Л.Э.Левин

ГЕОЛОГИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА дна морей и океанов

Л.Э.Левин

ГЕОЛОГИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

дна морей и океанов

4443

МОСКВА «НЕДРА» 1984

УДК 551.35

Левин Л. Э. Геология осадочного чехла дна морей и океанов.— М.: Недра, 1984.— 251 с.

Излагаются закономерности строения и эволюции осадочного чехла в Мировом океане. Общий анализ основывается на обобщении фактического материала глубоководного бурения, морского нефтяного бурения на шельфах зарубежных стран и морских геофизических работ. Описываются четыре комплекса чехла: палеозойско-раннеюрский, среднеюрско-раннемеловой, позднемеловой—эоценовый и олигоцен-плейстоценовый. Рассматриваются физические свойства чехла глубоководных котловин, прогнозируется распространение формационных комплексов на больших глубинах, не доступных пока бурению.

Для геологов, геофизиков и океанологов.

Табл. 10, ил. 32, список лит.— 52 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *Р. М. Деменицкая* (Л. О. Ин-та океанологии АН СССР)

Л $\frac{1904040000—471}{043(01)—84}$ Сводн. пл. подписных изд. 1984 г.

© Издательство «Недра», 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Решениями XXVI съезда КПСС предусмотрено, в частности, всемерное развитие исследований по изучению геологии Мирового океана и закономерностей размещения в его пределах месторождений полезных ископаемых — нефти, газа, железо-марганцевых конкреций, полиметаллов.

Многие виды этих полезных ископаемых связаны с чехлом дна морей и океанов, который, как это было показано еще в работах Г. С. Дзоценидзе и А. П. Лисицына, представляет собой не осадочное, а вулканогенно-осадочное образование. Именно это отличает его от чехла большинства платформенных областей континентов и, напротив, особенно применительно к ряду краевых морей (шельф совместно с котловиной) показывает сходство с чехлом срединных массивов складчатых областей.

В Мировом океане выявлены новые типы месторождений вулканогенно-осадочного генезиса — зоны повышенной концентрации металлоносных илов, связанные с активно развивающимися рифтами, а также обширные поля железо-марганцевых конкреций с промышленным содержанием основных компонентов — железа, марганца, кобальта, никеля и меди. Одновременно в области современных и древних активных океанических окраин располагаются крупные седиментационные бассейны, выполненные вулканогенно-осадочными толщами. В этих бассейнах промышленно нефтегазоносными являются не только терригенные и карбонатные, но и вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования. Системы аналогичных бассейнов пассивных океанических окраин содержат в разрезе на многих участках покровы платобазальтов, которые, как это установлено разведочным бурением на шельфах, представляют собой покрышки для промышленных залежей углеводородов.

На современном этапе развития геологической науки обобщение, предпринятое в книге, имеет достаточно длительную предысторию. Прежде всего это определяется важнейшими достижениями научно-технической революции второй половины XX столетия в области геологии Мирового океана, которые привели к возрождению идей мобилизма. Эти идеи в 20-х годах нашего столетия (тогда еще вопреки мнению подавляющего большинства зарубежных специалистов) наряду с А. Вегенером развивал и крупнейший отечественный ученый — акад. А. А. Борисяк.

Данные, предопределившие коренные изменения прежних научных представлений, были получены за период 1950—1980 гг. в результате осуществления комплексных морских геолого-геофизических исследований по ряду международных и национальных программ, таких, как Международный геофизический год, Международная индоокеанская экспедиция, Международный проект «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры», Международ-

ный геодинамический проект, Проект глубоководного бурения и Международная программа океанского бурения. Советские геологи и геофизики активно участвовали в осуществлении указанных программ, а основной объем отечественных наблюдений в морях и океанах был выполнен институтами АН СССР и Мингео СССР на судах «Витязь», «Академик Курчатов», «Дмитрий Менделеев», «Заря», «Михаил Ломоносов», «Академик Обручев» и др.

По различным аспектам геологии и эволюции Мирового океана — тектонике, геодинамике литосферы, строению коры и верхней мантии, закономерностями седиментации и размещения полезных ископаемых — в процессе выполнения указанных программ неоднократно проводился анализ накопленных материалов, итогам которого только в отечественной литературе было посвящено более 38 обобщающих работ. Отметим четыре первые из них: «Геология моря» М. В. Кленовой; «Тектоника Евразии» под редакцией А. Л. Яншина; «Краткий курс морской геологии» и «Дно океанов» О. К. Леонтьева; «Кора и мантия Земли» Р. М. Деменицкой [3].

Морскими геофизиками были выявлены физические параметры литосферы в целом и ее вулканогенно-осадочной оболочки в частности, а также особенности их изменения в различных районах морей и океанов (М. Е. Артемьев, А. Г. Гайнанов, А. М. Городницкий, Р. М. Деменицкая, С. М. Зверев, И. П. Косминская, Я. П. Маловицкий, Ю. П. Непрочнов, С. А. Ушаков, В. В. Федынский, В. Коллети, Дж. Юинг, М. Юинг, Д. Фальквист, В. Людвиг, Дж. Шор, С. Мураучи, К. Мончестер, К. Моррели, М. Тальвани, Х. Гриффитс, Р. Гирдлер); главнейшие черты структуры чехла и отдельных его слоев (А. А. Гагельганц, Г. С. Гнибиденко, О. В. Казаков, О. В. Левченко, В. Литинский, Л. Р. Мерклин, В. Е. Милановский, А. П. Милашин, И. А. Михайлов, В. Н. Москаленко, В. А. Панаев, М. Р. Пустильников, Ю. И. Свистунов, С. С. Снеговской, П. М. Сычев, А. Е. Сузюмов, И. К. Туезов, А. Ю. Юнов, Р. Баркер, Дж. Гарднер, Н. Ден, Ч. Кин, А. И. Купер, А. Леонарди, М. С. Марлоу, Н. А. Остензо, М. Л. Парке, И. Финнети, П. Р. Фогт, К. Хинц, Д. В. Шолл, Н. Т. Эдгар, Дж. Энтони); многие черты эволюции чехла и вулканизма в Мировом океане (И. И. Берсенев, Б. И. Васильев, Л. П. Зоненшайн, В. Г. Казьмин, К. А. Клитин, О. Д. Корсаков, Ю. Я. Кузнецов, П. Н. Куприн, М. А. Левитан, Е. П. Леликов, Е. И. Меланхолина, В. В. Седов, Э. С. Тримонис, А. А. Чистяков, И. С. Чумаков, К. М. Шимкус, А. Е. Шлезингер, Ф. А. Щербаков, Р. К. Банерджи, Б. Бижу-Дюваль, Дж. Дж. Шеридан, Ф. Шепард, Дж. Юинг, М. Юинг); закономерности седиментации, литологии и геохимии осадков (П. Л. Безруков, Ю. А. Богданов, А. А. Геодекян, А. И. Конюхов, А. Г. Коссовская, А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа, П. П. Тимофеев, В. Я. Троцюк, М. Артур, Т. Ван Андел, Г. Демайсон, Дж. Делтейл, Дж. Дероо, П. Мэссон, А. Сомваз, Дж. Тиде, Б. Тиссот, С. О. Шлангер); разработан ряд кардинальных проблем глобальной тектоники морей и океанов (В. В. Белоусов, Н. А. Богданов, Р. М. Деменицкая, Ю. А. Косыгин, Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин, В. А. Ма-

гницкий, А. С. Монин, М. В. Муратов, Е. Е. Милановский, А. В. Пейве, Ю. М. Пущаровский, С. А. Ушаков, В. В. Федынский, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин, Р. В. Ван-Бемелен, Г. Х. Хесс, Р. С. Дитц, Дж. Т. Вильсон, Г. Менард, Дж. Морган, К. Ле-Пишон, Л. Р. Сайкс, Ч. Б. Хейзен).

В подавляющем большинстве опубликованных работ признается ряд кардинальных положений, которые имеют непосредственное отношение к данной книге. Главным является тезис о том, что общая эволюция верхних оболочек Земли не только отражает асимметрию строения верхней мантии и ее неоднородность, но и характеризуется периодическим образованием — закрытием океанов.

В тектоническом отношении это определяет непрерывно-прерывистое проявление сложного сочетания деструктивно-конструктивных процессов в эволюции расслоенной литосферы совместно с ее вулканогенно-осадочным чехлом. Эти процессы вызывают разрушение, раздвиг континентальной коры при формировании краевых морей и океанов, а также, скучивание океанической коры и чехла при горообразовании и становлении платформ (А. В. Пейве, Дж. Дьюи, Дж. Берд и др.). Соответственно отдельные океанические впадины существуют ограниченное время, и все современные океаны, включая Тихий, молоды по сравнению с возрастом Земли. Однако воды Мирового океана являются древним образованием и по своему возрасту близки к возрасту самой Земли.

В этом плане получает подтверждение один из основных выводов А. П. Виноградова о природе морской воды: все ее анионы возникли из продуктов дегазации мантии, а катионы — из разрушенных горных пород. В неразрывной связи с этими положениями находится подтверждение глубоководным бурением представлений Г. С. Дзоценидзе о ведущей роли вулканогенно-осадочного литогенеза при формировании месторождений полиметаллических руд в Мировом океане, прогноза В. В. Белоусова о позднеюрском возрасте наиболее древних осадков в глубоководных океанических котловинах; равно как сейсмическими исследованиями — прогноза Р. М. Деменицкой о распределении мощности земной коры на континентах, в морях и океанах.

В дискуссии о направленности тектонических движений в окраинных и внутренних морях, прежде всего связанных со Средиземноморским поясом Евразии, все большее число сторонников, включая автора книги, находит высказанная впервые М. В. Муратовым более 25 лет назад идея сопряженности процессов «образование котловин черноморского типа — орогенез». Новейшие материалы обнаруживают, что и в более широком плане океанообразование и горообразование — две неразрывно связанные ветви общей направленности эволюции верхних слоев Земли.

Равным образом, очевидна правомерность взглядов М. В. Муратова о необходимости выделения чехла этих морей в особую категорию структурных элементов земной коры, поскольку он нигде не имеет полного аналога.

Для океанических пространств твердо установлено наличие единой позднемеловой — плейстоценовой системы линейных магнитных аномалий, которые протягиваются на многие тысячи километров вдоль простираний срединных хребтов и симметричны относительно их оси. Одновременно, только начинает проясняться позднеюрско-раннемеловая система аналогичных аномалий, ориентированная почти повсеместно, за исключением Атлантического океана, дискордантно к позднемеловым — плейстоценовым аномалиям. Подтверждение глубоководным бурением магнитостратиграфической шкалы Ф. Вайна — Д. Метьюза — Дж. Хейртцлера является, бесспорно, решающим доводом в пользу правомерности спрединга — разрастания океанической коры и крупных горизонтальных перемещений литосферных плит. Полосовые аномалии выявлены в большинстве котловин краевых морей, где они наряду с рассредоточенным магнитным полем в других котловинах свидетельствуют о раздвиговой природе их коры, т. е. «спрединге малых океанических бассейнов». Причиной раздвиговых деформаций здесь является внедрение в континентальную кору срединных массивов и окраин платформ мантийных диапиров или, другими словами, возникновение зон разуплотнения и частичного плавления в верхней мантии.

На основании сопоставления данных сейсмических исследований и глубоководного бурения разработаны основы сейсмостратиграфии чехла океанических котловин и выделены отдельные регионы, где слои со скоростями 4—5,5 км/с относятся не ко второму слою коры, а к чехлу. Аналогичным образом выяснено, что так называемый акустический фундамент далеко не всегда представляет собой поверхность океанических базальтов, так как порой соответствует литологическим переходам от терригенных осадков к карбонатно-кремнистым консолидированным породам (Ю. П. Непрочнов, Л. Р. Мерклин, В. Е. Милановский). Выявленное распределение суммарных мощностей чехла (Л. Э. Левин, В. Е. Хаин) подтвердило открытие (П. Л. Безруков, А. П. Лисицын) сочетания циркумконтинентальной, тектонической и климатической зональности в седиментогенезе океанов. В свою очередь, это открытие учитывается при фациальном районировании океанских осадков (П. Л. Безруков, И. О. Мурдмаа), где устанавливаются две главные мегафациальные области — приконтинентальная и пелагическая, затем окраинно-океанических и срединно-океанических хребтов, а также области вулкано-тектонической активности. В пределах последней эндогенные факторы оказывают доминирующее влияние на седиментацию.

Данная книга в отличие от других опубликованных работ направлена на выяснение глобальных и региональных, преимущественно тектонических неоднородностей в строении вулканогенно-осадочного чехла дна океанов и морей. Неоднородность высшего ранга вызвана наличием в его составе двух типов отложений — консолидированных и неконсолидированных. Она же определяет коренное различие в строении чехла континентов и океанов и морей.

Консолидированные отложения распространены на подводной окраине континентов и меньшей части площади глубоководных котловин. Эти отложения представлены образованиями не только континентального и мелководно-морского генезиса, но и уплотненными глубоководными. Неконсолидированные глубоководные осадки занимают подавляющую часть площади глубоководных котловин. Все это можно рассматривать как неоднородность следующего ранга. Низшая степень неоднородности чехла — преобладающий литологический состав: терригенный, карбонатный, вулканогенный.

В книге рассмотрены три главных вопроса, связанных непосредственно с упомянутыми основными неоднородностями в строении чехла Мирового океана: особенности распространения в его пределах осадочно-породных (в понимании Н. Б. Вассоевича) и седиментационных бассейнов; распределение в пространстве и значимость разновозрастных структурных этажей в различных генетических типах осадочных бассейнов; некоторые закономерности тектонических движений при формировании чехла дна морей и океанов.

При описании чехла каждый из океанов подразделяется на крупные тектонические области, а система краевых (окраинных и внутренних) морей — на регионы, которые отличаются по тектонической позиции, времени и направленности формирования. При этом индикаторами тектонических движений признаются: горизонтальных — простирание и возраст магнитных аномалий, вертикальных — амплитуда и природа, т. е. изостатическая или антиизостатическая, простирание структурных форм отдельных комплексов чехла, отвечающих структурным этажам; распределение мощности этих этажей, наличие в составе чехла глубоководных котловин так называемых «аномальных» формаций континентального, мелководно-морского, вулканогенного генезиса, а так же уплотненных глубоководных отложений, пространственное положение «аномальных» ареалов чехла, перерывы в седиментации и природа областей отсутствия отложений, возраст и тектоническая позиция вулканогенных хребтов, элементы скучивания в пределах ложа океанов и котловинных морей, а также их обрамления — утолщение коры и литосферы в целом, обдукция, количественные параметры чехла.

Методически анализ основывается на обобщении данных глубоководного бурения по состоянию на ноябрь 1982 г. включительно (564 скважины, пробуренные в рейсах 1—82)*, морского нефтяного бурения на шельфах зарубежных стран и морских геофизических работ раздельно для четырех крупных комплексов чехла: палеозойско-раннеюрского, среднеюрско-раннемелового, позднемелового — эоценового и олигоцен-плейстоценового. Отдельно выделяется геофизический комплекс со скоростями упругих волн от 3,5 до 5,5 км/с, имеющий различную природу и секущие стратиграфические границы. Применительно к трем верхним комплексам, а

* Вместе с дублерами на октябрь 1983 г. пробурено около 900 скважин в 600 точках.

также геофизическому комплексу фактический материал, который свидетельствует о распределении мощности и формационном составе, был систематизирован на картах м-ба 1 : 25 000 000, тесно увязанных с «Тектонической картой мира» того же масштаба (В. Е. Хаин, Л. Э. Левин, Ю. Я. Кузнецов, под редакцией В. Е. Хаина). Соответственно, описание их строения базируется на упомянутых картах, а в книге приведены только крайне обобщенные и сильно уменьшенные схемы. Существенное внимание уделяется принципам глобальной сейсмостратиграфии и петрофизическим свойствам чехла (плотность, пористость, упругая характеристика), что позволяет прогнозировать строение отдельных комплексов на больших глубинах, не доступных пока бурению.

Каждый из комплексов отражает важный этап в эволюции чехла океанов и морей. Самый нижний из них имеет минимальное значение, поскольку он тесно связан не с современными, а древними палеоокеанами. Соответственно, он пользуется распространением только на отдельных участках шельфа, не имея в виду таких морей, как Балтийское, Северное, Баренцево, Арафурское и некоторые другие. Вышележащий комплекс соответствует ранней стадии образования океанов и отдельных краевых морей; средний — зрелой океанической стадии и периоду возникновения многих краевых морей; верхний — поздней океанической стадии и времени образования подавляющего большинства краевых морей, особенно на обрамлении ложа Тихого океана.

В итоге общего анализа устанавливаются черты сходства и различия в строении чехла тектонических областей океанов, регионов краевых морей; намечаются генетические типы осадочно-породных бассейнов в Мировом океане и особенности их формирования, а также направленность тектонических движений на океанических плитах и краевых морях.

Автор от души признателен А. Н. Вирта, М. А. Святловской за помощь в подготовке фактического материала и составлении графики; Л. И. Зайцевой, Л. Г. Ионас и Т. П. Чулковой за большую работу по оформлению рисунков, чертежей и самой рукописи.

Особо благодарен он П. Н. Кропоткину и В. Е. Хаину за важные критические замечания и обсуждение многих теоретических вопросов тектоники океанов и глубоких краевых морей.

РАЗДЕЛ I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Система Мирового океана Земли в геологическом аспекте — весьма гетерогенное и разновозрастное образование. Она охватывает как собственно океанические пространства, так и многочисленные окраинные и внутренние моря.

Океанические пространства характеризуются чертами сходства и различия в геологическом строении. Сходство заключается в общей их связи с мировой системой внутриокеанических подвижных поясов, представляющих собой оси разрастания океанической коры в мезозое и кайнозое, наличии систем трансформных разломов, рассекающих эти пояса и обрамляющих плиты, мощности земной коры и ее составе, стратиграфическом диапазоне чехла. Различие определяется главным образом положением внутриокеанических подвижных поясов, взаимосвязями океанических плит с современными пассивными и активными окраинами, структурным планом подошвы вулканогенно-осадочного чехла, распределением его мощности и состава крупных комплексов.

Установлено, что черты различия окраинных и внутренних морей не менее существенны, чем сходство. Общее их сходство заключается по существу в четырех признаках — несомненной сопряженности с подвижными поясами Земли, приуроченности вне зависимости от тектонической позиции к областям повышенной мобильности и проницаемости литосферы, рифтовой природе подавляющего большинства глубоководных котловин и шельфовых зон, повышенных масштабах влияния вулканизма на седиментацию. Различие проявляется в рельефе морского дна, тепловом потоке, мощности литосферы и земной коры, мощности вулканогенно-осадочного чехла и наборе его структурных этажей, стратиграфическом диапазоне чехла [23].

ГЛАВА 1. ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПРОСТРАНСТВА

Тихий океан по совокупности признаков резко отличается от других океанов Земли. Различие определяется: весьма значительной, самой большой среди океанов площадью; сдвинутым к юго-востоку и востоку, но отнюдь не срединным положением внутриокеанического подвижного пояса — Восточно-Тихоокеанского хребта (поднятия); обрамлением на значительной части периметра активными океаническими окраинами, представленными системой глубоководных желобов с сопутствующими островными и горными дугами, а также сейсмофокальными зонами Вадати — Заварицкого — Беньофа; крайне высоким уровнем современной вулканиче-

ской активности — толеитовой во внутренней области Тихого океана, щелочно-толеитовой и известково-щелочной на активных окраинах; существенной гетерогенностью строения океанического ложа. Некоторое исключение представляют регионы Антарктического, Северо-Американского (без Аляски) и Новозеландского обрамления Тихого океана, являющиеся в современной структуре скорее пассивными окраинами, но все же почти повсеместно с проявлением современного известково-щелочного вулканизма и сейсмичности.

Гетерогенность собственно океанического ложа выражается прежде всего в наличии трех различных по тектоническому строению областей: западной, восточной и юго-восточной. В пределах каждой из них также имеются неоднородности, но низшего порядка. Тем не менее строение Тихого океана во многом контролируется основным тектоническим элементом восточной области — Восточно-Тихоокеанским подвижным поясом, в морфологическом отношении выраженным одноименным хребтом. Амплитуда воздымания хребта над окружающими котловинами весьма велика — от 2,0 до 4,0 км.

Простирание структур Восточно-Тихоокеанского хребта отчетливо отражено в линейных аномалиях магнитного поля. Осевая зона располагается между аномалиями 2 по шкале Вайна — Метьюза — Хейртцлера, что соответствует образованиям плейстоцена. На склонах хребта выявлены аномалии от 3 до 6, а в ряде блоков до 13—16, т. е. до эоценового возраста включительно, что подтверждено глубоководным бурением. Таким образом, начальная стадия образования Восточно-Тихоокеанского хребта была неодновременной на разных участках и приходилась на поздний эоцен, олигоцен и иногда ранний миоцен. Ответвления хребта также разновозрастны. В Тасмановом море оно возникло в позднем мелу, в море Скоша — в позднем эоцене — олигоцене; Галапагосский (Коста-Рика) хребет сформировался в миоцене; в Калифорнийском заливе ответвление хребта образовалось в плиоцене, одновременно с хребтами Горда и Хуан-де-Фука. Время возникновения Чилийского хребта поздний миоцен — плиоцен. На участке между Западно-Чилийским и Галапагосским ответвлениями осевая зона Восточно-Тихоокеанского хребта сформировалась за счет растяжения несколько более древней зоны разрастания океанической коры, которая существовала от раннего эоцена до позднего миоцена включительно. Древняя ось спрединга сдвинута ныне к востоку в центр Перуанской котловины, а ее северным продолжением в современном структурном плане является часть Восточно-Тихоокеанского хребта, находящаяся к западу от Кордильер Северной Америки.

Еще один район перестройки осей спрединга находится к северу от Галапагосского хребта. Здесь в среднем миоцене (12,5—11 млн. лет назад) эта ось располагалась в Кокосовой котловине, вдоль подводной возвышенности Математиши, а затем в позднем миоцене — раннем плиоцене (8,5—6,5 млн. лет назад) переместилась в осевую часть Восточно-Тихоокеанского хребта.

Эти примеры с очевидностью обнаруживают наличие процессов миграции осей спрединга, причем за весьма краткие отрезки времени (5—8 млн. лет) (рис. 1).

Субпараллельными трансформными разломами Восточно-Тихоокеанский хребет и его ответвления рассечены на отдельные блоки, сдвинутые по отношению друг к другу. Трансформные разломы контролируют не только главенствующие черты тектоники собственно хребта и его ответвлений, но и, по сути дела, ложа Тихого океана в целом. Будучи повсеместно поперечными к структурам хребта, они в большинстве случаев внедряются в пределы океанических плит, а порой находят непосредственное продолжение в тектонических элементах их обрамления.

Протяженность многих трансформных разломов в Тихом океане превышает 1500—2000 км. На юго-западе они входят в глобальную систему линеаментов, протягивающуюся от западного ограничения Тасмановой котловины к Антарктическому континенту. На продолжении трансформных разломов северо-западной ориентировки находятся нарушения, ограничивающие «микроконтиненты» — хребты Лорд-Хау и Норфолк, а также Новогебридскую островную дугу. Разлом Элтанин и тяготеющие к нему нарушения протягиваются до обрамления моря Скоша. Здесь они ограничивают раннекиммерийские комплексы Южных Шетландских островов, включая рифт Брансфилд, и позднекиммерийские комплексы южного продолжения Анд. Чилийский разлом, напротив, пересекает всю центральную часть Тихого океана вплоть до поднятия Бородино и как бы делит океаническое ложе на две неравные части — северо-восточную и юго-западную, несколько отличающиеся по глубинному строению. Это обстоятельство дало основание Л. И. Красному назвать систему Чилийского разлома и его продолжения Главным Тихоокеанским георазделом.

