17, 20, 135, 180, 190
 Палау желоб — 187
 Пальмер хребет — 49, 53
 Панамская котловина — 195, 196
 Папуа геосинклиналь — 183
 Пасхи разлом — 29, 202
 Патагонский желоб — 193, 194, 196
 Перуанская котловина (плита) — 44, 49, 80, 159
 Перуанский (Перуанско-Чилийский) желоб — 21, 22, 61, 70, 193, 194, 195
 Пуэрто-Рико желоб — 16, 50, 94, 192
 Рейкьянес хребет — 90, 149
 Рио-Гранде возвышенность (поднятие) — 24, 170, 173
 Роколл возвышенность (плато) — 55, 58, 168, 169
 Романш впадина — 84
 Романш разлом (сдвиг) — 29, 206
 Рюкю желоб — 192
 Рюкю дуга (гряда) — 17, 18, 133, 135, 180, 187
 Сан-Андреас разлом — 202
 Сан-Паулу разлом (сдвиг) — 29, 206
Св. Анны желоб — 132
 Северного Сулавеси дуга — 135
 Северо-Восточная котловина — 44, 49, 56, 58, 80, 91, 94, 165
 Северо-Восточная плита — 159
 Северо-Западная котловина (впадина) — 26, 44, 56, 57, 58, 80, 94, 158, 165
 Северо-Фиджийская дуга — 179
 Сейшельско-Маскаренский блок (микроконтинент) — 170, 173
 Соломоновых островов поднятие (дуга) — 21, 178, 181, 183, 191
 Сомалийская котловина (плита) — 65, 157
 Срединно-Атлантический пояс рифтовых структур — 149, 151, 153, 155, 159, 167, 168, 209
 Срединно-Атлантический хребет — 9, 26, 27, 28, 29, 38, 49, 53, 54, 67, 84, 88, 91, 97, 103, 105, 125, 149, 151, 152, 153, 168, 206, 221
 Срединно-Индокоеанский хребет — 52, 120, 127
 Срединно-Исландская зона — 153
 Срединно-Курильский прогиб — 69
 Сулавеси котловина — 68, 188
 Сулу котловина — 188
 Сьера-Леоне поднятие — 24, 169, 173
 Тайваньский желоб — 188
 Тасманова плита — 193
 Тиморский желоб — 186
 Тихоокеанский пояс — 101, 133, 134, 135, 138, 176, 189, 193, 195, 198, 214
 Тихоокеанский сегмент — 138, 139, 158, 159, 161, 163, 165, 167, 171, 193, 196, 201, 214, 218
 Толля впадина — 132
 Тонга островная дуга (зона) — 79, 100, 181, 182, 185, 192
 Тонга желоб — 21, 70, 94, 187
 Тонга-Кермадек желоб — 191
 Тонга-Кермадек дуга (поднятие) — 18, 133, 222
 Туамоту поднятие вулканических структур — 159, 161, 165
 Фареро-Шетландский желоб — 132
 Фарерская гряда — 169
 Фиджи глыбовая зона — 189
 Фиджийская геосинклинальная система — 186
 Фиджийское поднятие — 189
 Филиппинская котловина — 16, 17, 20, 43, 44, 69, 185, 186, 189, 190, 191, 192
 Филиппинская дуга (гряда) — 17, 69, 179, 180, 188, 222
 Филиппинский желоб — 70, 94, 193
 Филиппинский разлом — 202