Значение северо-западной системы трансформных разломов в тектонике Тихого океана заключается и в том, что именно с этой системой, которая испытывает значительную виграцию к северо-западу, связано большинство вулканогенных хребтов (один из наиболее характерных элементов строения западной части Тихого океана).

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

Юго-восточная область в структурном отношении представляет собой серию из четырех-пяти относительно пологих впадин, приуроченных к океаническим котловинам — Гватемальской, Перуанской и Беллинсгаузена, а также к морю Скоша. Впадины

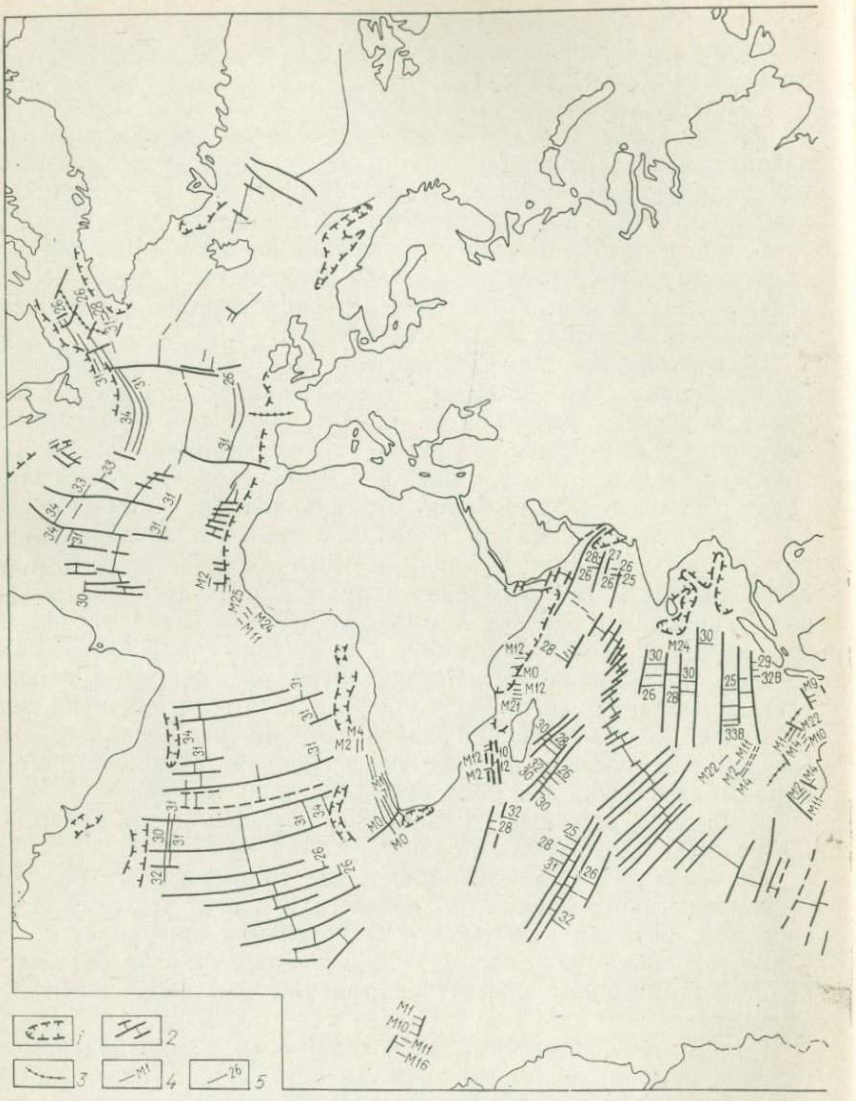
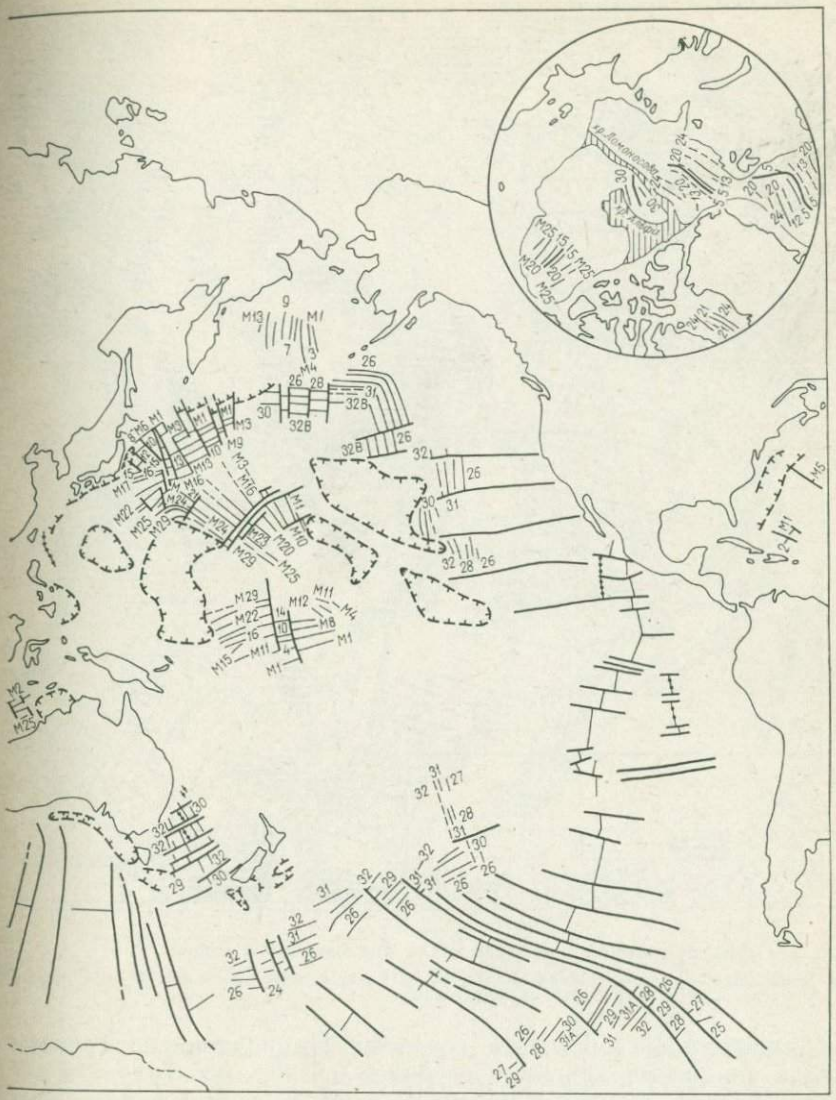


Рис. 1. Схема соотношения осей кайнозойского спрединга с позднемеловыми и А. М. Карасика, А. И. Десимон, Р. А. Поздняковой, Н. А. Сечевановой,

1 — контуры зон спокойного магнитного поля; *2* — оси активного кайнозойского спрединга лии; *5* — позднемеловые

отделены друг от друга ответвлениями Восточно-Тихоокеанского хребта. Подошва чехла погружается от отметок 3,8—4,4 км на склонах Восточно-Тихоокеанского хребта до 5 км во впадинах *. В сводовых поднятиях эта подошва может располагаться на отметках

* Здесь и далее приводятся глубины от уровня моря.



позднеюрско-раннемеловыми аномалиями магнитного поля (по материалам А. А. Шрейдера и Taylor et. al. [52] упрощено).

с трансформными разломами; *3* — то же, угасшие; *4* — позднеюрско-раннемеловые анома-

2,2 км (вал Кокос). Наиболее погруженные (до отметок свыше 5 км) блоки находятся лишь в краевых частях впадин, вблизи глубоководных желобов или континентального подножия, являющихся их восточным обрамлением. Чехол рассматриваемой области представлен туфогенными и туфогенно-терригенными слабоуплотненными осадками олигоцен-плейстоценового, а на отдельных уча-

Рис. 2. Схема суммарной мощности чехла дна океанов и морей.
1—5 — мощность (*1* — более 10 км, *2* — от 10 до 5 км, *3* — от 5 до 2 км, *4* — от 2 до 1 км, са; *8* — некоторые трансформные и другие разломы

стках миоцен-плейстоценового возраста. На подавляющей части площади впадин их мощность не более 0,5—0,8 км. Только в отдельных местах, вблизи Центрально-Американского желоба или у южного окончания Чилийского желоба, а также на востоке моря Скоша мощность возрастает до 2—5 км. Наиболее интенсивным процесс осадконакопления был в районе южной оконечности Чилийских Анд, где обусловил компенсацию образования отдельных участков Чилийского желоба осадконакоплением.

На юго-востоке области по направленности эволюции особо выделяется периокеанический прогиб Беллинсгаузена, который формировался на позднемеловом — раннеэоценовом этапе в условиях активной окраины, с вулканизмом, наложенным на байкальско-раннекиммерийские комплексы Антарктанд, т. е. в обстановке, по-

5 — от 1 до 0,25 км); *6* — глубоководные желоба; *7* — внутриокеанические подвижные пояхожей на современную западную окраину Южной Америки. Затем, на олигоцен-неогеновом этапе произошла трансформация активной окраины в пассивную, и условия оказались аналогичными Колумбийской окраине Северной Америки. Ныне «базальтовое» ложе чехла опущено в подножии континентального склона до глубин более 7,5 км, а мощность осадков позднемелового—кайнозойского возраста превышает 5 км (рис. 2).

Северо-восток области не менее своеобразен. Здесь ответвление Восточно-Тихоокеанского пояса, вторгшееся в Кордильеры Северной Америки, привело к образованию на рубеже между миоценом и плиоценом Калифорнийского залива и его пассивных окраин. Осадочный чехол с наиболее древними горизонтами раннеплиоценового возраста слагает глубоководная терригенная формация с

силлами базальтов и конгломератами в основании. Порой он залегает и на сиалических блоках (граниты), втянутых в нисходящие движения при образовании залива (скв. 474—476, 477—481). Мощность чехла первые сотни метров, но на севере вблизи устья р. Колорадо она только для дельтового комплекса плейстоцена превышает 4,5 км.

Строение западной области характеризуется как распространением тектонических элементов разного типа, так и существенной неоднородностью океанической коры. Последнее устанавливается как по особенностям внутриплитового вулканизма, так и характеру аномального магнитного поля, где наряду с полосовыми аномалиями имеются участки так называемого выравненного, или спокойного, магнитного поля. Подобные участки имеют разную природу: во внутренних частях океанов они являются реликтами относительно более древней коры, сохранившимися несмотря на изменение положения в пространстве осей ее разрастания, на окраинах преимущественно Индийского и Атлантического океанов отражают кору так называемого «переходного» типа, состоящую из чередования симатических и сиалических блоков.

Полосовые аномалии образуют в рассматриваемой области как бы три системы. Первая, позднемеловая— эоценовая, представленная аномалиями от 15 до 32, обрамляет склоны Восточно-Тихоокеанского хребта и на севере испытывает резкий разворот к западу вдоль простирания Алеутского желоба. Вторая, позднеэоцен-позднемиоценовая, отраженная аномалиями от 13 до 5, приурочена к Каролинской котловине и имеет поперечную ориентировку к первой. Третья, позднеюрско-раннемеловая, характеризуется аномалиями от М-1 до М-29. Эта более древняя система аномалий прослежена в океанических котловинах, ограниченных Гавайским и Центрально-Полинезийским хребтами с одной стороны и Маршалловым с другой. Все эти системы аномалий отделены друг от друга участками спокойного магнитного поля.

Вулканогенные хребты, которые представляют собой одну из разновидностей внутренних поднятий в данной области, повсеместно не только возникли в области древней океанической коры, но и разновозрастны. По признаку времени формирования они подразделяются на четыре группы: с началом вулканизма в кимеридже, преимущественно апт-альбскую, представленную хребтом Мид-Пасифик; баррем-маастрихтскую, преимущественно сантон-кампанскую, к которой принадлежат хребты Туамоту — Лайн (здесь проявлялись вспышки вулканизма в позднеаптское, кампан-маастрихтское и эоценовое время), юго-восток Гавайского, Японские горы на крайнем западе ложа Тихого океана, мощные покровы базальтов на позднеюрской океанической коре в котловине Науру; маастрихт-раннепалеогеновую, преимущественно среднеэоценовую, в составе хребтов Гилберта, Маршаллова, Музыкантов — Неккер, Императорского; ранне-среднемиоценовую, представленную хребтами Каролинским и северо-западом Гавайского, а также, возможно, Кука — Тубуаи и Россиян — Общества.

Кроме гетерогенной и разновозрастной океанической коры, осложненной вулканогенными хребтами, а также существенной перестройки структурного плана в конце мезозоя — палеогене, особенностью строения западной области является наличие многочисленных тектонических элементов различного типа — краевого Новозеландского плато с континентальной корой; поднятий с утолщенной океанической корой (Онтонг-Джава, Манихики, Магеллана, Шатского, Бородино, Маркус-Неккер) внутриокеанических глубоководных желобов. Сложная мозаика приподнятых и опущенных структур (за исключением Новозеландского плато) возникла здесь, вероятно, в итоге дробления и растяжения на рубеже раннего и позднего мела обширного внутриокеанического поднятия Дарвина, выделенного впервые Г. Менардом. Свидетельством в пользу растяжения поднятия Дарвина и новообразования океанической коры являются полосовые аномалии с индексами от М-1 до М-22 и даже М-29. При этом в раннем мезозое имело место тройное сочленение осей разрастания океанической коры, находившееся значительно западнее Восточно-Тихоокеанского хребта.

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

4443

Структурный план вулканогенно-осадочного чехла западной области относительно простой. В первом приближении он представляет собой весьма пологую моноклиналь, наклоненную к западу и северо-западу. Поднятиями различного генезиса моноклиналь расчленена на замкнутые и полузамкнутые впадины, где подошва вулканогенно-осадочного чехла погружена от 5,2—5,3 до 6,0 км и более. Вблизи глубоководных желобов подошва опущена до более 7,5 км. Напротив, отметки рассматриваемой поверхности в пределах поднятий составляют около 2,3—2,8 км. В ряде случаев, как, например, у желобов Кермадек и Тонга, зона опусканий обрамлена протяженными поднятиями с отметками менее 5,0 км. К подобной категории структурных элементов относится и вал Зенкевича, расположенный с океанической стороны Курило-Камчатского желоба.

В составе чехла, выделенного по скоростям сейсмических волн 2,0—5,5 км/с, присутствуют отложения от позднеюрского до кайнозойского возраста, а вблизи Марианского хребта, возможно, более древние образования. В чехле кроме терригенных и карбонатных осадков выявлены многочисленные вулканогенные пласты и пачки. Суммарная мощность чехла на большей части площади западной области менее 0,25 км с увеличением до 0,5 км в субширотной, приэкваториальной зоне, наложенной как на Восточно-Тихоокеанский хребет, так и базальтовое ложе котловины Восточной. Ареалы повышенной до 0,5 км мощности обрамляют и почти все вулканогенные хребты, причем в их подножии она превышает

1—2 км. Мощность достигает 2—5 км только на юго-западе плато Онтонг-Джава и 6 км в рифтовых грабенах Новозеландского плато. За исключением последнего случая, повышенные значения мощности обусловлены преобладающим влиянием вулканизма на седиментацию.

Таким образом, основные черты тектоники Тихого океана контролируются прежде всего длительным процессом разрастания океанической коры, характеризовавшимся неоднократным изменением положения в пространстве осей спрединга и деструкцией вторичными процессами с надстройкой вулканогенными хребтами. Трансформные разломы частично приспосабливались к глобальной системе нарушений, а большая часть океанической коры, сформировавшейся до позднемеловой эпохи включительно, была поглощена в зонах субдукции. Последнее особенно показательно для юго-восточной области Тихого океана.

Индийский океан отличается от Тихого характером обрамления, представленного почти по всему периметру глыбами древних платформ, обломков Гондваны — Антарктической, Африканско-Аравийской, Индостанской и Австралийской. На стыке океанической и континентальной земной коры преобладают пассивные океанические окраины. К активной окраине относится лишь относительно небольшой северо-восточный район, отвечающий Яванскому глубоководному желобу совместно с сопровождающими его Зондской и Бандской островными дугами.

Собственно Индоокеанский внутриокеанический подвижный пояс в морфологическом отношении неоднороден. Его юго-восточная часть, выраженная Австрало-Антарктическим хребтом, представляет собой широкое (до 2,2—2,4 тыс. км) весьма пологое поднятие. Центральная часть (Аравийско-Индийский хребет) — более резкое образование, поскольку при аналогичных глубинах дна его ширина не превышает 750—900 км. Юго-западная часть (Африканско-Антарктический хребет) в контуре изобаты 3,0 км имеет ширину от 250 до 500 км. Рифтовые грабены осевой зоны имеются лишь в пределах Африканско-Антарктического хребта и отсутствуют в остальных частях Индоокеанского подвижного пояса.

Аномальное магнитное поле Индоокеанского подвижного пояса и океана в целом весьма своеобразно, поскольку подобно полю Тихого океана состоит из трех систем, которые находятся в дискордантных соотношениях друг с другом. Наиболее древняя, позднеюрско-раннемеловая система также неоднозначна по ориентировке. На востоке, в Западно-Австралийской и Кокосовой котловинах, ее ось спрединга ориентирована к северо-востоку, а аномалии имеют индекс от М-1 до М-25. На севере, в Бенгальской котловине, и на западе, в котловинах Сомалийской и Мозамбикской, преобладает субширотное простирание аномалий с индексами до М-24, т. е. кимериджского возраста. Таковы указания на секущее субширотно-северо-восточное положение древней оси спрединга Индийского океана в целом с началом разрастания коры в окс-

форд-кимериджe и завершением его на рубеже раннего и позднего мела, т. е. порядка 100 млн. лет назад.

Коренную перестройку структурного плана отражает более молодая система аномалий с индексами от 33 до 20, т. е. коньяк-раннеэоценового возраста, которая пользуется распространением за пределами хребтов на океанических плитах. В Бенгальской и Аравийской котловинах для нее показательна субширотная ориентировка, а в котловинах Сомалийской, Мадагаскарской и Крозе — скорее северо-западная. При этом она поперечна к аномалиям третьей системы — Аравийско-Индийского и Африканско-Антарктического хребтов с индексами от 5 до 9—11, что соответствует олигоцен-миоцену. Все это свидетельствует о двух обстоятельствах — неоднократном изменении положения во времени и пространстве оси разрастания океанической коры и некотором запаздывании во времени (на 5—6 млн. лет) стадии интенсивного образования Индоокеанского подвижного пояса по отношению к Восточно-Тихоокеанскому.

Трансформные разломы, рассекающие хребты, обладают различной ориентировкой на отдельных участках. На востоке Австрало-Антарктического хребта она субмеридиональная, совершающая по мере продвижения к северо-западу плавный разворот в северо-восточном направлении. Подобная ориентировка трансформных разломов сохраняется и на всем протяжении Аравийско-Индийского хребта. Напротив, в пределах Африканско-Антарктического хребта трансформные разломы имеют преимущественно северо-западную ориентировку, изменяющуюся к крайнему юго-западу на субмеридиональную. Вдоль разломов иногда прослеживаются так называемые трансформные желоба с отметками рельефа до 5,0—6,0 км (Витязя, Мария Целеста и др.).

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

Южная область в структурном плане относительно проста. Здесь намечаются две пологие, полузамкнутые впадины, приуроченные к Австрало-Антарктической и Африканско-Антарктической котловинам. Разделом между впадинами является сводовое поднятие Кергелен в пределах одноименного острова и о-ва Херд, выведенное на поверхность океана. Разрез о-ва Кергелен слагают три серии: толеитовых базальтов; интрузивов разного типа (габбро, трахиты, трахириолиты, эссекситы, щелочные микрограниты);

покровов андезито-базальтов, прорванных эруптивами щелочного — ультраосновного состава (базанитами, лимбургитами). Весь этот комплекс является представителем магматических пород океанической коры, обязанных своим разнообразием процессам дифференциации. Его возраст по данным калий-аргонового метода ранний олигоцен, а по магнитным аномалиям и несколько моложе.

Подошва вулканогенно-осадочного чехла залегает во впадинах на глубинах более 5 км, а его мощность не превышает 1 км. Только вблизи Антарктического шельфа предполагается увеличение мощности до 5 км и более.

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

Восточный сектор наиболее сложный по строению в рассматриваемой области. Особенности его структуры контролируются пересечением разломов северо-западной, северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. Первые протягиваются в пределы Бенгальской, Мадагаскарской и Сомалийской котловин, а затем вдоль северо-западных рифтов в теле Индостанской платформы. Эти разломы отражают, по-видимому, события юрско-мелового этапа разобщения Индостана и Австралии. Соответственно, они являются более древними по отношению к северо-восточным разломам, которые представляют собой продолжение трансформных нарушений, возникших в эоцене при отделении Антарктиды от Австралии. Пересечения диагональных разломов контролируют полигональные остроугольные очертания Кокосового вулканогенного хребта и ряда сводовых поднятий океанической коры в Западно-Австралийской котловине. С ними связаны подводное плато Брокен с корой океанического типа, а также многочисленные приразломные желоба. Это плато торцеобразно сочленено с Восточно-Индоокеанским (Девяностого градуса) хребтом и представляет собой структурный раздел между Западно- и Южно-Австралийской котловинами. В палеоцен-эоцене плато Брокен и Кергелен могли быть единым поднятием с утолщенной океанической корой, похожим на поднятие Дарвина, которое затем оказалось разобщенным позднекайнозойской зоной спрединга.

В центральном секторе субмеридиональные разломы в принципе имеют подчиненное значение. Они являются реликтами трансформных нарушений мезозойской эры, поскольку поперечны к простиранию полосовых аномалий кампан-эоценового возраста. Кроме Локкадив-Мальдивского и Восточно-Индоокеанского хребтов с ними связаны сводовые поднятия океанической коры в Бен-

гальской котловине. Некоторые из них, например вдоль Локкадив-Мальдивского хребта, испытали затем повторные деформации, отраженные здесь интенсивным вулканизмом палеоцен-раннеэоценового времени.

Структурный план вулканогенно-осадочного чехла характеризуется постепенным погружением поверхности океанического фундамента в направлении к пассивным окраинам. В Южно-Австралийской и Бенгальской котловинах погружение превышает 12 км, а в Западно-Австралийской, Кокосовой и Аравийской 7,5—10 км. На фоне этого погружения намечаются пологие воздымания и впадины, простирание которых зависит от описанных выше систем нарушений. Наиболее примечательной является серия из шести субпараллельных горстовых поднятий субширотной ориентировки, которые выявлены в центральной части Бенгальской котловины. Эти поднятия, образование которых связывают с позднемиоценовым временем, характеризуются достаточно напряженной современной геодинамической обстановкой с повышенными тепловым потоком и сейсмичностью (Дж. Вейссел, Р. Андерсон, К. Геллер). Протяженность поднятий до 750 км при ширине 150—200 км, а амплитуда до 0,5 км. Складчатость в их чехле конседиментационная, осложненная складками и разрывными нарушениями (О. В. Левченко, Л. Р. Мерклин, Ю. П. Непрочнов). Обращает внимание, что простирание поднятий согласное с позднеюрско-меловыми аномалиями магнитного поля, но поперечное как по отношению к Восточно-Индоокеанскому хребту, так и внутренним Индоокеанским хребтам, которые сформировались в олигоцен-миоцене.

Север Бенгальской котловины имеет не менее сложное строение. Структура чехла здесь контролируется Западно-Бенгальским хребтом дугообразной ориентировки — от субширотной к югу от Шри Ланка и до субмеридиональной. К западу и востоку от этого хребта развиты крупные впадины, разделенные структурными седловинами. Мощность чехла во впадинах от 8 до 16 км, причем последнее значение отвечает депоцентру седиментации в конусе выноса р. Ганга.

В северо-западном секторе также выявлено поднятие океанической коры вблизи континентального склона Аравийской котловины, получившее название хребет Федынского (Р. А. Лупырь). Оно имеет протяженность 500 км, а мощность чехла сокращается в его пределах до 0,5—1 км. Однако структурная позиция хребта Федынского существенно отлична от широтной системы поднятий в Бенгальской котловине, поскольку его ориентировка оказывается кососекущей с позднемеловыми аномалиями и, напротив, согласной с олигоцен-миоценовыми аномалиями Аравийско-Индийского хребта и простиранием континентального склона.

Общий для области в целом план распределения мощности чехла характеризуется ее увеличением от менее 1 км на океаническом крыле до 5—8 км в осевых зонах Западно-Австралийского и Аравийского, порядка 8—10 км Южно-Австралийского и до 18 км

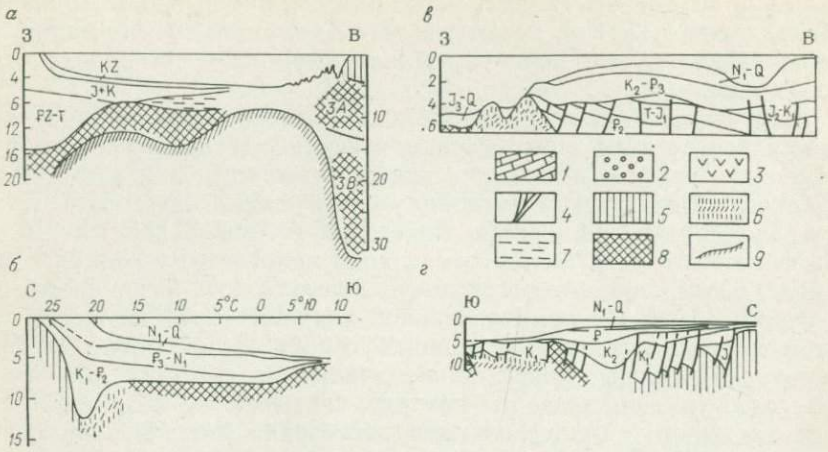


Рис. 3. Схема строения окраин Индийского океана.

а — Сомалийский периокеанический прогиб — Маскаренский хребет (по Т. Френсис, Д. Дэвис, М. Хилл); *б* — Бенгальский прогиб (по Дж. Карри, Д. Мур); *в* — Западно-Австралийский прогиб в районе плато Эксмут (по Дж. Вилкох и Н. Эхон); *г* — Южно-Австралийский прогиб (по М. Талвани, Дж. Миттер и др.).
1 — рифовые и карбонатные комплексы; *2* — эвапориты; *3* — покровы базальтов и подводные вулканы; *4* — дайки долеритов; *5* — «гранитно-гнейсовый слой»; *6* — кора переходного типа; *7* — слой 2*А* океанической коры; *8* — «базальтовый» слой; *9* — верхняя мантия

Бенгальского периокеанических прогибов. Строение этой зоны представляет сочетание грабенов и горстов. К категории первых относится, например, поперечная к континентальному склону система рифтов Бассова пролива — Гипсленд, отделяющая Тасманию от Австралии. Вторые в рельефе фундамента (но отнюдь не на поверхности морского дна) образуют краевые плато (Натуралист, Эксмут), представляющие опущенные блоки коры континентального типа (рис. 3).

Именно этим обстоятельством определяется одна из особенностей подножия континентального склона, которая заключается в том, что океанический фундамент в его пределах приподнят на 2—3 км по отношению к отдельным погруженным блокам на шельфе. Другая — определяется дискордантной ориентировкой океанического крыла по отношению к континентальному склону у Индостана, тогда как вблизи Австралии простирания тектонических и морфологических элементов преимущественно совпадают.

Стратиграфический диапазон чехла наиболее сокращен в Южно-Австралийской котловине, где контур распространения позднего мела приближен непосредственно к подножию континентального склона, а допозднемеловые осадки отсутствуют. В остальных котловинах обстановка иная, поскольку в разрезе присутствуют отложения от позднеюрского до плейстоценового возраста. Аналогичным образом он неоднозначен и для нижних горизонтов чехла осевых зон периокеанических прогибов, т. е. в пределах шельфа и склона: позднеюрско-раннемеловой в Южно-Австралийском, палеозойский в Западно-Австралийском, позднекаменноугольно-триасо-

вый в Бенгальском, позднеюрский и на отдельных участках позднемеловой в Аравийском прогибе.

Западная область отличается от южной и северо-восточной главным образом наличием в ее центральной части двух блоков континентальной коры — микроконтинентов: одного, относительно, крупного по площади, — Мадагаскарского совместно с северным блоком одноименного подводного хребта, другого, весьма небольшого, охватывающего подводное плато, являющееся цоколем Сейшельских островов. Если на Мадагаскаре распространены преимущественно архейские метаморфические комплексы, то на Сейшельских островах — роговообманковые граниты возрастом от 536 до 680 млн. лет. Они, в свою очередь, пронизаны дайками базальтов возрастом 645 млн. лет.

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

Аналогичное сочетание лав повышенной щелочности и толеитовых имеет место на субширотном вулканогенном хребте Коморских островов. Этот хребет наложен на позднеюрскую океаническую кору, а вулканическая активность продолжается до современной эпохи (вулкан Картала на о-ве Гранд-Комор). На всех островах в лавах встречаются ксенолиты лерцолитов и габброидов, что свидетельствует о мантийной позиции магматических камер.

Структурный план вулканогенно-осадочного чехла аналогичен другим областям обрамления Индоокеанского подвижного пояса. Его подошва полого погружается в направлении к Африканскому континенту и восточной окраине Мадагаскара. На фоне этого погружения намечаются пологие воздымания и впадины, контролируемые разломами северо-западной и дугообразной ориентировки. С последними связано внутреннее поднятие Маскаренского хребта, где мощность чехла порядка 1,7—2,5 км, а залегает он на толеитовых базальтах невыясненного возраста от сеноман-сантона до палеоцена. Наибольшая степень погружения океанического фундамента имеет место на западе Сомалийской котловины, где превышает 10 км, и наименьшая в Мадагаскарской котловине (около 6 км). Соответственно мощность чехла в осевой зоне Сомалийского периокеанического прогиба составляет более 10 км, а в остальных — Оманском, Мозамбикском, Агульско—Карру — от 2 до 5—9 км.

Океаническое, т. е. восточное и юго-восточное, обрамление последних двух прогибов достаточно своеобразно для общей системы периокеанических опусканий, поскольку в его строении участвуют:

блок континентальной коры (Мадагаскар); блоки с корой так называемого «переходного» типа (Мозамбикский хребет и прилегающая к нему с запада часть одноименной котловины), подводное (но отнюдь не краевое) плато Агульяс. Последнее представляет собой гетерогенное сооружение из блоков континентальной и океанической коры, причем первые являются оторгнутым обломком Фолклендского краевого плато.

Разрез осевой зоны прогибов Восточной Африки отличается от их океанического крыла более широким стратиграфическим диапазоном и содержит в основании преимущественно континентальную с платобазальтами каменноугольно-триасовую толщу свиты Карру. Повторное, приходящееся на ранний палеоцен, излияние базальтов было локализовано небольшим районом на крайнем юге Африки совместно с сопредельным краевым плато Агульяс.

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

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

Атлантический океан по признаку преимущественного обрамления пассивными окраинами весьма похож на Индийский. Активные окраины развиты лишь на небольших отрезках и представлены Малой Антильской и Южно-Сандвичевой островными дугами.

Основная особенность структуры рассматриваемого океана заключается в медианном положении внутриокеанического подвижного пояса, отраженного в рельефе Срединно-Атлантическим хребтом. Подобная позиция хребта и предопределила элементы симметрии в тектонике Атлантического океана, особенно заметные на большей части его площади к югу от 55° с. ш., где протягивается широко известный трансформный разлом Чарли — Гиббса. Соответственно, в пределах океана могут быть выделены четыре тектонические области: центральная, отвечающая собственно хребту; западная и восточная, весьма похожие по строению; северная, отделенная от западной и восточной разломом Чарли — Гиббса. Амплитуда воздымания хребта над окружающими котловинами составляет к югу от разлома Гиббса более 2000 м, а к северу около 1000 м.

Простирание структур Срединно-Атлантического хребта согласуется с линейными аномалиями магнитного поля. Осевая зона хребта располагается между 3—4 аномалиями, что соответствует образованиям плиоцен-плейстоцена. Склоны хребта трассируются различными аномалиями. На крайнем юге, в зоне сочленения Африканско-Антарктического и Срединно-Атлантического (точнее, Южно-Атлантического, выделяемого на отрезке к югу от разлома Романш) хребтов от 6 до 15 аномалии, что соответствует образованиям раннего миоцена — позднего эоцена; затем до разлома Романш — от 12 до 21 аномалии, датируемым соответственно поздним олигоценом и рубежом между палеоценом и эоценом. На отрезке между разломами Романш и Гиббса — от 9 до 20 аномалии, возраст которых поздний олигоцен — ранний эоцен. К северу от разлома Гиббса склоны хребтов заключены между 5—6 аномалиями, обнаруживающими, что хребты Рейкьянес, Колбенсей, Мона и Книповича возникли лишь в миоцене. Однако восточнее хребта Ян-Майен в эоценовое время находилась угасшая затем ось разрастания коры. Таким образом, Срединно-Атлантический хребет подобен его аналогам в других океанах как по признаку разновозрастности образования отдельных его звеньев, так и по миграции оси разрастания коры. Ответвления хребта также разновозрастны. В Бискайском заливе оно возникло в раннемеловое время и тогда же закончило свое развитие. В Лабрадорском море интенсивное разрастание океанической коры происходило в позднемеловое время, но завершилось только в эоцене. Ныне оба этих ответвления погребены под покровом осадков. Наиболее древние, позднеюрско-раннемеловые аномалии имеют согласное простирание с позднемеловыми — кайнозойскими, что принципиально отличает направленность разрастания коры Атлантического океана от Тихого и Индийского. Возраст их различен для Центральной и Южной Атлантики. В котловинах Ньюфаундлендской, Канарской и Сьерра-Леоне они имеют индексы М-24 и даже М-25, а в Капской котловине от М-0 до М-11, т. е. не древнее валанжина.

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

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

На обрамлении хребта трансформные разломы контролируют не только структуру базальтового основания вулканогенно-осадочного чехла, но также размещение вулканогенных и глыбовых поднятий. Вулканы наряду с толеитовой отличаются и широким проявлением щелочно-базальтовой магмы, что присуще им и в других океанах. Щелочно-базальтовый вулканизм особенно показателен для хребтов о-вов Фернандо-По, Зеленого Мыса, Мадейра, Канарских.

Однако магматическая и вулканическая активность имела место и по продольным системам нарушений, которые тяготеют к подводной окраине континентов и отражают положение первичных рифтов, предшествовавших раскрытию Атлантического океана. Для этой активности в целом намечаются три фазы, которые оказали определенное влияние на структуру и состав чехла.

Начальная, раннемеловая, фаза магматизма проявилась главным образом в пределах континентального борта и осевой зоны периокеанических прогибов Южной Атлантики — Аргентинского, Бразильского, Ангольского, Гвинейского. Она приурочена к разным интервалам времени: позднеюрскому в Гвинейском прогибе; неоком-барремскому в Аргентинском, Бразильском, Ангольском, но в отдельных случаях (впадины Пернамбуку, Параиба в Бразильском прогибе) несколько позднее, от апта до коньяка включительно. Эта фаза обусловила наличие в чехле покровов базальтов.

Промежуточная, равно как и поздняя, фаза более показательна для внутриплитного океанического вулканизма и также неоднозначна по времени. В восточной тектонической области она приурочена к концу позднего мела, что установлено на островах разлома Камерун (Фернандо-По и др.), Зеленого Мыса, Канарских, Мадейра, а в западной — к раннепалеогеновому времени (о-ва Риу-Гранди, Фернанду-ди-Норонья, Сан-Паулу и др.). При этом на о-вах Сан-Паулу и Сан-Педру известны также дуниты возрастом 3,5—4,5 млн. лет, как полагают, представители древнейших пород мантии.

Поздняя фаза, охватывающая интервал от олигоцена до плиоцена, неоднозначна в разных тектонических областях Антлантики. В восточной и западной областях это был преимущественно повторный, рекуррентный вулканизм на указанных выше вулканических хребтах. В северной тектонической области, напротив, проявилась начальная фаза, сдвинутая иногда по времени на палеоцен-эоцен и имевшая важное значение для образования современной структуры плато Роккол, Фарерско-Исландского порога, Восточной Гренландии и, конечно, Исландии. Генетически ее временна́я позиция в данной области тесно связана с поздним разрастанием океанической коры.

Кроме вулканизма неоднородность строения коры выражается и в наличии многих участков спокойного магнитного поля. В частности, вулканические хребты линии Камерун — Канарские острова надстраивают именно подобные участки. Кроме того, они известны в восточной области в котловинах Капской, Ангольской,

Канарско-Атласской, Иберийской; западной области — котловинах Аргентинской, Бразильской, Северо-Американской, Ньюфаундлендской; северной области — котловинах Бискайского залива, Норвежской, Лабрадорской.

Еще некоторое различие тектонических областей заключается в таких признаках, как: разновозрастность океанической коры; несколько иные соотношения чехла и фундамента на отдельных участках пассивных окраин; наличие активных окраин в строении западной области — Малой Антильской и Южно-Сандвичевой и их отсутствие в восточной и северной областях (рис. 4).

В структуре вулканогенно-осадочного чехла, напротив, преобладает сходство. Он залегает в пределах котловин на океанической коре — преимущественно раннемеловой — палеогеновой в Южной Атлантике, среднеюрско-палеогеновой в Средней Атлантике, раннемеловой — палеогеновой на юге Северной Атлантики и позднемеловой — палеогеновой здесь же к северу от Бискайского залива.

На этой коре по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта располагаются периокеанические прогибы, являющиеся, как и в Индийском океане, закономерным элементом строения пассивных окраин. Океаническое базальтовое основание чехла этих прогибов полого погружается от отметок 5,0 км на склонах хребта до 7,5—15 км и более вблизи континентального подножия. Погружение, в свою очередь, осложнено продольными и поперечными глыбовыми и вулканогенными хребтами, отделяющими периокеанические прогибы друг от друга.

На юге восточной области получают развитие четыре периокеанических прогиба — Капский, Ангольский, Гвинейский и Сенегальский, достаточно близких по строению, но несколько отличных по стратиграфическому диапазону чехла. Различие заключается также в поперечной ориентировке по отношению к континентальному склону зоны максимальной (до 12,0 км) мощности чехла в Гвинейском прогибе, где она ориентирована вдоль вулканогенного хребта линии Камерун. В остальных прогибах эта зона, напротив, как бы прижата к континентальному склону и имеет преимущественно согласное с ним простирание, а мощность ее составляет 7—10 км.

В пределах подводной окраины континента формирование чехла Капского прогиба началось в триасе — ранней юре, Ангольского — преимущественно в поздней юре, Гвинейского — в раннем альбе, Сенегальского — на отдельных участках в палеозое, а повсеместно в триасе или самой ранней юре. В чехле выявлены соляные диапиры. Они наиболее распространены в северных трех прогибах, но отличаются по возрасту, что маркирует раннюю стадию их формирования (в Ангольском и Гвинейском прогибах — апт-альбскому, в Канарско-Атласском ранне-среднеюрскому). Ареалы распространения диапиров прослеживаются до глубин воды 3000 м, а осадки дельты р. Нигера в Гвинейском прогибе до 3600 м, причем те и другие представляют геологическое образова-

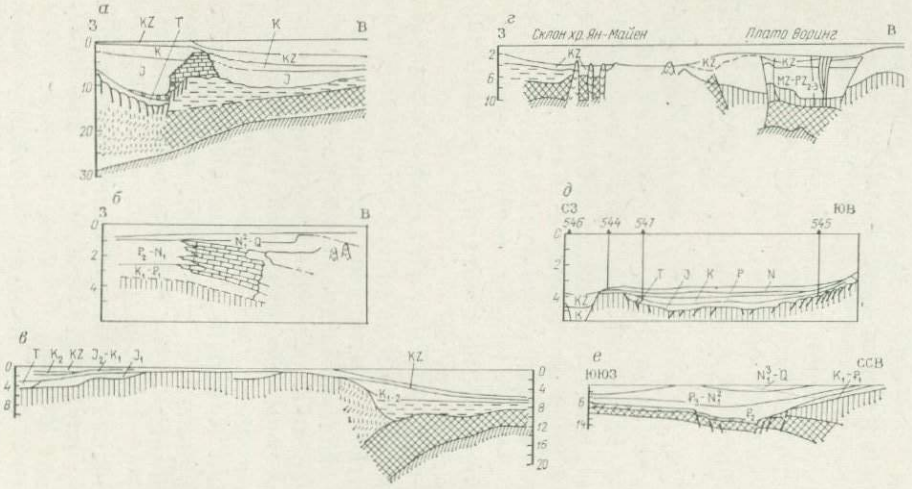


Рис. 4. Схема строения окраин Атлантического океана.

а — Северо-Американский периокеанический прогиб (по Р. Шеридан); *б* — Гвианский прогиб в районе Амазонской впадины (по А. Кроци); *в* — Аргентинский прогиб в районе впадины Сен-Джордж (по В. Людвиг, Дж. Юинг, М. Юинг); *г* — Норвежский прогиб в районе плато Воринг (по К. Хинцу); *д* — Атласско-Иберийский прогиб в районе плато Мазаган (по материалам 79-го рейса «Гломар Челленджер»); *е* — Гвинейский прогиб в районе впадины Бенуэ (по К. Вебер, Е. Дэкору).
Усл. обозначения см. на рис. 3

ние, наложенное на кору как переходного, так и океанического типа. Первая из них, как это выяснилось на примере юго-западной окраины Африки (Д. Остин, Э. Учупи), отвечает отдельным звеньям рифтового грабена ранней стадии распада Гондваны, смещенным ныне поперечными нарушениями. Она распространена на разных глубинах моря (от 0,2 до 4 км), причем ее контакт как с континентальной, так и океанической корой выражен четким глубинным разломом.

Более северные периокеанические прогибы Восточной Атлантики тяготеют к пассивным окраинам, либо зонам сочленения древней и молодой платформы (прогиб Ааюн), либо связанны с молодыми платформами (Атласско-Иберийский, Пиренейский и Бискайского залива). Три первых из них сочетают в себе элементы дискордантной и параллельной с континентальным склоном ориентировки, а четвертый имеет явно преобладающее, поперечное северному склону одноименного залива, простирание основных структурных элементов. От группы прогибов, расположенных южнее, их отличают несколько меньшая (до 5—7,5 км) мощность чехла в осевой зоне, равно как и осложнение континентального борта краевыми плато. К элементам сходства, напротив, относится частое присутствие в разрезе эвапоритов ранее-среднеюрского, а в прогибе Ааюн, возможно, триасового возраста. Ареалы их распространения в указанном прогибе захватывают глубины моря до 4 км. Однако здесь пока не выяснено, в области какой коры они залегают — утоненной континентальной или океанической. Подобная дилемма возникла из результатов 79-го рейса «Гломар Челленджера», когда была пробурена серия скважин вкрест простирания краевого плато Мазаган, который представляет собой осложнение континентального борта прогиба Ааюн. Блоки фундамента Африканской платформы по листрическим разломам опущены до глубин моря 3—4 км и перекрыты красноцветными континентальными отложениями, как предполагают, триасового возраста. Эти блоки и ограничивают с востока площадь развития соленосных диапиров (скв. 546), отвечающую, в свою очередь, осевой зоне прогиба Ааюн.

Аналогичным строением обладают Северо-Португальское краевое плато на северной центроклинали Атласско-Иберийского прогиба и северный борт прогиба Бискайского залива. Упомянутое плато ограничено с юга левосторонним сдвигом с амплитудой вертикального смещения более 1300 м. Стратиграфический диапазон чехла этого плато специфичен — от юры до раннего мела, что свидетельствует о новейшем времени его образования.

Северо-Пиренейский периокеанический прогиб состоит из двух основных структурных элементов — Аквитанского краевого прогиба и Северо-Испанского грабена, отделенных друг от друга поперечным поднятием Ланд. Последнее располагается в зоне континентального склона, обладает ориентировкой от юго-восточной до субмеридиональной и представляет крайнее восточное ограничение глубоководной котловины Бискайского залива.

Чехол Аквитанского прогиба, захватывающего западной центроклиналью шельф, представлен красноцветной формацией позднего карбона — перми, мелководно-морскими карбонатно-терригенной и эвапоритовой мезозоя и кайнозоя суммарной мощностью до 7 км. Осевая зона Северо-Испанского грабена, ориентированная субширотно, т. е. согласно с простиранием южного континентального склона Бискайского залива, ограничена разрывными нарушениями. Она смещена к северу от оси Аквитанского прогиба и находится в подножии континентального склона. Соответственно, чехол грабена отличается от Аквитанского прогиба замещением в разрезе и по латерали формаций мелководно-морского генезиса глубоководными, а его суммарная мощность от 2 до 8 км.

Собственно прогиб Бискайского залива отделен в области глубоководной котловины от Северо-Пиренейского прогиба поднятием океанического фундамента, которое отвечает позднемеловой оси спрединга. В свою очередь, он состоит из двух крупных впадин, сочлененных торцеобразно — Приарморикапской и Западно-Бискайской. Первая из них по структуре и мощности чехла похожа на Северо-Испанский грабен. В пределах второй, ориентированной дискордантно к континентальному склону, фундамент эпигерцинской платформы по системе односторонних грабенов погружается к котловине до глубин моря почти 4 км, где он разломным уступом амплитудой 1,5 км отделен от океанической коры апт-альбского возраста. Мощность чехла в грабенах достигает 2 км и сокращается до первых сотен метров на горстах, причем на отдельных приразломных уступах чехол отсутствует (рейс 80).

Еще одна черта отличия северной группы прогибов от южной заключается в присутствии в разрезе отдельных участков шельфа древних, домезозойских отложений — девонских в Гана-Гвинейской впадине Гвинейского периокеанического прогиба; палеозойских в Сенегальском, Ааюн и на юге Атласско-Иберийского. Эти отложения накопились на стадии развития, которая предшествовала распаду Гондваны.

В западной тектонической области строение периокеанических прогибов не менее сложное, причем обладает чертами сходства и различия с восточной областью. Первые явно преобладают и наряду с другими признаками определяются распространением эвапоритов апт-альба в Аргентинском и Бразильском прогибах, средне-позднеюрских в Северо-Американском и Ньюфаундленд-Лабрадорском прогибах. Присутствие в разрезах южной и северной групп периокеанических прогибов Атлантики как восточной, так и западной области синхронных по возрасту толщ соли — одно из свидетельств раздвиговой природы Атлантического океана и направленности эволюции этих областей — к северу от экватора миграции процесса разрастания океанической коры с севера на юг, а к югу — наоборот; сходны также изменения палеогеографической обстановки от полузамкнутых мелководных морей до современных глубоководных пространств. При этом в современ-

ной структуре периокеанических прогибов ареалы развития соляных диапиров наложены порой на океаническую кору.

Различия вызваны широким распространением в северо-западной области так называемых «карбонатных» платформ и ограниченным по площади, а также юрским временем формирования — в восточной области; редкими случаями в западной области нисходящих движений блоков континентальной коры до абиссальных глубин моря, подобно тому, как это выявлено на окраине Юго-Западной Африки, на плато Мазаган, в Бискайском заливе. Они обнаруживаются и в структуре «карбонатных» платформ, представленной относительно изолированными приразломными блоками типа Багамского плато на западе и, напротив, крупными моноклиналями, сформировавшимися на ранней стадии эволюции шельфа, на востоке. Кроме того, затопленный тип «карбонатных» платформ, возникший вследствие совместного воздействия повышения уровня моря и нисходящих движений, получает развитие преимущественно в краевых морях.