- Филиппинско-Марианский сектор (зона) — 21, 117, 118, 193
 Флемиш-Кап плато — 169
 Флорес желоб — 21
 Фолклендское плато — 170
 Фосса-Магна разлом — 180
 Хантера поднятие — 189
 Хонсю впадина — 190
 Хоккайдо-Сахалинская дуга — 181
 Хуан-де-Фука пояс рифтовых структур — 210
 Хуан-де-Фука хребет — 26, 90, 149
 Хутанопанский разлом (зона) — 202
 Центральная котловина — 23, 44, 56, 94, 165
 Центральнo-Американский желоб — 21, 193, 195, 201
 Центральнo-Индooкеанский пояс рифтовых структур — 149, 150
 Чагос желоб — 24
 Чагос-Лаккадивский пояс вулканических структур — 161, 163, 166, 167, 203, 209
 Чагос-Лаккадивское поднятие — 136
 Чатамская возвышенность (гряда) — 171, 172
 Чейн разлом (сдвиг) — 29, 206
 Чейн хребет — 57, 58
 Чилийская котловина, (впадина, плита) — 44, 80, 137
 Чилийский желоб — 94, 165, 193, 194, 195
 Чилийское поднятие — 91
 Чилийский пояс рифтовых структур — 149
 Шатского возвышенность (подняtie) — 24, 25, 26, 136, 158, 163, 172
 Ширшова поднятие — 16
 Эриа платформа — 135
 Южная котловина (плита) — 44, 49, 80, 159
 Южно-Австралийская котловина — 24
 Южно-Китайская котловина — 16, 68, 179, 188
 Южно-Охотская впадина (котловина) — 16, 117
 Южно-Сандвичева дуга — 178
 Южно-Сандвичевый желоб — 188
 Южно-Тихоокеанский хребет (подняtie) — 49, 149, 151
 Южно-Фиджийская котловина — 16, 69, 192
 Южно-Фиджийская дуга — 188
 Яванский желоб — 22, 61, 94, 188
 Ямато возвышенность (подняtie, массив) — 16, 126, 189, 190, 191, 192
 Яп желоб — 187
 Яп дуга — 20, 135, 181
 Японская островная дуга (гряда) — 17, 21, 69, 77, 179, 180, 181, 185, 192, 222
 Японский желоб — 21, 22, 44, 70, 105, 179, 192
 Японского моря впадина (котловина) — 17, 117, 126, 179, 188, 189, 190, 192, 225

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть I ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА	
Введение	7
Глава I. Основные черты рельефа дна океанов	8
Атлантический тип окраин океанов	10
Материковая отмель	10
Материковый склон	12
Материковое подножие	14
Тихоокеанский тип окраин океанов	15
Глубоководные котловины окраинных морей	16
Островные дуги	18
Глубоководные желоба	21
Океаническое ложе	23
Глубоководные равнины	23
Океанические поднятия	24
Срединно-океанические хребты	26
Глава II. Осадконакопление и магматизм дна океанов	30
Типы осадков и основные закономерности их распространения	32
Вулканизм и пирокластические осадки	37
Скорость осадконакопления	42
Магматические и доантропогенные осадочные породы ложа океанов	48
Геологические формации океанов	59
Глава III. Полезные ископаемые	71
Глава IV. Общие представления о строении ложа океанов по геофизическим данным	85
Магнитное поле	86
Поле силы тяжести	92
Тепловой поток	95
Сейсмичность	97
Сейсмические модели: сравнительная характеристика океанического и континентального типов земной коры	103
Формы сочленения океанического и континентального типов земной коры	111
Вещественный состав геофизических слоев (опыт определения)	120

Часть II
СТРУКТУРНЫЕ ПРОВИНЦИИ
ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА

Глава V. Тектонические карты дна океанов и принципы их составления	131
Обзор тектонических карт	131
Методические основы составления сводных тектонических карт	141
Номенклатура тектонических подразделений	143
Глава VI. Структурные провинции	147
Определение понятий	147
Пояса внутриокеанических рифтовых структур	149
Океанические плиты	155
Пояса и области вулканических структур	161
Погруженные блоки континентальных структур (микроконтиненты)	167
Пояса и области геосинклинальных структур	173
Проблемы выделения современных геосинклиналей	173
Геосинклинали австрало-азиатского типа	178
Геосинклинали андийского типа	193
Геосинклинали атлантического типа	197
Основные зоны разломов	199
Общая модель структуры океанических сегментов	207
Глава VII. Эволюционные ряды структурных провинций океанического ложа	210
Проблема возраста океанических сегментов	210
Историко-геологическая интерпретация латерального ряда структурных провинций	218
Литература	227
Указатель региональных геоморфологических и тектонических названий	242

Константин Владимирович Боголепов,
Борис Маркович Чиков

ГЕОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
СО АН СССР

Редактор **И. О. Мурдмаа**
Редактор издательства **Р. Л. Мишина**
Художник **А. Е. Смирнов**
Художественный редактор **А. Н. Жданов**
Технический редактор **В. Д. Прилепская**
Корректор **Л. И. Кириллова**

Сдано в набор 27/V 1976 г.
Подписано к печати 30/VIII 1976 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2
Усл. печ. л. 22,8. Уч.-изд. л. 23,5
Тираж 2400. Т-16613. Тип. зак. 4167
Цена 1 р. 71 к.

Издательство «Наука»,
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»,
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1р.71к.

1997