На окраине Южно-Американского континента самым крупным по площади является Аргентинский прогиб, приуроченный к одноименной котловине. Он характеризуется прежде всего торцеобразным сочленением структурных элементов шельфа и глубоководной котловины. При этом океаническое основание чехла погружено у подножия континентального склона до глубин более 10 км. Зона максимальной мощности осадков (до 5—6 км) ориентирована по простиранию континентального склона и пересечена трансформными разломами. Это пересечение вызывает сдвиговые перемещения отдельных блоков, что следует рассматривать как одну из особенностей структурного плана Аргентинского прогиба. Сочетание продольной и поперечной зональности в структуре чехла особенно наглядно видно на примере Фолклендского краевого плато с континентальной корой. Ориентировка здесь крупных впадин (Магеллана, Мальвинас, Фолклендской) согласная с северным континентальным склоном, но поперечная к восточному склону и простиранию Срединно-Атлантического хребта.

Стратиграфический диапазон чехла в глубоководной части Аргентинского прогиба скорее всего ранний мел — плейстоцен и почти тот же на шельфе и склоне, поскольку увеличивается за счет горизонтов средне-позднеюрского возраста лишь во впадинах Фолклендского краевого плато. Возможно также, что на отдельных участках впадин Сантуш и Байя-Бланка в пределах подводной окраины континента низы чехла представлены образованиями триаса — ранней юры и даже, возможно, позднего палеозоя.

Структура других периокеанических прогибов западной области, связанных с окраиной Южно-Американского континента, весьма похожа на структуру Аргентинского прогиба и отличается лишь по относительному значению главенствующего простирания структурных элементов. Сходство определяется преимущественно раннемеловым возрастом нижних горизонтов чехла. Только во впадинах Сержипе и Алагас Бразильского прогиба и Барейриньяс в

Гвианском прогибе низы чехла представлены дорифтовыми отложениями пермо-триаса, которые перекрыты непосредственно образованиями позднеюрского (Сержипе, Алагас) и аптского (Барейриньяс) возраста (Г. А. Ойеда).

Мощность чехла в различных впадинах от 3—4 км (Потикуар) до 6—8 км (Байя-Бланка, Барейриньяс) и 14 км (Амазонская). Чехол в пределах подводной окраины осложнен различными структурными формами (до 8 типов), но ведущими являются горсты, грабены и полуграбены, приразломные блоки, причем самый верхний, олигоцен-плейстоценовый структурный этаж залегает с прислонением и несогласием на нижних.

Северная центроклиналь Гвианского периокеанического прогиба представляет собой уникальное образование не только в структуре Атлантического, но и других океанов. Здесь перед фронтом островной дуги Малых Антильских островов сформировалась крупнейшая аккреционная призма осадков, т. н. Барбадосский хребет. Его ширина до 250 км, а мощность чехла свыше 20 км. Протяженность призмы по простиранию порядка 700 км, вблизи желоба Пуэрто-Рико она выклинивается. Строение хребта по данным сейсмических исследований и глубоководного бурения (скв. 541—543) двухъярусное. Нижний ярус, залегающий на океанической коре и погружающийся в зону субдукции, слагают недеформированные и пологозалегающие горизонты позднемелового — раннемиоценового возраста. Они представлены оруденелыми глинистыми сланцами и глинами с прослоями пепла. Верхний, собственно аккреционный, ярус образует хаотический комплекс с крутыми углами наклона слоев, перевернутыми складками, разрывами, поверхностями скольжения, причем слои плиоценового и плейстоценового возраста обогащены вулканокластическим материалом. Последнее указывает на прерывистость во времени сопряженных процессов тектонических движений и вулканизма.

Вдоль окраины Северной Америки располагаются два хорошо изученных прогиба — Северо-Американский и Ньюфаундленд-Лабрадорский, отделенных друг от друга вулканогенным хребтом Келвин. В их пределах на всем протяжении от п-ова Флорида до Гудзонова пролива наблюдается сочетание узких зон поднятий и опусканий, сочлененных кулисообразно и вытянутых вдоль простирания континентального склона. Кроме того, вблизи вулканогенных и глыбовых хребтов, являющихся как бы связующим звеном между Срединно-Атлантическим хребтом и континентом, развиты поперечные поднятия, разделяющие опущенные блоки. Мощность чехла в последних достигает 10—15 км, а на поднятиях сокращается до 2 км. У подножия континентального склона находится краевой вал, сформировавшийся в зоне выклинивания гранитогнейсового слоя. В пределах глубоководной котловины мощности сокращаются до 2—3 км, а океаническое основание чехла приподнято на 4—5 км по отношению к опущенным блокам в районе континентального склона. Распределение мощности чехла и структурный план его основания хорошо отражают крупные структур-

ные элементы: впадины Блейк, Юго-Восточная Джорджия, Балтимор в Северо-Американском прогибе; Джорджия, Ново-Шотландская, Большой Банки, Св. Лаврентия, Ньюфаундлендская, Лабрадорская в Ньюфаундленд-Лабрадорском прогибе.

Одновременно в строении двух рассматриваемых периокеанических прогибов имеется некоторое различие как в структуре чехла, так и условиях его залегания. Северо-Американский прогиб отличается развитием в чехле протяженных, так называемых «карбонатных» платформ позднеюрско-раннемелового возраста, которые залегают непосредственно на коре океанического типа. Край платформ представляет погребенный уступ высотой до 3—4 км, который составляет основание континентального склона [51].

Для Ньюфаундленд-Лабрадорского прогиба, напротив, устанавливаются крупные нисходящие движения блоков континентальной коры, что напоминает плато Мазаган и северный склон Бискайского залива. Одним из подобных блоков является известное плато Орфен; наличие других, погребенных под чехлом, предполагается в подножии континентального склона Лабрадорской впадины.

Чехол северной группы прогибов в отличие от южной состоит из четырех структурных этажей: нижний, триас-нижнеюрский, на отдельных участках (например, Ньюфаундлендская впадина) включает образования карбон-пермского возраста и распространен только в пределах шельфа и континентального склона; вышележащий среднеюрско-нижнемеловой, охватывает не только шельф, но и сопредельные районы котловины; средний, верхнемеловой — эоценовый, распространен практический на всей площади периокеанических прогибов; верхний, олигоцен-плейстоценовый, ограниченно распространен на шельфе, но повсеместно в пределах склона и котловины. Последний этаж испытывает значительную ундуляцию мощности вкрест простирания прогибов — от крайне низких значений на шельфе до высоких в подножии склона и вновь низких по мере приближения к Срединно-Атлантическому хребту.

Структура северной области существенно отличается от западной и восточной. Это определяется прежде всего миграцией во времени и пространстве осей разрастания океанической коры. В позднемеловое — эоценовое время эта ось находилась в районе моря Лабрадор, что привело к отделению Гренландии от Северной Америки. Почти синхронно происходило и раздробление Гебридского кратона, отраженное ныне в наличии крупного блока континентальной коры, отделенного от Европейского континента глубоководной котловиной. Гебридский блок охватывает плато Роколл и Фарерское, а также, возможно, хребет Ян-Майен. К концу меловой эпохи эта ось разрастания коры прекратила свое развитие, а новая возникла в палеоцене между плато Роколл и Скандинавией на востоке и Гренландией на западе. По сути дела, здесь произошло не новообразование, а возрождение древней оси разрастания прото-Атлантики, существовавшей на ранней стадии эво-

люции Северо-Атлантического каледонско-герцинского подвижного пояса. Однако направленность смещения оси разрастания идентична событиям, имевшим место на юго-востоке Тихого океана в плиоцене.

В соответствии с особенностями эволюции к северу от трансформного разлома Чарли — Гиббса мезозойская, преимущественно меловая океаническая кора распространена лишь в море Лабрадор и троге Поркьюпайн. Отдельные котловины Северной Атлантики характеризуются преобладанием коры палеогенового возраста, а протяженные ареалы допозднемеловой коры могут предполагаться только в контурах зоны спокойного магнитного поля у подножий континентального склона Скандинавии и Гренландии. Здесь меловые покровы базальтов перекрывают кору «переходного» типа.

Структурный план области свидетельствует о наличии серии периокеанических прогибов, но значительно меньших по площади в сравнении с аналогичными прогибами более южных областей. На западе рассматриваемой области периокеанические прогибы тяготеют к Большой Ньюфаундлендской банке, морю Баффина и южной оконечности Гренландии. Эти три прогиба отличаются между собой по мощности чехла, наибольшей в море Баффина и наименьшей в Южно-Гренландском прогибе, а также по возрастному диапазону мелководно-морских образований, находящихся в разрезе чехла глубоководных котловин.

В Лабрадорском прогибе в юрское время существовала континентальная обстановка седиментации, которая сменилась в меловую эпоху мелководно-морской, а затем, в кайнозойскую эру, глубоководной. В море Баффина следует предполагать наличие мелководно-морских условий осадконакопления на протяжении почти всего палеогена, а в Южно-Гренландском, напротив, уже в меловую эпоху существовала, вероятно, хотя и небольшая по площади, глубоководная котловина.

На востоке северной области аналогичные прогибы связаны с плато Роколл, Северным морем и Норвежской котловиной. Первый прогиб по особенностям деструкции континентальной коры и направленности вулканизма весьма напоминает такие районы пассивных окраин, как Восточная Гренландия, плато Воринг, Южная Австралия, море Росса, юго-запад Африки и, по-видимому, фундамент подножия континентального склона Лабрадорской котловины, скрытый под мощным слоем осадков. В этой связи предполагают (по результатам глубоководного бурения), что плато Роколл отражает раннюю стадию эволюции этих окраин (рейс 81).

Седиментация на плато Роколл в позднемеловое — раннепалеоценовое время происходила в континентальных условиях, а рифтогенные процессы, которые усложнили и, в принципе, изменили структуру фундамента, начались в позднем палеоцене. Они сопровождались вулканизмом с излияниями основных лав и выбросами пепла, который происходил в субаэральных и мелководно-морских условиях. Центральная часть современной рифтовой долины

в результате антиизостатических движений, вызванных внедрением мантийного диапира, была приподнята над уровнем моря. В итоге возникла «аномальная» ситуация накопления мелководно-морских и даже субаэральных осадков непосредственно на океанической коре. Ныне рельеф обратный и является следствием пострифтового погружения при охлаждении мантийного диапира. Нечто похожее на события ранней стадии дробления плато Роколл наблюдается в Восточной Гренландии, где мощная толща базальтов с редкими горизонтами осадков в итоге восходящих движений олигоценового времени залегает непосредственно на поверхности.

Все это обусловило неравномерное распределение мощности чехла на плато Роколл с низкими значениями на горстовых блоках, средними (до 2 км) в рифтовых трогах и высокими (до 5 км) в грабене Поркьюпайн, который расположен вдоль восточной окраины плато. В свою очередь, этот грабен представляет собой северное ответвление более крупного прогиба Бискайского залива. В его состав входит также впадина Ирландского моря. В целом он имеет сложные изогнутые очертания, обусловленные горизонтальными смещениями крупных блоков. На большей части его площади мощность чехла от 1 до 2 км и только на отдельных участках превышает эти значения (Аквитанский прогиб, грабен Поркьюпайн и др.).

Североморский периокеанический прогиб, хотя и приурочен к шельфовому морю, в тектоническом отношении более отвечает поднятию синеклизы молодой платформы и обладает многими чертами сходства с Гвинейским прогибом. Это выражается в его кососекущей ориентировке по отношению к континентальному склону, связи с раннемезозойской рифтовой системой, утоненной до 20—22 км коре (чехол и фундамент совместно). Последний представляет весьма гетерогенное образование, поскольку сочетает спаянные воедино блоки докембрийской, каледонской и раннегерцинской консолидации, а также, возможно, в рифтах Викинг и Центрально-Североморском непосредственно «базальтового» слоя. От Гвинейского и всех остальных периокеанических прогибов пассивных окраин (за исключением Западно-Австралийского) Североморский отличается практически непрерывным разрезом чехла от девонского до плейстоценового возраста включительно, а также наличием в разрезе толщи соли позднепермского возраста. Если же рассматривать Североморский прогиб в качестве составного элемента более крупного Северо-Европейского осадочного бассейна, который включает Балтийскую синеклизу и одноименное шельфовое море, то низы чехла будут представлены отложениями позднего протерозоя и раннего—среднего палеозоя. Эти наиболее древние слои выклиниваются из разреза в направлении к центральной части Северного моря. Мощность чехла наиболее значительна в двух упомянутых выше рифтах, где достигает 10—12 км. Одновременно Северное море, пожалуй, наиболее характерный пример длительного дробления и растяжения пассивных окраин, в данном случае расположенное на стыке прото-, палео- и современного

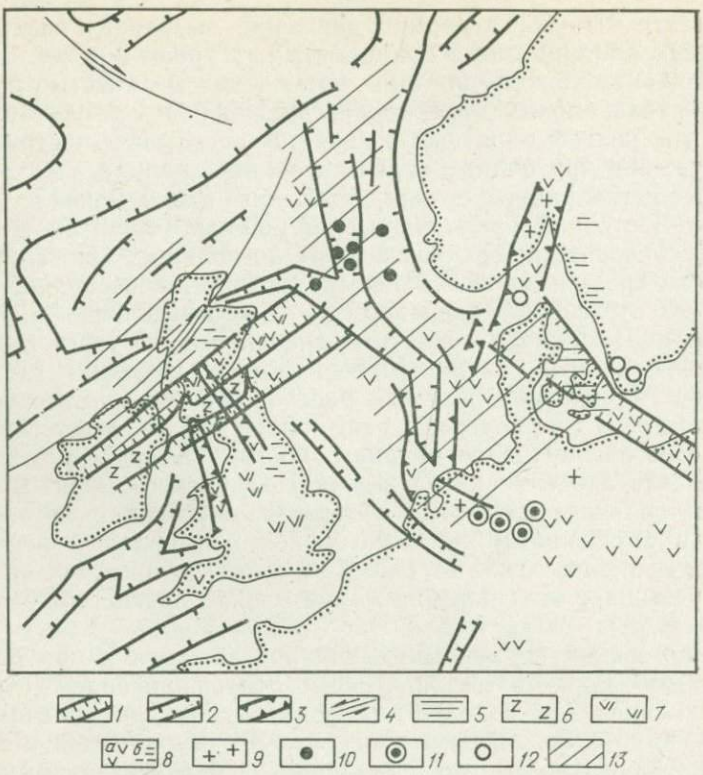


Рис. 5. Схема фанерозойского вулканизма в Северном море и его обрамлении.

1—3 — рифты (*1* — позднепротерозойско-раннепалеозойские, *2* — среднепалеозойские, *3* — мезозойские); *4* — сдвиги; *5* — покровы базальтов в граптолитах силура; *6* — известково-щелочные породы раннего девона; *7* — щелочные породы раннего карбона; *8* — основные и щелочные породы позднего карбона — ранней перми (*а* — дайки и силлы, *б* — покровы); *9* — породы щелочные пермско-триасовые; *10—12* — вулканические аппараты (*10* — среднеюрские, *11* — позднеюрские, *12* — позднемеловые); *13* — области распространения раннекайнозойских даек (на обрамлении Северного моря) и туфов (в центральной части Северного моря)

океана. Развитие рифтогенных процессов на этой окраине происходило по принципу «механизма миграции мантийных диапиров» [8], что получило отражение в последовательности и направленности вулканизма (рис. 5).

Наиболее древний из рифтов — Датско-Польский, сформировавшийся в краевой области позднерифейско-раннепалеозойского прото-Тетиса. Начальное растяжение в нем сопровождалось излияниями базальтов, известных в толще относительно глубоководных отложений силурийского возраста.

В среднем и позднем палеозое возникают две системы рифтов— субширотная и меридиональная. Образование их было обусловлено двумя противоположными процессами: закрытием в позднем девоне палео-Атлантики (океан Япетус) и открытием палео-Тетиса. К субширотной системе принадлежат рифты на западном обрам-

лении Северного моря — Срединной долины Шотландии и трога Нортумберленд, которые сформировались на утоненной континентальной коре в условиях сжатия верхних горизонтов коры и растяжения ее низов. В раннем девоне на обрамлении этих рифтов проявился интенсивный известково-щелочной орогенный вулканизм, который в среднем карбоне сменился излияниями щелочных базальтов, а также интрузиями нефелиновых сиенитов и фонолитов. Конец позднего карбона (поздний вестфал — ранний стефан) знаменуется внедрением широтной системы толеитовых и кварцдолеритовых силлов в обрамлении Срединной долины Шотландии, непосредственно в ее пределах, а также в Скании.

Существенная перестройка вулкано-тектонической обстановки происходит в самом конце позднего карбона — ранней перми. Ареалы орогенного известково-щелочного вулканизма сместились в районы южного обрамления Средне-Европейской плиты — в область варисцид и их форланда, захватывая также отдельные районы Датско-Польского рифта, испытавшие на этом этапе восходящие движения. Растяжение, напротив, происходило в системах меридиональных рифтов, наложенных на структуры более ранней генерации, — в грабене Осло, южной и восточной частях Северного моря, на западе Англии. Щелочной базальтовый вулканизм, типичный для внутриконтинентальных рифтов, начался здесь в позднем карбоне и закончился в триасе. Проявления этого вулканизма известны и в Северном море. Именно они совместно с данными геофизики и бурения дают возможность трассировать далеко южное меридиональное продолжение этого грабена.

Формирование современной Атлантики в мезозое привело к дальнейшему развитию преимущественно меридиональной системы рифтов, обладающей характерным тройным сочленением. Подобное сочленение, как это признано, возникает обычно над обширными мантийными диапирами. Эта, наиболее молодая мезозойская система рифтов наложена на более древние широтные и северо-западные рифты и переработала их окончания. В итоге строение мезозойских рифтов осложнено поперечными разломами, весьма напоминающими рисунок трансформных нарушений в океанах.

Вулканизм мезозойских рифтов был наиболее интенсивным в байосе и продолжался в батском веке. Его продукты представлены базальтами, изменяющимися по составу от оливиновых до трахибазальтов, туфами, пемзами и агломератами. Мощность базальтовых лав изменяется от 5 до 20 м, а межлавовых горизонтов — от 15 до 100 м. Суммарная мощность лав в районе вулканических аппаратов достигает по геофизическим данным 1,5 км, а разнос пепла фиксируется на расстоянии до 700 км. Последнее устанавливается по пластам монтмориллонита мощностью до 1,5 м. Таким образом, интенсивность извержений была вполне сонзмерима с такими известными вулканами, как Санторин и Кракатау, где разнос пепла при извержениях Санторина составлял в различных направлениях от 400 до 700 км. Эти данные обнаруживают крайне

напряженную геодинамическую обстановку Североморской рифтовой системы в среднеюрское время.

В поздней юре ареалы вулканической активности смещаются в районы северной части Северного моря и его южного обрамления. Интенсивность вулканической деятельности, представленной дайками долеритов и излияниями основных лав, резко ослабевают (известны лишь одиночные вулканические аппараты). В меловое время интрузии имели место лишь в Скании, в зоне сочленения Балтийского щита с Датско-Польским авлакогеном, а также в Ирландии. С началом спрединга в Норвежско-Гренландском бассейне в раннем эоцене Североморская рифтовая система становится окончательно неактивной, в кайнозойский этап развития характеризуется региональным погружением в области Северного моря. Вулканическая деятельность смещается далеко к западу в район Фарерско-Роколлского рифта, а в пределы Северного моря поступает обильный пепловый материал, который образует отчетливый маркирующий горизонт между образованиями палеоцена и эоцена. Одновременно на западе Британских островов, в районе Гебридской платформы, а также вблизи юго-западной оконечности Балтийского щита происходили излияния платобазальтов, внедрения кислых и основных интрузий и даек долеритов. Все это является лишь небольшой частью Брито-Арктической платобазальтовой провинции.

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

Строение **Северного Ледовитого океана** весьма своеобразно и, по сути дела, не находит полной аналогии среди всех остальных океанов Земли.

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

Аномальное магнитное поле, хотя и своеобразно, но несколько напоминает такое же поле Индийского океана. Элементы сходства заключаются в наличии трех систем полосовых аномалий;

различие в том, что две из них имеют согласное простирание, а третья — дискордантное. Эта последняя, наиболее древняя система выявлена в Канадской котловине и датируется индексами от М-12 до М-25, т. е. возрастом 155—125 млн. лет. Ориентировка позднеюрской — раннемеловой системы субмеридиональная и отражает отделение Аляски от о-ва Королевы Елизаветы в Канадском Арктическом архипелаге. Все остальные полосовые аномалии в Северном Ледовитом океане имеют субширотное простирание. В котловине Макарова (Толля) индекс аномалий от 23 до 34, что определяет время разобщения хребтов Ломоносова и Менделеева (Альфа) сантон-палеоценом. Разрастание коры котловин Амундсена (Фрама) и Нансена началось в самом позднем маастрихте — раннем палеоцене, поскольку аномалии обладают индексами до 24, т. е. возрастом 60—67 млн. лет. Оно продолжалось здесь до среднего — позднего миоцена и привело к образованию хребта Гаккеля. Таким образом, в Северном Ледовитом океане имели место не только коренная перестройка осей спрединга, но и смещение оси в пространстве от котловины Макарова (Толля) в район современных котловин Амундсена и Нансена. Аналогичный процесс миграции оси спрединга происходил на юго-востоке Тихого океана и в Северной Атлантике (см. рис. 1).

Гетерогенность собственно ложа Арктического океана кроме особенностей магнитного поля выражается в наличии двух различных тектонических областей, известных под названием Евразийской и Амеразийской. Структура первой из них контролируется хребтом Гаккеля и характеризуется типично океанической корой. Этот хребет выделяется из мировой системы внутриокеанических подвижных поясов небольшой протяженностью, шириной и превышением в рельефе над обрамляющими котловинами. Амплитуда его воздымания над котловинами Амундсена и Нансена составляет от менее 100 до 2000 м. Вторая область представляет собой чередование блоков океанической, континентальной и субокеанической коры при ведущей роли хребтов Ломоносова и Менделеева (Альфа).

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

Структура Евразийской области относительно проста. На большей части площади котловин Нансена и Амундсена рас-

пространена океаническая кора палеогенового возраста. Блоки позднемезозойской, меловой коры могут предполагаться лишь на крайнем юге котловины Амундсена, вблизи Гренландии. Условия залегания и мощность чехла обнаруживают некоторую корреляцию с возрастом коры. Океаническое основание чехла залегает у подножия хребта Гаккеля на отметках 5 км и погружается до 6—6,5 км в сторону континентального склона Евразии и хребта Ломоносова. Только в блоке предполагаемой меловой коры погружение имеет место до отметок более 7,5 км.

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

Строение Амеразийской области более сложное. От Евразийской области она отделяется глыбовым хребтом Ломоносова, континентальная природа которого ныне признается практически всеми исследователями. Между хребтом Ломоносова и следующим к востоку хребтом Менделеева (Альфа) располагается котловина Макарова (Толля) с океанической корой позднемелового — палеоценового возраста. Природа хребта Менделеева пока дискуссионна, но по особенностям магнитного, теплового и других физических полей мнение исследователей начинает склоняться в пользу его континентальной природы. Таким образом, Канадская котловина совместно с морем Бофорта по характеру обрамления более близка к тектоническим элементам типа окраинных морей, а не к океаническим котловинам.

Структура вулканогенно-осадочного чехла характеризуется развитием двух периокеанических прогибов. Один из них, меньший по площади, приурочен к котловине Макарова (Толля). Океаническое основание чехла залегает в его пределах на отметках от 5 до 7,5 км и лишь вблизи континентального склона Азии погружено на большие глубины. Соответственно на этом участке и мощность чехла более 5—8 км. Второй, более крупный по площади, охватывает Канадскую котловину совместно с морем Бофорта. Основание чехла испытывает моноклинальное погружение от хребта Менделеева и Чукотского плато к югу в сторону континентального склона Северо-Американской платформы и синеклизы Свердрупа от отметок 5 км до более 10 км. Однако в пределах почти всей Канадской котловины его подошва залегает на отметках около 7,5 км. Суммарная мощность чехла достигает в Канадской кот-

ловине 6—8 км. На склонах хребта Менделеева, а также на своде Чукотского плато чехол значительно сокращается в мощности и на отдельных участках отсутствует. По меньшей мере меловой возраст докайнозойской части разреза установлен драгированием на континентальном склоне. Ныне на основании палеотектонических реконструкций и датировок магнитного поля следует предполагать, что в котловине под меловыми залегают отложения позднеюрского возраста.

Тектоника океанических пространств в целом и Северного Ледовитого океана в частности при наличии черт различия обладает и принципиальным сходством. Ее основные особенности контролируются: прерывистостью разрастания океанической коры; коренной перестройкой осей ее разрастания от позднеюрско-раннемелового этапа к позднемеловому — кайнозойскому; миграцией осей спрединга за краткие промежутки времени в отдельных районах океанов; смещениями блоков океанической и континентальной коры по трансформным разломам; наложенными процессами внутриплитового вулканизма и рифтовым магматизмом на подводных окраинах континентов; стадийностью эндогенной активности в океанах и на подводной окраине континентов; нисходящими движениями блоков континентальной коры на пассивных окраинах и, напротив антиизостатическими восходящими — на океанических плитах. Эти процессы в своей совокупности определяют неоднородность строения разных тектонических областей и современную структуру вулканогенно-осадочного чехла.

ГЛАВА 2. **ОКРАИННЫЕ И ВНУТРЕННИЕ МОРЯ**

Эти морские впадины своим происхождением и всей эволюцией неразрывно связаны с океанами — либо современными, либо древними. Соответственно, они располагаются на обрамлении континентальных плит и одновременно являются в тектоническом аспекте неотъемлемой принадлежностью подвижных поясов Земли разного типа: внутриокеанических, т. е. Восточно-Тихоокеанского, Индоокеанского, Атлантического совместно с хребтом Гаккеля; окраинно-континентальных, т. е. Восточно (Кордильеры Северной и Южной Америки)- и Западно-Тихоокеанских; Арктического и Антарктического; внутриконтинентального — Средиземноморского. По отношению к поясам они занимают окраинное либо внутреннее положение, что дает основание многим исследователям выделять их в качестве краевых морей. Последнее, кстати, удобно для краткости.

Общий перечень рассматриваемых морей, особенности строения и распределения по тектонической позиции с возможной детальностью были охарактеризованы в работе В. Е. Хаина и Л. Е. Левина, вышедшей в 1978 г., а также в [8]*. С некоторыми уточне-

* Там же приведен перечень основной литературы по проблеме геологии и происхождения этих морей.

ниями это распределение учитывает их связь с современными и древними океаническими окраинами, которая в различных сочетаниях дифференцируется в пять основных типов тектонической обстановки: внутреннюю область современной активной окраины (моря Фиджи, Сулу, Сулавеси и др.); переходную область к этой же окраине, характеризующуюся деструкцией более древней океанической литосферы в котловинах так называемых «отгороженных» морей (Филиппинское, Берингово); переходную область опять-таки к современной активной окраине, но с деструкцией в различных масштабах континентальной литосферы, приведшей к возникновению различных типов коры в котловинах, так называемые «спрединговые» внутренние моря (Карибское, Охотское, Японское, Южно-Китайское, Андаманское, Алжиро-Прованская котловина, Скоша); переходную область, испытавшую в процессе геологической истории трансформацию пассивных окраин в активные (Мексиканский залив, Восточно-Китайское, Коралловое, Средний и Южный Каспий, Черное, Адриатическое, Восточное Средиземноморье, Персидский залив); современных пассивных окраин (Калифорнийский залив, Тасманово, Бискайский залив, моря Баффина и Лабрадора) и весьма близкую к ней область сочленения древних окраин различного типа и современных пассивных окраин (Росса, Уэдделла, Северное, Баренцево и др.).

Комплекс признаков указывает, что вне зависимости от тектонической позиции все краевые моря приурочены к областям древнего или современного мантийного диапиризма и соответственно пониженной мощности литосферы, которая варьирует в различных случаях от 15—35 до 80—90 км, т. е. оказывается существенно меньшей, чем под сопредельными платформами, а иногда и океаническими плитами. Напротив, почти всегда она больше, чем в орогенных сооружениях подвижных поясов [8].

Участки с субокеанической и океанической корой в пределах этих морей тяготеют к зонам наиболее сокращенной мощности литосферы и характеризуются несомненной рифтовой природой. Рифты образуют порой сложное тройное сочетание и подразделяются на три системы — палеозойскую, имеющую ограниченное значение, мезозойскую и кайнозойскую.

Ведущая роль рифтогенеза в деструкции континентальной коры с преобразованием ее в субокеаническую (порой скорее в переходную от континентальной) и океаническую была намечена еще в середине 60-х годов [7], равно как и наличие утоненной литосферы не только под краевыми морями, но и островными дугами и эпигеосинклинальными орогенами [10].

Различные аспекты механизма растяжения континентальной коры и образования глубоководных котловин краевых морей рассматривались затем неоднократно (Е. Е. Милановский, Ю. М. Пущаровский, В. Е. Хаин, Д. Е. Кариг, Л. А. Лауер, Дж. В. Хаукинс и др.). При этом были подмечены некоторые особенности растяжения: асимметричность разрастания коры (П. Н. Кропоткин, Р. Ф. Бакер, К. Мрозовски, Дж. Хуслер, К. Чейз); возникновение

мантийных диапиров как механизма растяжения не только в области активных, но и пассивных окраин (П. Н. Кропоткин); миграция мантийных диапиров по простиранию и латерали (Л. Э. Левин).

Ныне кардинальные положения о взаимосвязях рифтового, орогенного и островодужного базальтового вулканизма, хотя и отличающегося по составу, с подъемом фронта разогретого вещества мантии признаны геологической наукой. Дальнейшая их детализация обнаружила, что основные разновидности этого вулканизма — толеитовая, щелочная и известково-щелочная — в индивидуальных сочетаниях проявляются в крупных структурных элементах трех главных тектонических областей Земли: океанах, переходных зонах и на континентах. Особенно близки между собой внутренние моря и континентальные рифты, где щелочной базальтовый вулканизм сменяется толеитовым и вновь вкрест простирания щелочным [21].

Вводные замечания дают основание обратиться далее только к некоторым показателям тектоники, имеющим наиболее важное значение для главного направления книги, а именно: аномальное магнитное поле; направленность эндогенной активности; период ранней стадии рифтогенеза, стратиграфический диапазон и мощность чехла в целом.

Аномальное магнитное поле в пределах окраинных и внутренних морей либо полосовое, аналогичное океаническому, либо рассредоточенное (синоним — диффузное). Линейные полосовые аномалии известны почти повсеместно в морях пассивных окраин (Уэдделла, Баффина, Росса, Тасмановом, Красном, Скоша, Лабрадора, заливах—Калифорнийском и Бискайском), а также в 12 из 24 морей активных окраин. Остальные морские впадины области активных окраин, за исключением некоторых, где пока нет данных, характеризуются рассредоточенным полем. Сочетание двух разновидностей, равно как и простирание полосовых аномалий, разнообразно порой даже в одном регионе. Более того, подобные изменения, включая возраст аномалий, фиксируются и в пределах одной морской впадины.

Наиболее характерной чертой различия в вулканизме краевых морей в целом является ограниченное распространение наиболее кислых разностей контрастной базальт-риолит-дацитовой ассоциации, а именно риолитов, риолит-дацитов и их туфов. Они известны там, где системы древних и современных островных дуг формируются хотя и на утоненной, но все же континентальной коре: в различных районах Средиземноморского бассейна (Балеарская котловина, Лигурийское море, север Адриатического и Эгейского морей, южное обрамление Черного моря от Странджи до Аджаро-Триалет) и в отдельных частях Западно-Тихоокеанского подвижного пояса (северо-восток Берингова и Охотского морей, северный и южный фланги Курильской дуги, север Японского моря, юго-запад и север котловины Окинава, Новокаледонская и Новогебрид-

ская дуги, дуга Тонга и генетическое продолжение котловины Лау — рифт Хикуранги).

Сходство заключается в повсеместном распространении основного и щелочного вулканизма, представленного базальтами, трахибазальтами и их туфами. Эти черты характерны для морских впадин как пассивных, так и активных океанических окраин (рис. 6).

Черты сходства и различия присущи также видам эндогенной — магматической или вулканической — активности на обрамлении морей и непосредственно в их пределах. Последнее устанавливается по материалам глубоководного бурения, драгирования, морского нефтяного бурения на шельфах, характеру аномального магнитного поля.

Каждый вид эндогенной активности преобладает в различных случаях и на определенной стадии эволюции. Магматизм обусловливает образование консолидированной океанической коры в процессе спрединга, отраженного ныне в магнитном поле полосовыми аномалиями. Продукты магматизма представлены в краевых морях породами офиолитовой ассоциации, образовавшейся, по

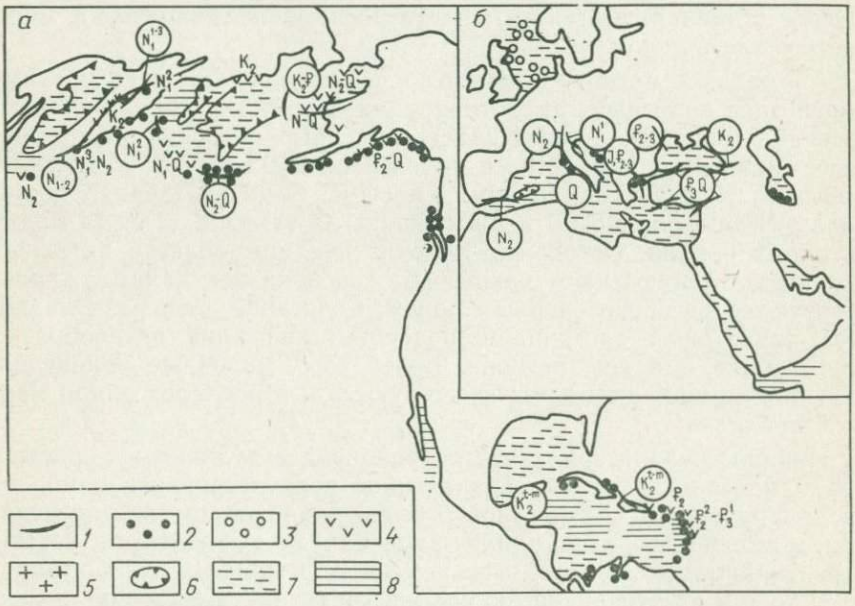
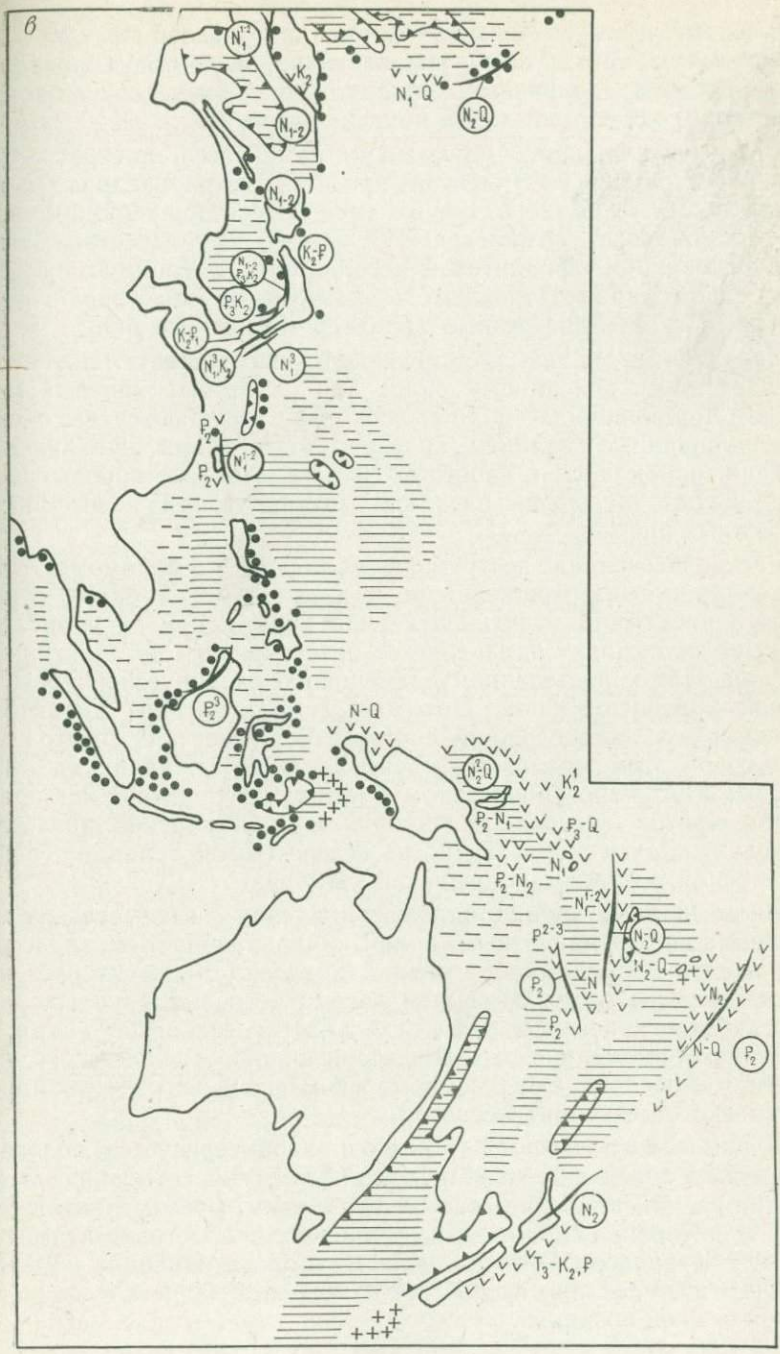


Рис. 6. Схема типов вулканизма в пределах краевых морей и районов их ближайшего обрамления.

а — моря восточного и северного обрамления ложа Тихого океана и Мексикано-Карибского региона; *б* — моря запада Средиземноморского пояса; *в* — моря западного обрамления ложа Тихого океана и восточного — Индийского.

1 — риолиты, риолит-дациты и их туфы; *2* — туфоалевролиты, туфопесчаники, туфы основного и щелочного состава; *3* — базальты, трахибазальты и их туфы в области пассивной окраины; *4* — базальты и их туфы в области современной активной окраины; *5* — вулканиты преимущественно основного состава; *6* — контур областей отсутствия геофизической «нижней части разреза»; *7* — субокеаническая кора; *8* — океаническая кора


в
N_1^{1-3}
K_2
N_1-Q
N_2-Q
N_{1-2}
N_{1-2}
K_2-P
N_{1-2} $P_3^1K_2$
P_3K_2
$K_2^2P_1^1$
$N_1^3K_2$
N_1^3
P_2^3
P_2V
N_1^{1-2}
P_2^3
N-Q
N_2^2-Q
K_2^1
P_2-N_1
P_3-Q
P_2-N_2
N_1
N^{1-2}
P^{2-3}
N_2-Q
P_2
P_2
N_2
N-Q
P_2
N_2
T_3-K_2,P

В. Е. Хаину, в две основные эпохи: позднетриасово-юрскую и мелпалеогеновую. Затем офиолиты частично были обдуцированы на более древнюю континентальную или океаническую (Соломоновы острова) кору обрамления морских впадин.

Иная разновидность магматизма намечается при рассредоточенной деструкции континентальной коры, когда внедряются мантийные астенолиты, вероятно близкие по составу породам лерцолит-габброидного комплекса. Последний, как известно, может быть основанием офиолитовой ассоциации. Астенолиты представляют собой множественные тела, которые обусловливают не линейный, а скорее диффузный характер магнитного поля.

Характер вулканизма, сменяющего интрузивную активность, отвечает здесь описанному ранее для некоторых краевых морей (М. Б. Лордкипанидзе и др.), поскольку появляются высокодифференцированные базальты, андезиты, кератофиры, вулканические брекчии, пирокласты и слоистые грубообломочные породы. Порой преобладают щелочные базальты внутридуговых и внутриплатформенных рифтов.

Рассредоточенная деструкция обладает, по-видимому, двумя разновидностями, отраженными в вулканизме: в одной существенного растяжения континентальной коры порой не происходит, в другой происходит изменение ее интенсивности по простиранию, что приводит к постепенному замещению океанической коры утоненной континентальной. Похожие взаимопереходы характерны, по-видимому, для сложной системы Черноморских рифтов, насколько об этом можно судить по характеру вулканизма в Бургасском и Аджаро-Триалетском рифтах; соотношений по простиранию рифтов Татарского пролива и Япономорской котловины; котловины Лау и рифта Таупо на севере Новой Зеландии; рифтов Балеарской и Алжиро-Прованской котловин.

Новые данные принципиального значения о взаимосвязях между аномальным магнитным полем, направленностью эндогенной активности, периодом образования котловин и структурой чехла представляется целесообразным рассмотреть для крупных регионов глубоких краевых морей в отдельности: Дальневосточного, Индосинийско-Филиппинского, Новогвинейско-Новозеландского, Мексикано-Карибского, Средиземноморско-Персидского, Черноморско-Каспийского и Антарктического *.

Дальневосточный регион характеризуется полосовым магнитным полем в Командорской и Алеутской котловинах Берингова моря, но, напротив, рассредоточенным («шахматного рисунка») в котловинах Охотского, Японского и Восточно-Китайского морей — Курильской, Япономорской и Вакаса, Окинава. Подобное различие обусловлено скорее всего природой коры котловин и их тектонической позицией.

---

* Канадская котловина рассмотрена в главе, посвященной океанам, а остальные окраинные моря Арктического региона — шельфовые.

В Алеутской котловине индекс аномалий от М-1 до М-13, т. е. 110—130 млн. лет, что соответствует раннему мелу. Эта датировка получила подтверждение кроме палеотектонических реконструкций в результатах драгирования на континентальном склоне, откуда были подняты обломки мелководно-морских отложений поздней юры — раннего мела.

Для Командорской котловины датировки отсутствуют, но из данных бурения скв. 191 следует, что возраст аномалий и соответственно океанической коры намного моложе — миоценовый. Простирание аномалий в обеих котловинах субмеридиональное, т. е. поперечное не только к континентальному склону, но и позднемеловым аномалиям на севере Тихого океана. Именно на этих основаниях предполагается, что в Алеутской котловине под мощным осадочным чехлом залегает блок позднеюрско-раннемеловой коры плиты Кула, который ныне «отгорожен» от более молодого ложа Тихого океана Алеутской островной дугой.

Берингово море в целом (шельф+котловина) отличается от большинства других краевых морей наличием в его пределах двух крупных седиментационных бассейнов — собственно Беринговоморского и Командорского, отделенных друг от друга хребтом Ширшова (Олюторским).

Первый из них характеризуется повышенной до 8—15 км мощностью чехла, гетерогенным строением и длительной сложной историей геологического развития. Ее ранняя стадия в разных участках охватывала интервал времени от девона до конца позднего мела — раннего палеогена включительно, когда в области современного шельфа происходило последовательное дробление Анадыро-Сьюардского срединного массива. На раннекиммерийском этапе по периферии массива возникли глубоководные океанические троги — Нунивак и Прибылова. В поздней юре и раннем мелу, вследствие поддвига плиты Кука происходит замыкание трогов с элементами скучивания литосферы (надвиги, вулканизм).

Основная стадия эволюции Беринговоморского бассейна начинается в позднемеловое время, когда троги Нунивак и Прибылова превращаются в участки сноса и соответственно оформляются его современные очертания. Она характеризуется также повторной деструкцией континентальной и океанической коры с преобладанием нисходящих движений на всей площади бассейна. Деструкция выражается, в частности, в образовании системы рифтов северо-восточного простирания во впадине Нортон и высокоамплитудных (до 1—2 км) горстообразных поднятий в океанической коре котловины. Во впадине Нортон она была вызвана скорее всего глубинными процессами не в Тихоокеанском, а Арктическом сегменте Земли, которые привели к разобщению хребтов Альфа и Ломоносова. Еще одна перестройка знака движений имела место с олигоцена, когда в центральной части шельфа преобладают поднятия, а в котловине — опускания.

Ныне опущенные и осложненные рифтами блоки фундамента Анадыро-Сьюардского массива образуют основание кулисно соч-

ленных впадин: на севере — Нортон и Бетел с мощностью чехла до 6,5—8 км, а на юге — Анадырской, а также преддуговых — Наварин и Св. Георгия с мощностью чехла от 6 до 10—15 км. Диапазон изменения этой мощности в Алеутской котловине от 4—5 до 6—8 км, а в Командорской от 1—2 до 3—4 км.

Котловины остальных трех морей региона связаны с древними массивами — срединным Охотоморским и краевыми Китайско-Корейской платформы в случае Японского и Восточно-Китайского морей. Они значительно более позднее новообразование, чем Алеутская: Курильская — между поздним миоценом и ранним плиоценом; Япономорская и Вакаса — между ранним и средним миоценом; Окинава — между поздним миоценом и ранним плейстоценом.

О рифтовой природе котловин с несомненностью свидетельствует совокупность геофизических материалов. Рифты осложняют и строение шельфа, причем некоторые из них (Центральноохотский, Западно- и Восточно-Татарский) имеют соответствующее продолжение в котловинах Курильской, Япономорской и Вакаса. Другими словами, вдоль их простирания степень деструкции изменяется от утонения континентальной коры до новообразования океанической.

Утоненной континентальной корой характеризуется, вероятно, и юрско-меловая система рифтов востока Азии (Зея-Бурея-Бохайвань). Природа южного звена этой системы — рифта Бохайвань, осложняющего строение шельфа Желтого моря, установлена теперь с достоверностью; кровля зоны частичного плавления вещества мантии (астеносферы) находится здесь на глубине порядка 30 км; мощность чехла до 10 км; в толще осадков кайнозойского возраста содержатся пласты базальтов (Хао Шуан, Ванг Чуху).

Примером направленности и продолжительности деструкции может служить юг Татарского пролива, куда в раннемеловое время от Восточного Хонсю через юго-запад Хоккайдо протягивался пояс известково-щелочного вулканизма. В раннем—среднем миоцене на северное окончание пояса была наложена так называемая провинция кислых «зеленых туфов». Вулканические центры этой провинции (о-в Монерон и др.) как бы трассируют западный и восточный борта Углегорско-Чеховского прогиба, утверждая его рифтогенную природу. Одновременно в котловинах Японского моря вулканизм был иным — базальтоидным.

Южное продолжение провинции «зеленых туфов» устанавливается вдоль восточного борта котловины Окинава вплоть до центральной группы островов Рюкю включительно. Для южной группы этих островов характерен несколько более древний (эоценовый) вулканизм, продукты которого представлены пироксеновыми андезитами и пирокластами. Эти и другие различия в строении юга, центра и севера островов Рюкю обнаруживают постепенное омоложение времени образования котловины Окинава в южном направлении. Такой же процесс имеет место и в Японском море, где

формирование рифтов Татарского пролива предшествовало образованию котловин Япономорской и Вакаса.

Своеобразие тектонической позиции усиливается расположением морских впадин на продолжении поперечных дислокаций зоны Фосса-Магна, хребта Кюсю-Палоу и других меньшего ранга. Оно во многом, вероятно, предопределило направленность деструкции континентальной коры, получившей, в свою очередь, отражение в аномальном магнитном поле, левосторонних сдвиговых смещениях блоков, некоторых чертах геологического строения котловин. Последнее определяется продолжением в пределы севера Курильской котловины складчато-метаморфических комплексов фундамента шельфа, наличием краевого плато Ямато на разделе между котловинами Япономорской и Вакаса, присутствием в подножии континентального склона котловины Окинава на глубине моря порядка 0,9 км горстообразного блока метаморфических пород — гнейсов, амфиболитов, мраморов, весьма похожих на фундамент Китайско-Корейской платформы. Строение котловины Окинава выделяется также отчетливой грабено-горстовой структурой, причем горсты сложены и породами основного состава (Е. П. Леликов, И. И. Берсенев).

Все это весьма напоминает такие районы пассивных окраин, как: плато Мазаган, север Бискайского залива, плато Орфен, наконец, Афар на юго-западе Красного моря, где чередование блоков сиалической и симатической коры закартировано непосредственно на поверхности. При этом блоки сиалической коры на пассивных окраинах и в краевых морях могут быть втянуты в интенсивные нисходящие движения как вкрест, так и по простиранию котловин.

Основная стадия эволюции осадочных бассейнов, связанных с Охотским, Японским и Восточно-Китайским морями, определяется временем образования глубоководных котловин. Однако в пределах шельфа формирование чехла началось значительно раньше: в отдельных участках Охотоморского и Япономорского бассейнов — в позднем мелу (вблизи западного побережья Хонсю не исключено наличие в разрезе и отложений палеозоя); в Восточно-Китайском бассейне — в раннем палеозое.

Общий план распределения мощности обладает чертами сходства и различия с Беринговоморским бассейном. Первые определяются развитием на шельфе крупных впадин и рифтогенных прогибов, где мощность чехла достигает 6—8 и даже 12—14 км (Исикари-Чеховский прогиб). На поднятиях, разделяющих отрицательные структурные формы, она сокращается до 0,5—2 км. Вторые вызваны более низкими значениями мощности в котловинах, что в принципе отражает и более позднее их образование: Курильской до 4 км; Япономорской от 1 до 2 км, Вакаса от 2 до 4 км, Окинава от 1 до 3—4 км.

Индосинийско-Филиппинский регион отличен от Дальневосточного прежде всего по преобладающему полосовому магнитному полю, которое установлено во многих его глубоковод-

ных котловинах. Одновременно простирание аномалий и возраст коры в котловинах самые разные.

Филиппинское море подобно Алеутской котловине рассматривают в качестве «отгороженного» блока океанической коры Тихого океана, подвергшейся последующей деструкции с омоложением возраста и горизонтальным смещением отдельных пластин литосферы. В его пределах выявлены три системы аномалий. Наиболее древняя, отвечающая по простиранию Центральному разлому Филиппинской котловины, т. е. северо-западной ориентировки, преимущественно эоценового возраста (с индексами от 17 до 20). Аномалии почти субмеридионального простирания с небольшим отклонением к западу отражают растяжение коры в котловинах Паресе-Вела и Сикоку. Они датируются индексами от 5 до 6в, что отвечает самому позднему олигоцену — среднему миоцену. И, наконец, самая молодая, позднеплиоцен-плейстоценовая, система, близкая по ориентировке предыдущей, обусловлена спредингом в Марианском троге между Западно-Марианской и Бонин-Марианской дугами. Все три системы находятся в дискордантных соотношениях с позднеюрско-раннемеловой системой аномалий на западе Тихого океана, а первые две, кроме того, между собой.

Гетерогенность строения коры Филиппинского моря кроме ее разновозрастности определяется также наличием ряда хребтов и поднятий: неактивных отмерших островных дуг Кюсю — Палау и Западно-Марианской: активной Бонин-Марианской дуги; возвышенности Бородино в составе плато Амами, хребтов Даито и Оки-Даито. Упомянутые дуги, возникшие на океанической коре, характеризуются и соответствующим вулканизмом — от толеитового до известково-щелочного. Его начало приходится на позднемеловое (дуги Кюсю—Палау и Западно-Марианская) время. Завершение вулканической активности отмерших островных дуг имело место в конце олигоцена, т. е. почти синхронно с его началом на Бонин-Марианской дуге.

Природа возвышенности Бородино — континентальная или океаническая — дускуссионна, поскольку при драгировании были отобраны метаморфические породы кислого состава и базальтоиды, однако среднеэоценовое время начала интенсивных нисходящих движений выяснено более достоверно (А. Митзуно, Ю. Окуда и др.).

В соответствии с направленностью эволюции Филиппинского моря стратиграфический диапазон осадочного чехла сокращенный (олигоцен-плейстоценовый), а суммарная мощность минимальна. Лишь на отдельных участках — возвышенность Бородино, вблизи дуг Кюсю—Палау и Западно-Марианской — этот диапазон увеличивается за счет отложений среднего — верхнего эоцена. На значительных пространствах Западно-Филиппинской котловины чехол практически отсутствует. Только вдоль подножия дуг Кюсю—Палау и Западно-Марианской его мощность достигает 2—3 км.

Южно-Китайское море располагается как бы в тылу Филиппинского, будучи отделено от него островной дугой, сформировав-

шейся на достаточно зрелой континентальной коре. Такая же кора присуща обширным шельфовым пространствам, где ее слагают разновозрастные складчато-метаморфические комплексы от докембрийских до раннемезозойских включительно.

Полосовые магнитные аномалии в глубоководной котловине испытывают плавный разворот от секущей юго-западной ориентировки на юге до субширотной на востоке. При этом ориентировка поперечна как к трем системам аномалий Филиппинского моря, так и позднеюрско-раннемеловой системе на западе Тихого океана.

Время разрастания океанической коры в зоне полосовых аномалий ранний олигоцен — средний миоцен. Оно определено радиометрическим методом по образцам щелочных толеитов, драгированных на дне. Морфологически район разрастания коры смещен к восточной части Южно-Китайской котловины. Он раздроблен трансформными нарушениями субмеридиональной ориентировки на отдельные блоки, испытавшие сдвиговые смещения по отношению друг к другу, а на его южном продолжении находится рифт Западная Натуна (о-ва Бунгуран), где деструкция континентальной коры не завершена.

Это разрастание имело следствием возникновение вблизи о-вов Лусон и Палаван внутренней активной окраины со всеми ее атрибутами: желобами Манильским и Палаван; сейсмофокальной зоной, наклоненной на восток; вулканизмом на Лусоне непосредственно над сейсмофокальной зоной. Вкрест ее простирания вулканические породы изменяются по составу от толеитовых на западе до известково-щелочных и высокощелочных на востоке, т. е. так, как это имеет место повсеместно на активных окраинах. Желоба, напротив, крайне различны по строению. Манильский — типичный глубоководный, а Палаванский — компенсированный седиментацией. Он представляет собой также структурный раздел между разновозрастными (от палеозой-мезозойских до палеогеновых) складчато-поддвиговыми с офиолитами и меланжем комплексами Палавана и краевого плато Рид-Бэнк. Последнее совместно с плато Максфильд-Опратли, расположенным к западу от района полосовых аномалий, представляет собой блоки континентальной коры, втянутые в нисходящие движения по окраинам котловины.

Однако образование современной котловины Южно-Китайского моря началось несколько раньше позднекайнозойского времени (скорее всего в течение позднего мела) вследствие поддвига Тихоокеанской плиты, вызвавшего также формирование древней островодужной системы Лусон — Тайваня. В пользу правомерности предположения о наличии в Южно-Китайской котловине позднемеловой — раннепалеогеновой коры и соответственно ранней фазы спрединга свидетельствуют неметаморфизованные осадочные породы раннемелового — палеогенового возраста, обнаруженные на плато Рид-Бэнк, равно как и повышенная (до 8—10 км) мощность чехла на северной центроклинали котловины (вблизи Тайваня). Вторая, олигоцен-среднемиоценовая фаза спрединга сопровождалась изменением положения в пространстве ее оси с субме-

ридионального, т. е. отвечающего ранней фазе, на широтное и наклоном сейсмофокальной зоны в противоположную сторону. Она обусловила возникновение в плиоцене к востоку от Тайваня предполагаемого, отмершего ныне центра спрединга — хребта Гагуа. Однако этот хребет может быть и приподнятым блоком океанической коры, поскольку в его строении участвуют габбро, амфиболиты, серпентинизированные амфиболиты и в меньшей степени базальты.

Эволюция рассматриваемой котловины (если все это действительно так) обнаруживает два важных обстоятельства: миграцию зоны растяжения с севера на юг, подобно котловинам Япономорской, Вакаса и Окинава; вторичную переработку раздробленной континентальной или новообразованной океанической коры раннекайнозойской зоной спрединга.

Заложение палео-Южно-Китайского моря было еще более ранним — в период отделения Калимантана от Евразии, т. е. в поздней юре — раннем мелу. Это событие, по Ю. Г. Гатинскому, получило отражение в формационном ряду Западного Калимантана, представленного глубоководной кремнисто-терригенной формацией юрско(?)-мелового возраста, которая сменяется юго-восточнее сначала мелководно-морской терригенной, а затем синхронной по возрасту континентальной. Таким образом, подобно современным океаническим пространствам регион Южно-Китайского моря испытал неоднократную миграцию оси спрединга во времени с коренным изменением ее положения в пространстве.

Шельф Южно-Китайского моря раздроблен системами рифтов юго-восточной (Сиамский, залива Бакбо и др.) и северо-восточной (Тонкинский, Хайнань, Западная Натуна) ориентировки. Их заложение происходило синхронно с возникновением самой молодой оси разрастания коры котловины, т. е. в конце олигоцена. Развитие же не прекратилось до современной эпохи, о чем свидетельствуют покровы базальтов на шельфе возрастом 5,6—0,6 млн. лет, повышенный тепловой поток, проявления (хотя и одиночные) современного вулканизма. Вулканы, обнаруженные на западном шельфе, приурочены к районам пересечения разрывных нарушений разных направлений. В составе продуктов их деятельности кроме основных содержатся и ультраосновные породы, что может свидетельствовать о залегании на небольших глубинах вещества мантии, как это обычно имеет место в рифтовых зонах.

Время заложения рифтов определяет основную стадию эволюции осадочного бассейна Южно-Китайского моря. Однако седиментация на отдельных участках шельфа и краевых плато, т. е. ранняя стадия, в соответствии с длительной и сложной историей региона имела место и в позднем мезозое. В этом плане особенно выделяются Сиамский залив, западный шельф Палавана, краевые плато Южно-Китайской котловины и крупная впадина на ее северной центроклинали, где известны континентальные и мелководно-морские отложения юрского, раннемелового и палеогенового возраста. Нельзя полностью исключить наличие в разрезе чехла

Сиамского залива, равно как и северо-западного шельфа, образований палеозойского возраста.

Распределение мощности чехла сложное — с повышенными значениями в рифтовых зонах и пониженными на разделяющих горстах: в рифте Сиамского залива до 10—12 км; заливе Бакбо до 6—9 км; в Западной Натуне до 4 км; во впадине Саравак (Западно-Калимантанской) до 8 км; впадине на северной центроклинали котловины до 8—10 км. От западного и южного подножия континентального склона к оси позднекайнозойского спрединга мощность сокращается от 4—5 до 1—0,5 км. Все это вызывает естественную аналогию со строением чехла пассивных окраин.

Моря Сулу и Сулавеси совместно с Макасарским проливом изучены менее детально, чем Южно-Китайское. Однако строение чехла в первом приближении все же известно. Здесь распространен крупный Восточно-Калимантанский осадочный бассейн, который, в свою очередь, состоит из двух суббассейнов — Сулу и Сулавеси.

Суббассейн Сулу в морской части подводным хребтом Кагаян подразделяется на две впадины — внешнюю и внутреннюю. Хребет — образование вулканогенное, но природа его не выяснена, поскольку дискутируется несколько точек зрения, включая предположение об олигоцен-раннемиоценовой оси растяжения (Р. М. Белл, Р. К. Джессоп).

Внешняя впадина сформировалась на коре континентального типа, а внутренняя — океанического. Однако вне зависимости от этого седиментация в условиях, близких к орогенным, началась в среднем, а местами в позднем миоцене. Суммарная мощность чехла во внешней впадине до 8 км, внутренней — порядка 4 км, но во втором случае более половины общей мощности может приходиться на породы второго слоя океанической коры.

Море Сулавеси отличается от предыдущего несколько более поздним, вероятно среднемиоценовым, временем разрастания океанической коры. Далее к востоку, в Молуккском море, оно было компенсировано сжатием, получившим отражение в покровах офиолитов раннемиоценового возраста с проявлениями последующего, среднемиоценового — плейстоценового андезитового вулканизма. Накопление осадочного чехла в Молуккском море происходило только в позднем плиоцене — плейстоцене.

Отмеченные геодинамические события привели к образованию гетерогенного суббассейна Сулавеси, который включает чехол глубоководной котловины и предгорного прогиба мезозоид Восточного Калимантана. Последний занимает и большую часть площади Макасарского пролива. В соответствии с направленностью эволюции вкрест простирания суббассейна (с северо-востока на юго-запад) чехол включает все более древние горизонты от миоцена до эоцена включительно. В этом же направлении увеличивается его мощность от 10 до 15 км.

Море Банда — крайнее юго-восточное звено морских впадин региона. Строение его весьма гетерогенно и своеобразно. На большей части площади котловины и обрамляющих ее вулканических

дуг магнитное поле выровненное, но на юге известен небольшой участок полосовых аномалий северо-восточного простирания. Они представляют собой как бы продолжение позднеюрско-раннемеловых аномалий котловины Уортон на западе Индийского океана. На этом основании (плюс низкие значения теплового потока) предполагается, что часть коры котловины моря Банда первоначально принадлежала к ложу Индийского океана, «отгороженной» островной дугой Флорес — Танимбар. С другой стороны, дробление северной окраины Австралийского кратона трогом Серам привело к перемещению отдельных его блоков на запад — в районы о-вов Буру, Бутунг и Ланкеси, Бовокан и Сулу. Последние две группы блоков, разобщенные предполагаемой осью спрединга, находятся вблизи восточного и юго-восточного окончаний о-ва Сулавеси.

Определенное усложнение тектоники моря Банда представляют (с востока на запад): глубоководный трог Вебер; дугообразное поднятие океанического (?) фундамента на продолжении дуги Флорес — Танимбар; внутренняя зона активного вулканизма.

Столь гетерогенная структура, вызванная сложными перемещениями на стыке Индоокеанской и Тихоокеанской плит, предопределила принципиальное наличие в составе чехла отложений широкого временного диапазона — от триаса до плейстоцена. Однако доплиоценовые горизонты присущи лишь упомянутым выше отторгнутым блокам Австралийского кратона, а также протяженной зоне смятия, отвечающий Тиморскому желобу. Непосредственно в котловине они либо отсутствуют, либо локализованы площадью «отгороженного» блока ложа Индийского океана. Мощность чехла в котловине порядка 0,5—1 км; она нарастает до 2—3 км в направлении к островной дуге Флорес—Танимбар, межгорным впадинам на о-вах Буру, Серам и Сулавеси.

Регион краевых морей юго-восточного окончания Средиземноморского пояса территориально и генетически тяготеет к рассмотренному выше. Его представляют две относительно небольшие по площади впадины — морей Андаманского и Саву.

В котловине первого из них известны полосовые аномалии северо-восточной ориентировки, т. е. секущей к простиранию структурных элементов на ее обрамлении. Строение зоны спрединга весьма похоже на обстановку в Калифорнийском заливе, поскольку представляет серию блоков интенсивно сдвинутых к югу по трансформным разломам. Аномалии имеют индекс от 2 до 5, что датирует разрастание коры самым поздним миоценом — плиоценом.

Однако формирование Иравадийско-Андаманского осадочного бассейна было более длительным. На северном шельфе оно началось в палеоцен-эоцене, в межгорных впадинах Суматры в олигоцене, а в котловине только в плиоцене. Соответственно изменяется и мощность чехла от 16 до 6 и 1—1,5 км.

Соединительным звеном между морями Андаманским и Саву служит система кулисно сочлененных так называемых преддуго-

вых впадин, которые получают развитие вдоль фронта Суматра-Яванской дуги. От глубоководного желоба они отделены внешним хребтом, который включает и поднятие Никобар-Андаманских островов. Мощность позднекайнозойского чехла этих впадин от 4 до 10 км. К их категории относится скорее всего и море Саву, где чехол миоцен-плейстоценового возраста имеет мощность 2—3 км.

Краевые моря Новогвинейско-Новозеландского региона сформировались в разной геотектонической обстановке: Тасманово и Коралловое — после деструкции с интенсивным раздвигом блоков континентальной коры былой «Коралловоморской платформы», как предполагают, с байкальским или каледонским фундаментом; Фиджи, Новогвинейское, Соломоново и котловина Лау — в условиях растяжения поперек оси островных дуг. В совокупности они представляют разновозрастные образования, что нашло отражение в разноориентированных системах магнитных аномалий.

Более древняя из них, обусловленная внедрением северного ответвления южного сектора Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса, имеет кампан-раннеолигоценовый возраст и, в свою очередь, может быть подразделена на три ветви.

Южная ветвь присуща Тасмановой котловине, где имеет отчетливую северо-западную ориентировку, дискордантную по отношению к континентальному склону Австралии и Новой Зеландии, но согласную с простиранием «микроконтинентов», т. е. хребтов Лорд-Хау и Норфолк. Индекс аномалий от 24 до 32, что соответствует кампан-раннему палеоцену и подтверждено глубоководным бурением (скв. 283).

Вторая, северная ветвь устанавливается в Коралловоморской котловине, где простирание аномалий меняется на запад-северо-западное, а возраст омолаживается до палеоцен-раннеэоценового (скв. 287).

Третья ветвь аномалий распространена на востоке Кораллового моря, вдоль трога Реннелл. Именно по ее наличию упомянутый трог рассматривают в качестве угасшей раннеолигоценовой оси спрединга. Эта ось, в свою очередь, обусловила возникновение Новогебридской внутренней активной окраины с сейсмофокальной зоной, обращенной на восток, что вызывает естественную аналогию с практически синхронной по времени геодинамической обстановкой на северо-востоке Южно-Китайской котловины, вблизи о-ва Лусон.

Все эти ветви по типу «тройного сочленения» соединяются между собой к югу от о-вов Луизиада, причем каждая осложнена сдвиговыми перемещениями блоков по трансформным разломам. Последние имеют два главенствующих простирания: субмеридиональное и северо-восточное. Самый протяженный из трансформных разломов находится на широте северной оконечности хребта Дампиер и является разделом между кампан-раннепалеоценовой и палеоцен-эоценовой системами аномалий.

Ранняя, кампан-палеоценовая, стадия разрастания океанической коры вызвала синхронный по времени рифтогенез по всему континентальному обрамлению Тасмановой и Коралловоморской котловин и, более того, на Новозеландском краевом плато. Тогда же скорее всего были разобщены блоки континентальной коры хребтов Лорд-Хау и Норфолк. Рифты Гипсленд, Квинсленд, Тоунсвилл, Морсби и др. на подводной окраине Австралии и Новой Гвинеи, а также Соландер, Пукаки, Кемпбелл и Большой Южный на Новозеландском плато имеют преимущественно ортогональную ориентировку, дискордантную к оси разрастания коры в котловинах.

Процесс разуплотнения верхней мантии, обусловивший рифтогенез на континентальной окраине и разрастание коры в котловинах, был длительным и продолжался от начала поздней юры до миоцен-плиоцена включительно. Об этом свидетельствуют: во-первых, покровы базальтов в низах чехла рифта Гипсленд, пронизанные дайками долеритов возрастом 160 млн. лет (предрифтовая стадия, по А. В. Развалляеву); во-вторых, субмеридиональные протяженностью до 1000 км линии вулканов вдоль западной окраины хребта Лорд-Хау и востока Австралии, активные в миоцене и раннем плиоцене. Представителем этих вулканов, характеризовавшихся излияниями основной магмы, является Лорд-Хау на одноименном острове. При этом, вероятно, в начале позднего мела имело место коренное изменение ориентировки зон разуплотнения от субширотной к субмеридиональной.

В соответствии с направленностью эволюции Тасманова и Кораллового морей стратиграфический диапазон осадочного чехла испытывает значительные изменения по простиранию и по латерали. На юге наиболее древними его горизонтами являются позднеюрские в рифте Гипсленд и позднекаменноугольные — раннепермские в Сиднейской впадине; на севере — позднемеловые в рифтах восточной окраины Австралии, также как и в рифтах Новозеландского краевого плато; в Тасмановой котловине — кампан-маастрихтские; в Коралловоморской — ранне-среднеэоценовые на западе и олигоценовые на востоке. Аналогичным образом максимальная для этих двух морей мощность чехла (4—5 км) устанавливается в юго-западных и северо-западных районах, непосредственно приближенных к упомянутым выше рифтам. В центральной части котловин она сокращается до менее 1 км.

Внутридуговым морям региона отвечают более молодые системы полосовых аномалий котловин Новогвинейской, Южно- и Северо-Фиджийской, Вудларк, Лау. В отличие от кампан-раннеолигоценовой системы полосовые аномалии ориентированы, за редким исключением, согласно с простиранием островных дуг на обрамлении котловин.

В Южно-Фиджийской котловине подобно системе Тасманова — Кораллового морей аномалии с индексами от 8 до 12 образуют тройное сочленение. На севере они согласны с дугообразной к югу ориентировкой приразломного хребта Хантер, являющегося

соединительным звеном между островными дугами Новых Гебрид и Фиджи; на западе — с простиранием хребта Трех Королей, а на востоке — островодужных хребтов Колвилл и Лау. Образование этой системы было обусловлено поддвигом Тихоокеанской плиты, а время разрастания коры средний—поздний олигоцен. Соответственно возраст нижних горизонтов чехла изменяется вкрест простирания котловины от позднего олигоцена до миоцена, а его мощность составляет первые сотни метров и только вблизи о-вов Фиджи увеличивается до 2—3 км.

Северо-Фиджийская котловина отличается субмеридиональной ориентировкой полосовых аномалий с индексами от 1 до 5, т. е. существенно более молодым, позднемиоцен-плейстоценовым возрастом коры. Мощность чехла сокращена здесь до первых сотен метров. Новогвинейская котловина характеризуется субширотным простиранием аномалий, совпадающих по местоположению с поясом мелкофокусных землетрясений Соронг. В пределах этого пояса осадочный чехол имеет прерывистое распространение, что свидетельствует о крайней молодости оси растяжения, возраст которой оценивается как плиоценовый. К подножию островных дуг — Новой Британии и северной оконечности Соломоновой — мощность чехла увеличивается до первых сотен метров.

Соломоново море располагается в тылу своеобразной для западного обрамления ложа Тихого океана структуры — активной в олигоцен-миоцене, но ныне прекратившей существование одноименной островной дуги. Магнитные аномалии согласны с простиранием хребта Вудларк в центре котловины того же названия; там же протягивается пояс промежуточных землетрясений (гипоцентры на глубине порядка 100 км). Здесь же отмечается аномально высокий тепловой поток. Базальты, драгированные в одном из трогов этого пояса, почти не отличаются по составу от пород рифтовых зон Срединно-Атлантического и Индоокеанского хребтов. Все это не оставляет сомнений в ведущей роли раздвиговых процессов при образовании котловины.

Стратиграфический диапазон чехла во внутренней зоне Соломоновой дуги ранний мел — плейстоцен, причем горизонты мелового возраста рассматриваются в качестве второго слоя океанической коры (правда, с повышенным содержанием осадочных пород), претерпевшего обдукцию при коллизии плато Онтонг-Джава и Соломонова архипелага (о-в Малаита). В структурном плане чехол образует систему субпараллельных поднятий и впадин, сочлененных кулисообразно, а его суммарная мощность достигает 10 км. В сторону котловины мощность резко сокращается, равно как и стратиграфический диапазон, вплоть до полного отсутствия осадков на значительной части ее площади.

Повышенная до 10 км мощность чехла характерна для внутренней впадины Новогебридской дуги, но стратиграфический диапазон сокращен здесь до позднего олигоцена — плейстоцена.

Котловины Гавр и Лау, находящиеся на продолжении внутриконтинентального рифта Таупо на о-ве Северном Новой Зеландии,

едва ли не самое молодое новообразование на юго-западе обрамления ложа Тихого океана. Магнитные аномалии имеют здесь индексы 1—2, что датирует разобщение хребтов Колвилл-Лау и Кермадек — Тонга плейстоценом. Чехол в их пределах практически отсутствует. На обрамляющих островодужных хребтах его мощность не превышает 2 км, а стратиграфический диапазон ограничивается поздним миоцен-плейстоценом и только на отдельных участках увеличивается до эоцен-плейстоцена.

Направленность вулканизма в рифте Таупо весьма похожа на котловины Вакаса в Японском и Окинава в Восточно-Китайском море. Здесь распространены преимущественно кислые вулканиты— игнимбриты, риолиты, кислые туфы и пемза, что свидетельствует о наличии, хотя и утоненной, но все же континентальной коры. Котловины Гавр и Лау, напротив, обладают типичной океанической корой. Современные вулканы находятся на их обрамлении — поднятиях Колвилл и Кермадек — Тонга, причем продукты вулканизма изменяются по составу от базальтов до дацитов и андезитов. У вулканов находятся рифовые массивы, а вдоль их подножий прослеживаются шлейфы мелководно-морских осадков.

В направленности эволюции окраинных и внутренних морей Западно-Тихоокеанского подвижного пояса в итоге краткого обзора устанавливаются черты сходства и различия. Сходство заключается в трех признаках: повсеместной связи образования глубоководных котловин с внедрением мантийных диапиров или, другими словами, с процессами разуплотнения в верхней мантии, что вызывает существенные раздвиговые деформации с разрастанием океанической коры или в минимальном варианте на начальной стадии эволюции образование относительно узких рифтов (котловины Курильская, Вакаса, Окинава); возникновении на ранней стадии растяжения разноориентированных, но преимущественно поперечных по отношению к оси котловин рифтов с последующим приматом нисходящих движений; практически повсеместной миграции во времени и пространстве мантийных диапиров, что приводит либо к вторичной переработке новообразованной коры, либо омоложению ее возраста и, соответственно, сокращению стратиграфического диапазона чехла.

Различие вызвано двумя основными обстоятельствами:

— миграцией во времени процессов растяжения при образовании котловин Японского, Восточно- и Южно-Китайского морей с севера на юг, а Тасманова и Кораллового с юга на север;

— омоложением с юга на север возраста рифтовых систем морей группы переходной области к современной активной окраине — от позднемелового в Тасмановом (Гипсленд даже позднеюрский) и Кораллове к олигоценовому в Южно-Китайском, миоценовому в Восточно-Китайском и Японском, позднемиоцен-плиоценовому в Охотском.

Эти черты различия обнаруживают элементы индивидуальности в эволюции каждого из регионов, равно как и правомерность их выделения.

Мексикано-Карибский регион, как и предыдущие, представляет весьма гетерогенное образование, обладающее чертами сходства и различия с окраинными и внутренними морями Западно-Тихоокеанского подвижного пояса. Первые касаются в большей степени Карибского моря, вторые — Мексиканского залива, что выражается как в направленности образования коры котловины Сигсби, так и длительности эволюции чехла и формационного состава его структурных этажей.

Гетерогенность получает отражение прежде всего в аномальном магнитном поле Карибского моря, которое образует две системы полосовых магнитных аномалий и локализованный по площади выровненный, или спокойный, ареал. Последний отвечает району типичной океанической коры Венесуэльской котловины, который примыкает к центральной части хребта Кюрасао. Предполагается, что она образовалась еще в допозднеюрское время, т. е. на самой ранней стадии разрастания коры Атлантического океана.

К востоку и западу от ареала спокойного магнитного поля развиты полосовые аномалии северо-восточной ориентировки, отделенные левосторонним сдвигом по разлому желоба Кайман от их продолжения в Юкатанской котловине.

Эти аномалии прослеживаются уже в пределах более мощной (до 17 км) так называемой «карибской» коры мелового возраста, которая состоит выше поверхности «М» из двух слоев. Ее верхние горизонты представлены потоками и силлами базальтов (скв. 146/149, 150), а общая мощность увеличивается за счет как потоков, так и нижнего слоя. Вполне вероятно, что меловые потоки базальтов на юрской коре аналогичны таковым во впадине Науру в Тихом океане и в зоне спокойного магнитного поля Норвежской котловины Северной Атлантики.

Субпараллельная система полосовых аномалий трассирует поперечный к широтному простиранию желоба Кайман узкий (2—3 км шириной) грабен, характеризующийся современной вулканической активностью. На бортах грабена залегают габброиды и ультраосновные породы, а вышележащие базальты по петрохимическому составу не обнаруживают отличий от типичных базальтов внутриокеанических подвижных поясов. На этих основаниях полагают, что грабен представляет новейшую, плиоцен-плейстоценовую зону спрединга, обусловившую возникновение желоба Кайман.

Строение же «карибской» коры наряду с петрохимическими признаками, обсуждаемыми ныне в литературе, имеет и иные отличия от океанических пространств. Они заключаются в существенном преобладании осадочных пород в разрезе над изверженными. Примером является разрез «формации Думиссоу», обнаженной на юге Гаити, которая трактуется в качестве приподнятого блока океанической коры (слой 2*A*) Карибского моря, залегающей под сейсмическим горизонтом *B*. Эта «формация», в свою очередь, состоит из двух комплексов: нижнего раннемелового возраста и верхнего позднемелового, но не моложе среднего маастрихта. По данным глубоководного бурения (скв. 146/149, 150) го-

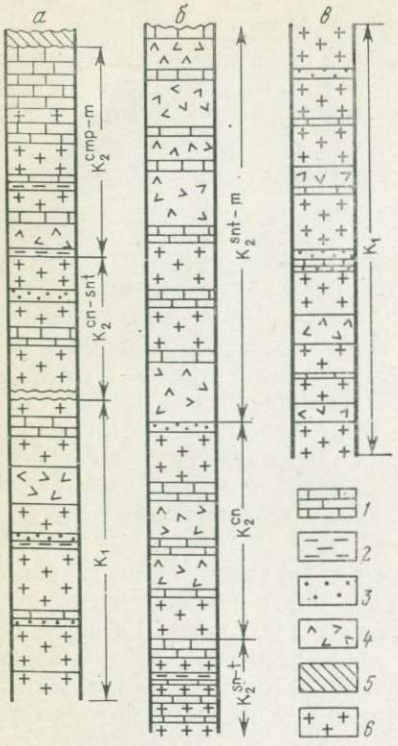


Рис. 7. Разрезы «формации Думиссоу» на Гаити (обобщено вне масштаба по [48]):

а — центральной части хр. Св. Доминика; *б* — восточной части того же хребта; *в* — нижнего комплекса «формации Думиссоу».

1 — известняки; *2* — кремни; *3* — граувакки, алевролиты, глинистые сланцы; *4* — диабазы; *5* — базальты и пиллоу-базальты; *6* — кайнозойские известняки

ризонт *В* сопоставляют с толеитовыми базальтами, силлами долеритов и осадками коньяк-кампанского возраста. Аналогично упомянутая «формация» представлена переслаиванием пиллоу-базальтов, диабазов, известняков, песчаников общей мощностью до 1,5 км, накопление которых происходило в глубоководной обстановке (рис. 7).

На основании содержания в базальтах более 2,5 % TiO_2 устанавливается, что они являются промежуточным образованием между океаническими (0,7—2,3 %) и островодужными (0,2—5,0 %) толеитами, а рассматриваемая «формация», имея в виду и другие черты ее состава,— типичной офиолитовой ассоциацией [48].

Формирование офиолитовой ассоциации коры Карибского моря на отдельных участках продолжалось в глубоководной обстановке вплоть до раннего эоцена, кровле которого в современных котловинах отвечает сейсмический горизонт *А*. На обрамлении Юкатанской котловины к этой ассоциации может быть отнесена свита Эль-Кобре, известная на востоке Кубы и Гаити, которую слагают преимущественно вулканогенные образования — лавы и туфы базальтового состава с прослоями туффитов, мергелей и известняков.

Еще две черты эндогенной активности в Карибском море должны быть отмечены. Одна из них заключается в проявлении островодужного вулканизма — в раннем мелу к северу от побережья Южной Америки (блок Вилья-де-Кура), в позднем мелу—кайнозое на востоке в пределах хребта Авес и Малых Антил. В раннем кампане развитие дуги Вилья-де-Кура прекратилось и в позднем мелу — палеоцене она была перемещена к югу в район поднятия Кюрасао. Позднее в эоцен-олигоцене мигрировали на восток центры вулканической активности хребта Авес и Малых Антил, что вызвало возникновение дуги Известняковых Антил, а в позднем

миоцене — плейстоцене — в обратном направлении на запад, где появились Вулканические Антилы (Т. И. Фролова).

Особенности эндогенной активности Карибского моря имеют место и в других внутренних морях переходной зоны к современной активной окраине. Они заключаются прежде всего в неоднократной миграции во времени и простанстве центров этой активности, а также в сопутствующих ей повышенных темпах осадконакопления. Последнее приводит к своеобразию состава офиолитовой ассоциации, поскольку наряду с базальтами значительная доля принадлежит и осадочным породам.

В Карибском море миграция эндогенной активности была обусловлена скорее всего взаимодействием трех глубинных процессов — разрастанием коры Колумбийской и Венесуэльской котловин с одной стороны, а Атлантического и Тихого океанов — с другой. Первый, продолжавшийся от среднеюрского до середины раннемелового времени, вызвал первичную деструкцию былого континентального массива, по-видимому находившегося на месте Карибского моря, а как следствие раздвига, возникновение сейсмофокальных зон, обращенных на северо-восток и юг, а также островной дуги Больших Антил. Таким образом, геодинамическая обстановка была аналогична современной на востоке Южно-Китайского и Кораллового морей.

Второй, противоположно ориентированный процесс был ведущим с конца раннего мела до середины эоцена. Он обусловил появление у дуги Больших Антил новой сейсмофокальной зоны, но обращенной на юг, повторный островодужный вулканизм с иной латеральной зональностью, рекуррентную переработку юрско-раннемеловой океанической коры, т. е. повторный спрединг, возникновение поперечных субмеридиональных рифтов на южном обрамлении Венесуэльской и Колумбийской котловин (Магдалена, Каухо-Патия, возможно, Маракаибо).

Третий, по-видимому, находится в генетической связи с разрастанием коры Тихого океана и сейсмофокальной зоной, погружающейся на восток со стороны Центрально-Американского желоба. Это обусловило возникновение субмеридиональной полосы разуплотнения в верхней мантии, плиоцен-плейстоценовый спрединг с формированием желоба Кайман и в конечном итоге создание благоприятной геодинамической обстановки для сдвига Юкатанского блока к востоку.

Эти изменения геодинамических обстановок, особенно в интервале от юры до середины эоцена, оказали существенное влияние на структуру вулканогенно-осадочного чехла. Оно выразилось в формировании мощных аккреционных призм, представленных преимущественно пелагическими осадками позднемелового — кайнозойского возраста, на континентальном склоне и непосредственно вдоль оси глубоких трогов — Муэртос на севере и Венесуэльского на юге одноименной котловины. При этом чехол смят в относительно крутые складки (в Колумбийской котловине с элементами глинистого диапиризма) и осложнен разрывными нарушениями.

Сходство строения описанных призм с аналогичными в современной диаде желоб — дуга на западе Тихого океана подтверждается отрицательными аномалиями гравитационного поля в редукции Фая.

Горизонтальные движения в Карибском море закономерно сочетались с вертикальными, о чем свидетельствуют мелководно-морские отложения коньяк-среднеэоценового возраста на хребте Беата и среднеэоцен-раннемиоценового на хребте Авес. При этом с начала неогена на всей его площади преобладают нисходящие, вертикальные движения блоков.

Хребты совместно с желобом Кайман и Малой Антильской дугой расчленили чехол рассматриваемой морской впадины на четыре относительно замкнутых седиментационных бассейна: Колумбийский и Венесуэльский со стратиграфическим диапазоном чехла в котловинах от раннего мела (включая слой 2*A*), а на шельфе от триаса до плейстоцена включительно; Юкатанский с наиболее древними горизонтами в чехле скорее всего позднемелового возраста; Гренада с сокращенным до олигоцен-плейстоцена чехлом.

Повышенные значения мощности этого чехла устанавливаются в Венесуэльском и Колумбийском бассейнах на окраинах котловин и шельфе, где составляют соответственно 14 и 5—7 км. К центральной части котловин, т. е. древней оси спрединга, она сокращается до менее 1 км. Бассейны Юкатанский и Гренада отличаются тяготением зоны наибольшей мощности (5 и 7—9 км), напротив, к центральной части котловин. На поднятии Никарагуа, в хребтах Кайман, Авес и Беата, а также на Малой Антильской дуге эта мощность сокращается до 4—2 км и менее.

Для Мексиканского залива имеются лишь немногие разрозненные данные о магнитном поле. Известно, что аномалии обладают секущей к очертаниям котловины Сигсби ориентировкой и трассируют положение рифтов с аномальной, близкой к океанической, корой на западном шельфе п-ова Флорида.

Для суждений о направленности геологической эволюции района залива и его глубинном строении используются сведения палеогеографического плана в совокупности с результатами сейсмических исследований и глубоководного бурения (скв. 2, 91—94, 535—540 и др.).

Деструкция былой континентальной коры началась здесь, по-видимому, в триас-раннеюрское время, т. е. синхронно с возникновением первичных рифтов Атлантической окраины Северной Америки и Северо-Западной Африки. В Карибском море она проявилась несколько раньше, но проходила с меньшими масштабами и относительно кратковременно до позднеюрской эпохи включительно.

В региональном плане подобно Тасманову и Коралловому морям вблизи Багамского плато находилось тройное сочленение зон разуплотнения верхней мантии — северной вдоль Атлантической окраины, юго-восточной, зачаточной и западной, проникающей в северные районы котловины Сигсби и осложненной субмеридио-

нальными трансформными разломами. Отдельные звенья этой ветви и намечены магнитной съемкой на западном шельфе Флориды.

Пространственное положение двух основных ветвей общей зоны разуплотнения прошлого намечается по рифтовым грабенам различного строения: разделенным горстовыми поднятиями и с мощной толщей соли ранне-среднеюрского возраста в низах чехла (континентальная окраина Северной Америки; северная, западная и юго-западная окраины котловины Сигсби); с утоненной корой, чередующихся с приподнятыми блоками, сложенными различными метаморфическими породами — гнейсами, филлитами, амфиболитами, пронизанными дайками долеритов (Флоридский пролив, юго-восточное окончание котловины Сигсби). Время деструкции и образования так называемой переходной коры между континентальной и океанической определено радиометрическим методом по долеритам и оказывается древнее 140 млн. лет, т. е. средняя—поздняя юра.

По сейсмическим данным вкрест простирания котловины Сигсби переходная кора сменяется океанической (или точнее субокеанической, имея в виду мощность чехла), которая распространена в ее наиболее глубоководной части. Таким образом, строение окраин этой котловины идентично не только другим краевым морям с рассредоточенной деструкцией, но и ряду районов континентального подножия Атлантического и Индийского океанов (Западная Австралия, Марокко, Бискайский залив, Ньюфаундленд, Скандинавский полуостров).

Отличие же Мексиканского залива от всех вышерассмотренных краевых морей кроме наличия в разрезе чехла эвапоритов и интенсивного проявления соляной тектоники заключается в нисходящих движениях блоков на всем протяжении послеюрской истории, прерванных в первой половине позднего мела эрозией и литологическими изменениями по меньшей мере на его окраинах, как следствие орогенеза на Кубе.

Стратиграфический диапазон чехла осадочного бассейна Мексиканского залива в пределах континента и шельфа охватывает образования мезозойско-кайнозойского возраста (известны также сероцветы карбона), но в разрезе котловины отсутствуют отложения древнее ранней юры и крайне сокращена мощность верхнего мела. На северном шельфе в зоне рифтогенного прогиба мощность достигает 12—14 км. Прогиб отделяется узким поднятием (погребенная зона спрединга?) с сокращенной до 5 км мощностью от следующего, также субширотного, но в подножии континентального склона. В пределах собственно котловины мощность порядка 5 км и вновь достигает 12—13 км в Предкубинском краевом прогибе на юго-востоке Мексиканского залива. С севера этот прогиб окаймляет упомянутый выше район горстов и грабенов, где чехол местами отсутствует или составляет первые десятки метров.

Средиземноморско-Персидский регион окраинных и внутренних морей подобно другим представляет весьма сложное разновозрастное образование. В его пределах, как и во

цене — раннем миоцене (Атлас), преимущественно в эоцене — раннем олигоцене (Бетская Кордильера), т. е. процесс был идентичен ряду морей Западно-Тихоокеанского пояса и Карибскому.

Направленность деструкции получила отражение в магнитном поле и вулканизме. В котловине Тирренского моря это поле обладает даже не рассредоточенным, а мозаичным рисунком, более показательным для типичных срединных массивов складчатых областей, а не морских впадин. При этом по наклону сейсмофокальной зоны к северо-западу от Сицилийско-Апеннинской дуги имеет место смена вулканизма от щелочного и кислого на обрамлении Тирренского моря к базальтовому в его центральной части (вулканы Вавилов, Марсило и др.). Тем не менее интенсивного растяжения здесь все же не было, и блоки сиалической и симатической коры чередуются между собой, подобно тому, как это закартировано в Афаре.

Алжиро-Прованская котловина, напротив, особенно в своей широтной части, характеризуется аномальным полем скорее промежуточного типа между полосовым и рассредоточенным. При этом аномалии ее меридиональной ветви и Балеарской котловины обнаруживают торцевое сочленение. Рифтовая природа котловин кроме комплексной геофизической характеристики подтверждается также специфическим основным вулканизмом, который, по заключению И. С. Чумакова [4], особенно активным был в олигоцене и миоцене, т. е. в период наиболее интенсивного рифтообразования. Сочленение двух широтных (Балеарского и южного Алжиро-Прованского) и меридионального рифта, являющегося лишь звеном Норгидо-Нигерийской рифтовой системы, выделенной В. Е. Хаиным, происходит непосредственно к востоку от Балеарских островов. Борта рифтов отчетливо трассируются цепочками вулканов и магматических тел основного состава, выявленных геофизикой и бурением.

Чехол Западного Средиземноморья образует два различных по строению осадочных бассейна: Тирренский и Алжиро-Прованский. Первый отличается омоложением возраста нижних горизонтов чехла от пермо-триаса на шельфе до миоцена в котловине и соответствующим сокращением его мощности от 10 до 0,5—0,2 км. Второй обладает аналогичной тенденцией изменения возраста низов чехла, но от позднекаменноугольно-пермского на шельфе до олигоценового в котловине. Напротив, мощность возрастает от 2 км на шельфе до 6—8 км в центральной части котловин.

Альборанское море (самое молодое новообразование в структуре Западного Средиземноморья) представляет западную центроклиналь Алжиро-Прованского осадочного бассейна. Здесь чехол позднемиоцен-плейстоценовых осадков мощностью первые сотни метров залегает непосредственно на базальтах океанической коры, осложнен поперечными нарушениями и прорван вулканическими постройками.

Эгейское море также является элементом внутреннего строения Средиземноморского пояса. На юге оно отделено от моря Леванта

Критской дугой, которая обладает всеми признаками активной окраины — глубоководным желобом, сейсмофокальной зоной (здесь она состоит из двух плоскостей — несколько более древней северной и современной южной), надвигами с ультрабазитами непосредственно вдоль дуги, тыловой котловиной с погребенным под осадками хребтом (угасшая ось спрединга?), опять-таки тыловым вулканизмом смешанного состава от щелочных толеитов до риолитов.

Аномальное магнитное поле рассредоточенное, от вытянутого до мозаичного, но все же отчетливо трассирует основные структурные элементы: на севере — рифтовые грабены Мраморного моря и Северо-Анатолийский; в центральной части, где оно максимально, — мозаично-морские продолжения Родопского и Мендересского массивов, отделенные Эгейско-Дунайской поперечной рифтовой системой; на юге — продолжение субмеридиональных, поперечных структур Левантийской котловины. О проявлениях раздвиговых деформаций при образовании Эгейского моря свидетельствует и позднекайнозойский вулканизм — преимущественно базальтоидный на островах и кислый на континентальном обрамлении. Чехол миоцен-плейстоценового возраста, а распределение его мощности прерывистое — от отсутствия или первых сотен метров до 2—3,5 км в грабенах и Критской котловине.

Красное море в отличие от всех других данного региона обладает полосовым магнитным полем непосредственно в глубоководной котловине Красноморского рифта. Одновременно здесь обнаруживаются некоторые черты сходства с Эгейским морем, поскольку подобно Эгейско-Дунайскому рифту Красноморский занимает секущее положение по отношению к структурам Африканско-Аравийской платформы. Внутренний грабен этого рифта характеризуется не только типичной океанической корой, но и повышенной проницаемостью, получившей отражение в поступлении дериватов из мантии и соответствующем накоплении металлоносных илов.

Стратиграфический диапазон чехла, как и почти повсеместно в окраинных морях, более широкий на шельфе, т. е. девон (или позднемеловой) — плейстоценовый, но только миоцен-плейстоценовый в Красноморском грабене. Осадочные бассейны этого грабена отделены друг от друга глубоководной котловиной, где чехол практически отсутствует. В их осевых зонах, протягивающихся вдоль шельфа, его мощность от 2 до 5 км.

В целом Средиземноморско-Персидский регион обнаруживает сложное сочетание сходства и различия с морями Западно-Тихоокеанского подвижного пояса и Мексикано-Карибскими. Первое определяется: вероятным наличием погребенных под чехлом котловин Восточного Средиземноморья реликтов древней, мезозойской океанической коры, что присуще также котловинам Алеутской, Венесуэльской и Сигсби; ведущей ролью процессов деструкции континентальной коры на ранней стадии эволюции Алжиро-Прованской котловины, Тирренского, Эгейского и Красного морей, имеющей различные масштабы —

от образования так называемой переходной коры между континентальной и океанической до отчетливых рифтов с корой океанического и субокеанического типов.

Главнейшие элементы различия заключаются: в длительной (на протяжении фанерозоя) геологической истории чехла Восточного Средиземноморья и Персидского залива при трансформации одного типа океанической окраины в другой (близкий аналог только Восточно-Китайское море); высокоамплитудных вертикальных перемещениях блоков на завершающей стадии формирования морей Восточного Средиземноморья и частично Алжиро-Прованской котловины (сходством в этом плане обладает только Мексиканский залив и восток Берингова моря); наличии в разрезе чехла всех морей региона толщи эвапоритов позднемиоценового возраста, что определяет их неповторимое своеобразие среди всех остальных окраинных и внутренних морей Земли.

Черноморско-Каспийский регион выделяется территориальной разобщенностью входящих в его состав морей. При этом Южный Каспий и восток Черного моря находятся в пределах Средиземноморского пояса, а остальные элементы этих морей — на его обрамлении.

Соответственно в пределах Северного и Среднего Каспия, Азовского моря распространен юрско-плейстоценовый чехол молодой платформы с небольшой долей участия отложений триасового возраста. На шельфе Южного Каспия и востока Черного моря это чехол срединных массивов, но все же синхронный по возрасту.

Южно-Каспийская впадина выполнена скорее всего осадочными породами мезозойско-кайнозойского возраста, из общей мощности которых в 20 км около 10 км приходятся на отложения среднего плиоцена — плейстоцена. В ее пределы протягиваются складчатые зоны, представляющие продолжение тектонических элементов Куринской впадины (не имея в виду район предполагаемого отсутствия гранито-гнейсового слоя), осложненные разрывными нарушениями и грязевыми вулканами. Последние тяготеют и к поперечным, субмеридиональным нарушениям.

Черное море наиболее гетерогенно по глубинному строению и структуре чехла. При этом, отличительной особенностью южной части шельфа является дугообразный, встречный поворот сооружений Старой Планины и Аджаро—Триалет с кулисным сочленением со структурами Понтид. Это получило отражение и в аномальном магнитном поле котловины, согласном по простиранию со складчато-геосинклинальным комплексом Большого Кавказа и почти повсеместно дискордантном к континентальному склону.

В пределах шельфа аномалии трассируют морское продолжение структур фундамента Восточно-Европейской платформы, Мизийской плиты, горных сооружений Крыма, Балканид, Понтид, а в котловине скорее всего продолжение рифтов, погребенных под чехлом позднемезозойско-кайнозойских осадков. На западе Черного моря относительно древняя система рифтов связана, вероятно, с разломами субмеридионального и юго-восточного простира-

ний; на востоке, напротив, северо-западного. Между отдельными предполагаемыми рифтами Восточно-Черноморской впадины находится блок Центрально-Черноморского поднятия, как предполагают, с корой континентального типа.

Позднемеловая — палеогеновая субширотная система рифтов Аджаро-Триалетии, Бургаса и юго-востока Мизийской плиты (Камчийский рифт) также отражена в аномалиях магнитного поля, но они не прослеживаются на востоке и западе далее континентального склона.

Таким образом, для Черного моря, расположенного в районе северной окраины Тетиса, с известной долей условности также намечаются три особенности, неоднократно упомянутые выше: дробление континентальной коры поперечными системами рифтов, сопровождающееся нисходящими движениями ее блоков по листрическим разломам в пределы котловин, подобно, например, юго-восточному окончанию Мексиканского залива; изменение степени деструкции по простиранию рифтов от утонения континентальной коры с преобразованием сначала в переходную, а затем океаническую; повторная переработка коры с миграцией во времени и пространстве зон разуплотнения в верхней мантии.

Стратиграфический диапазон чехла, наиболее широкий в северо-западном секторе Черноморского шельфа, т. е. на продолжении фундамента Европейской платформы и Мизийской плиты, охватывает отложения от раннепалеозойского до плейстоценового возраста включительно, причем в составе и истории седиментации обнаруживается много сходства с чехлом Северного моря. Оно заключается в близкой амплитуде погружения платформенных блоков, возникновении на месте срединных массивов или их частей эпиплатформенных орогенных впадин, в почти однотипных парагенезах формаций.

В Черноморской котловине чехол представлен преимущественно олигоцен—плейстоценовым комплексом, залегающим, скорее всего, на мелководно-морских отложениях поздней юры—раннего палеогена. Его суммарная мощность в восточной котловине 9—10 км, а в западной 12—14 км.

Антарктический регион окраинных морей Росса и Уэддела в пределах шельфа приурочен к межгорным впадинам в области эпиплатформенного орогенеза — кайнозойского на востоке в пределах Трансантарктического хребта и мезозойско-кайнозойского в Антарктандах. Впадины наложены на погребенные разновозрастные рифтовые системы, протягивающиеся вплоть до подножия континентального склона. Наиболее древняя имеет рифейско-палеозойский возраст (Г. Э. Грикуров), остальные сформировались в поздней юре, начале позднего мела, конце палеоцена (Ф. Дж. Дэви и др.).

Существенным элементом различия между ними является замещение за упомянутым подножием моря Уэдделла утоненной континентальной коры океанической. Разрастание последней привело к образованию в поздней юре поперечного рифта Брансфилд, рас-

положенного в одноименном проливе между Антарктическим полуостровом и Южными Шетландскими островами, который также рассекает континентальный склон.

Геология чехла моря Росса контролируется прежде всего региональным нарушением, которое разделяет шельф на две части — западную, представляющую узкий рифтогенный грабен, и восточную, характеризующуюся сочетанием приразломных поднятий и трогов, но также рифтового происхождения. Из этих двух дискордантно сочлененных рифтовых систем более древней является субширотная восточная, как предполагают, непрерывного развития от начала позднего мела до середины миоцена. Мощность чехла в пределах последней от 1 до 2 км и возрастает к континентальному подножию до 4—5 км. Западная субмеридиональная система отличается несколько меньшей мощностью (1—1,5 км) с увеличением к району краевого плато банки Изелин до 3 км. Разделом между грабенами западной и восточной систем служит погребенное под ледовым щитом субмеридиональное поднятие, где мощность чехла сокращена до 0,5 км, а местами он отсутствует. Возраст самых древних горизонтов чехла предполагается от среднепалеозойского до раннекайнозойского. Однако наиболее достоверно локальное распространение отложений мела и эоцена, причем вторые представлены преимущественно грубообломочными образованиями. Последнее может быть указанием на перерыв в седиментации, который приходится на палеоценовое время. На верхней бровке континентального склона глубоководным бурением были вскрыты мелководно-морские терригенные отложения позднего олигоцена (скв. 270—272), что и датирует начало основной стадии эволюции осадочных бассейнов. Ее особенностью является существенный вклад в седиментацию вулканокластического материала, поступавшего из вулканических центров в зоне Трансантарктического хребта (Галлет, Мельбурн, Эребус) преимущественно в миоцене и в меньшей степени плиоцен-плейстоцене.

Для моря Уэдделла намечаются две стадии формирования чехла на шельфе и сопредельной части континента [20]: ранняя рифтогенная, охватывающая средний палеозой — ранний мезозой, т. е. представленная отложениями серии Бикон, и основная позднемезозойско-кайнозойская, отвечающая формированию собственно седиментационного бассейна моря Уэдделла. С подобным подразделением следует согласиться, поскольку оно соответствует общей направленности эволюции чехла на пассивных окраинах. Суммарная мощность чехла на шельфе порядка 9—10 км, из которых 4,5—5,5 км приходятся на породы позднемезозойско-кайнозойского возраста. В пределах котловины эта мощность сокращается до 2—3 км и менее.

Таким образом, окраинные и внутренние моря по отношению к океанам (современным и древним) представляют явно вторичное образование, возникшее в подавляющем большинстве случаев за счет деструкции (растрескивания и раздвига) окраин континентов. Главнейшие особенности тектоники

этих морей контролируются следующими показателями:

взаимосвязью с тремя типами современных и древних океанических окраин — активными, пассивными и испытавшими в ходе геологической истории трансформацию из одного типа в другой;

запаздыванием в морях современных окраин ранней стадии формирования на две-три геологические эпохи по отношению к той же стадии в океанах;

миграцией во времени и пространстве зон разуплотнения в верхней мантии или, другими словами, мантийных диапиров, что вызывает омоложение по простиранию и латерали возраста новообразованной коры, а также (порой неоднократную) ее переработку тектоно-магматическими процессами различного ранга — от ограниченного рифтогенеза до интенсивного спрединга.

В своем сочетании эти показатели определяют два важных элемента:

наличие нескольких генетических разновидностей новообразованной коры — океанической спрединговой; океанической деструктивной; переходной от континентальной к океанической; субокеанической, присущей главным образом морям древних окраин, т. е. испытавшим в ходе эволюции котловин смену горизонтальных движений вертикальными;

сокращенный по отношению к океанам набор структурных этажей, т. е. главным образом позднемеловой — эоценовый и олигоцен-плейстоценовый, причем первый в разрезе ряда котловин отсутствует, тогда как юрско-раннемеловой этаж может быть выделен лишь в чехле одиночных котловин и доюрский (палеозойско-триасовый) отдельных районов шельфа.

РАЗДЕЛ II
ГЕОЛОГИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Коренное различие в строении собственно осадочного чехла континентальной и океанической коры было подмечено довольно давно. Оно заключается в нескольких признаках: существенно сокращенном до среднеюрско-(а точнее, позднеюрско)-плейстоценового возраста чехла океанической коры по отношению к протерозойско-фанерозойскому чехлу коры континентальной; явном преобладании в разрезе всего чехла океанической коры неуплотненных осадков над консолидированными породами; наличии двух подтипов океанической осадочной оболочки [5] — относительно гомогенной, представленной маломощными слоями осадков, накапливавшихся в глубоководной среде, и весьма гетерогенной, включающей в различных сочетаниях образования континентального, мелководно-морского и вулканогенного генезиса.

Повышенные масштабы влияния вулканизма на седиментацию в Мировом океане по форме весьма разнообразны — это образования базальтовых покровов слоя 2*A* коры глубоководных котловин, преимущественно андезитовый тип вулканогенно-осадочного литогенеза (в отличие от океанического базальтового) в краевых морях и районах океанических котловин, приближенных к островным дугам. При этом климатическая зональность контролирует дальность переноса пеплов, которая порой достигает 1000 км и более. Таким образом, в котловинах океанов и морей распространена не типично осадочная, а вулканогенно-осадочная оболочка [2, 9 и др.].

Распределение суммарной мощности этой оболочки определяется сочетанием циркумконтинентальной, тектонической и климатической зональности в седиментогенезе океана (П. Л. Безруков, А. П. Лисицын). Циркумконтинентальная и климатическая зональность учитывается и при фациальном районировании океанов, где устанавливаются две главные мегафациальные области — приконтинентальная и пелагическая, затем окраинно-океанических и срединно-океанических хребтов, а также области вулканогенно-тектонической активности, где эндогенные факторы оказывают доминирующее влияние на седиментацию [14].

Теоретическое положение о циркумконтинентальной зональности [14, т. I] нашло подтверждение в первой схеме распределения суммарной мощности осадочной оболочки в Мировом океане (Л. Э. Левин, В. Е. Хаин), а о тектонической и климатической зональности — в непрерывно поступающих материалах глубоководного бурения и результатах их обобщения. Тектоническая зональность особенно отчетлива в строении крупных комплексов осадоч-

ной оболочки, отвечающих ранним стадиям образования современных океанов.

По материалам бурения с судна «Гломар Челленджер» в 1968—1976 гг. (рейсы 1—51) было прослежено распространение в осадочной оболочке океанических котловин континентальных и мелководно-морских отложений различного возраста, что свидетельствует о важной роли вертикальных движений при образовании океанов. На этом основании было сформулировано понятие тектонической деструкции [17, 22], поддержанное затем в других работах [11].

Ныне деструкция и ее противоположность — аккреция (синонимы скучивание, конструкция) — рассматриваются в качестве двух ведущих процессов в эволюции литосферы Земли, а спрединг океанической коры в подобном понимании оказывается лишь частной, хотя и весьма существенной по масштабам, разновидностью деструкции [18].

Данные бурения с судна «Гломар Челленджер», накопленные к 1982 г. [38, 39], дают основание вновь обратиться к анализу структуры осадочной оболочки океанов и морей с целью выявления глобальных и региональных неоднородностей в ее строении, равно как и направленности тектонических движений.

Особое внимание было обращено на выделение в разрезах скважин горизонтов, представленных консолидированными осадочными и вулканогенно-осадочными породами как глубоководного, так и иного генезиса. Подобные случаи были установлены в 210 скважинах, тогда как неуплотненные осадки позднеюрско-плейстоценового возраста были вскрыты в остальных 348 скважинах. Базальты океанической коры вскрыли 244 скважины, а 314 скважин прекращены бурением в разновозрастных горизонтах чехла или в редких случаях в породах гранито-гнейсового фундамента краевых плато и континентальных склонов.

При расчленении разреза на крупные комплексы и изучении особенностей распространения каждого из них в отдельности в сочетании с результатами бурения были использованы современные методы магнитостратиграфии [29, 33, 44] и сейсмостратиграфии с учетом данных сейсмокаротажа. Все эти материалы, в свою очередь, были тесно увязаны с основными элементами тектоники океанов и морей. Были выяснены основные черты строения олигоцен-плейстоценового комплекса почти на всей площади Мирового океана (за исключением Северного Ледовитого океана, Арктического шельфа СССР и районов, тяготеющих к Антарктиде), а верхнемелового — эоценового и среднеюрско-нижнемелового только в регионах глубоководных котловин Тихого, Индийского и Атлантического океанов и некоторых краевых морей — Карибского, Тасманова, Кораллова и др.

ГЛАВА 3. ПРИНЦИПЫ ГЛОБАЛЬНОЙ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ И НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЧЕХЛА

Данные глубоководного бурения предоставляют возможность расчленения чехла на отдельные комплексы и горизонты там, где его мощность не более 1—1,5 км, т. е. в пределах ложа Тихого океана, на океаническом борту периокеанических прогибов, на отдельных участках некоторых краевых морей — Филиппинского, Кораллового, Тасманова, Карибского, Мексиканского залива. Аналогичным образом разведочным бурением на шельфах вскрыт разрез наиболее приподнятой части континентального борта осадочных бассейнов либо его верхних горизонтов. В осевой зоне периокеанических прогибов и в различных по генетическому типу осадочных бассейнах краевых морей, где мощность чехла порой 10—20 км, расчленение разреза на разновозрастные комплексы проводится на основании результатов сейсмических исследований методом преломленных волн в различных модификациях. При этом даже в весьма удаленных друг от друга районах Мирового океана получены весьма близкие параметры упругих свойств синхронных по возрасту отложений.

Подобная аналогия имеет определенное тектоническое обоснование, которое следует из известного соотношения «глубина залегания — скорость сейсмических волн» и принципиальных различий в литологическом составе крупных разновозрастных комплексов чехла. Так, верхний из них (олигоцен-плейстоценовый) представлен преимущественно низкоскоростной толщей терригенных отложений, а самые нижние, палеозойско-раннеюрский (имеются в виду только районы шельфа) и среднеюрско-раннемеловой, напротив, высокоскоростными слоями красноцветов, каменной соли, карбонатов и базальтов. Промежуточный (позднемеловой — эоценовый) комплекс также отличается по литологическому составу как от ниже-, так и вышележащего.

Одновременно решению общей задачи способствуют достаточно хорошо известные модели симатической (океанической) и сиалической (континентальной) коры. Первая подразделяется: на преимущественно осадочный слой со скоростями от 1,7 до 3,5 км/с; вулканогенно-осадочные слои $2A$ со средней скоростью 3,64 км/с и $2B$ — 5,19 км/с, вулканогенный $2C$ со скоростью 6,09 км/с; основные и ультраосновные слои $3A$ со скоростью 6,5—6,8 км/с и $3B$ — 7,0—7,7 км/с; мантию со средней скоростью 8,1 км/с [35].

Для сиалической коры при принципиальном равенстве скоростей в верхней мантии и «базальтовом» слое скорости в верхних горизонтах «гранито-гнейсового» слоя составляют от 5,5 до 6,2—6,4 км/с. При этом скорости от 5,5 до 6,1 км/с могут отвечать и глубокозалегающим горизонтам плотных карбонатных пород. Эти относительно простые соотношения нередко претерпевают существенные осложнения. Они определяются либо наличием высокоскоростных горизонтов в строении верхних комплексов (например,

покровы молодых базальтов, соли мессиния, рифовые массивы), либо уплотненными толщами «черных сланцев», зачастую представляющих непрерывный разрез пассивных окраин в интервале от апта до сеноман-турона включительно. Однако упомянутые осложнения, вызывающие иногда инверсию скоростей упругих волн, должным образом могут быть учтены при геологической интерпретации данных сейсмических исследований.

Особый элемент геологии океанов и морей представляет «нижняя часть разреза», выделяемая в чехле по скоростям сейсмических волн от 3,5 до 5,5 км/с, т. е. тождественных скоростям слоев 2*A* и 2*B* океанической коры. В чехле она отвечает наиболее уплотненным горизонтам осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса в составе одного-двух комплексов и соответственно обладает секущими стратиграфическими границами. Прогнозирование природы геофизического комплекса со скоростями сейсмических волн от 3,5 до 5,5 км/с требует специального обоснования, также предпринятого в книге.

Таким образом, разработка принципов глобальной сейсмостратиграфии определяется сопоставлением принятого для конкретных регионов Мирового океана расчленения диапазона скоростей сейсмических волн от 1,7 до 5,5 км/с на отдельные крупные литолого-стратиграфические комплексы: палеозойско-нижнеюрский; среднеюрско-нижнемеловой; верхнемеловой — эоценовый и олигоцен-плейстоценовый. При этом в разных сочетаниях, которые определяются тектонической обстановкой, два-три или частично один из комплексов являются принадлежностью упомянутой выше «нижней части разреза».

Подобное расчленение сводит до минимума возможную ошибку определения глубинного положения границ, которая не превышает пределов точности, необходимой для построения карт распределения мощности м-ба 1 : 25 000 000 с сечением изопах от 1 до 3 км.

Северо-запад Атлантического океана выделяется среди других регионов достаточно детальным сейсмостратиграфическим расчленением разреза как в пределах подводной окраины Северо-Американского континента, так и сопредельных котловин (табл. 1).

На севере упомянутой окраины от Лабрадорской до Ново-Шотландской впадины включительно разрез дифференцируется на шесть комплексов: олигоцен-плейстоценовый со средними скоростями 1,7—2,0 км/с; верхнемеловой — эоценовый — от 2,2—2,6 до 2,4—3,3 км/с; триас-нижнеюрский и среднеюрско-нижнемеловой со скоростями от 4,3—5,5 до 4,4—5,6 км/с; каменноугольный, присущий только Ньюфаундлендской впадине и внутришельфовой впадине залива Св. Лаврентия, со средней скоростью 4,8 км/с; складчато-метаморфический фундамент раннегерцинского возраста со скоростями от 5,0—6,3 до 5,4—6,3 км/с [26, 41].

Далее к югу — впадины Джорджия, Балтимор, Юго-Восточная Джорджия, Блейк — в разрезе выделяются только пять комплексов, поскольку каменноугольный отсутствует повсеместно, а триас-

Таблица 1

Сопоставление упругих свойств (км/с) разреза крупных впадин на северо-западной окраине Атлантического океана

Структурно-стратиграфические комплексы в чехле и основные слои коры	Лабрадорская		Ньюфаундлендская	Св. Лаврентия	Большой Банки	Ново-Шотландская	
	шельф	котловина	шельф	шельф	шельф	шельф	котловина
Позднеальпийский (олигоцен-плейстоценовый)	1,7—2,0	1,8—2,3 2,3—2,5	1,8—2,2	1,8	1,8—1,9	1,6—1,8	1,79—1,84
Раннеальпийский (позднемеловой — эоценовый)	2,4—3,3	2,5—2,8 2,8—3,5	2,3—3,0	2,2—2,6	2,2—3,3	2,2—2,9	2,3—2,66
Позднекиммерийский (среднеюрско-раннемеловой)	3,6—4,5	3,5—4,5	3,5—4,3	3,2—4,4	3,3—4,1 4,3	3,0—4,1	3,8—4,28
Раннекиммерийский (триас-раннеюрский)	4,9—5,2	—	5,0	4,4—5,6	4,9—5,3	4,3—5,5	—
Герцинский (карбон-пермский)	—	—	4,8	—	—	—	—
Складчато-метаморфические комплексы на шельфе и 2-й слой коры в котловине	5,7—5,9		5,4—6,0 6,0—6,7	5,4—6,3	5,8—6,2	5,0—6,3	5,45—6,7
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфах	6,6—6,9		6,8—7,4				
Раздел Мохоровичича							*7,76—8,0*

Продолжение табл. 1

Структурно-стратиграфические комплексы в чехле и основные слои коры	Джорджия	Балтимор		Юго-Восточная Джорджия		Блейк	
	шельф	шельф	котловина	шельф	котловина	шельф	котловина
Позднеальпийский (олигоцен-плейстоценовый)	1,5—2,1	1,9—2,2	1,8—2,04 2,2—2,7	1,8—2,2 2,2—2,7		1,7—1,76 2,8—3,7	1,8—2,05 2,2—2,9 2,25—3,04
Раннеальпийский (позднемеловой — эоценовый)	2,6—3,4	2,8—3,4	2,2—2,9 3,2—3,6	2,2—2,3 2,7—3,2	2,8—3,1	2,4—3,16 4,01—4,54	1,97—2,83
Позднекиммерийский (среднеюрско-раннемеловой)	3,9	3,1—4,7 3,5—5,4	3,7 3,9—4,1	2,8—4,3 5,0	4,5	5,9—6,3	3,23—3,6 3,4—4,28
Раннекиммерийский (триас-раннеюрский)	4,5—6,5	4,5—6,3 5,6—5,9	—	5,9—6,0		—	—
Герцинский (карбон-пермский)	—	—					
Складчато-метаморфические комплексы на шельфе и 2-й слой коры в котловине	5,6—6,6	5,4—6,0	5,5			6,7	5,14—5,46
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфах			7,0—7,3			7,2	
Раздел Мохоровичича			8,0				7,49

Примечание. Прочерк в табл. 1—7 — отсутствие слоев в разрезе; пустая графа — отсутствие данных.

Таблица 2

Сопоставление упругих свойств (км/с) разреза крупных впадин на юго-западной окраине Атлантического океана

Структурно-стратиграфические комплексы в чехле и основные слои коры	Барейриньяс		Сеара	
	шельф	котловина	шельф	котловина
Позднеальпийский (олигоцен-плейстоценовый)	1,9—2,3 2,7—3,2	1,7—1,9 2,1—2,5	1,9—2,0 3,2	1,7—1,9 2,0—2,3
Раннеальпийский (позднемеловой — эоценовый)	3,6—4,1 4,6—5,4	2,6—3,6	2,7 3,6	2,6—2,8
Позднекиммерийский (среднеюрско-раннемеловой)	4,5	4,5	4,5—4,6	4,5—5,3
Раннекиммерийский (триас-раннеюрский)	—	—	—	—
Складчато-метаморфические комплексы на шельфах и 2-й слой в котловинах	5,3	5,3		
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфах	6,7	6,7—6,9 7,6		6,7—7,0 7,6
Раздел Мохоровичича				8,1—8,3

Структурно-стратиграфические комплексы в чехле и основные слои коры	Байя-Бланка		Салядо	
	шельф	котловина	шельф	котловина
Позднеальпийский (олигоцен-плейстоценовый)	1,9—2,2	1,6—1,8	1,75—1,8 2,18—2,5	2,4—2,7
Раннеальпийский (позднемеловой — эоценовый)	2,4—3,4	2,36—1,93	3,1—3,38 4,64	3,3
Позднекиммерийский (среднеюрско-раннемеловой)	3,9—4,4	4,42—4,99	4,75	4,5—4,6
Раннекиммерийский (триас-раннеюрский)	4,5—5,1 (?)	—	—	—
Складчато-метаморфические комплексы на шельфах и 2-й слой в котловинах	5,7—6,06		5,2—6,04	
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфах		6,5—6,99		
Раздел Мохоровичича		7,9—8,0		

* Эвапориты апт-альба.

Кампуш		Сантуш		Пелотуш	
шельф	котловина	шельф	котловина	шельф	котловина
1,8—1,9 2,0—2,2 2,6	1,8—1,9 2,85	1,74—1,85 2,0—2,35	1,8—1,9	1,7—1,8 2,1—2,35 2,55—2,7	1,8 2,1—2 2,4—2
2,7—3,5	2,76—3,55	2,7—3,0 3,3—3,7	2,76—3,55	3,15—3,2 3,6	2,85—3,3 3,55
4,15—4,6	4,45—5,17	4,0—4,5*	4,53—5,36	3,9—4,65	4,65—4,75
—	—	5,0—5,4	—	—	—
6,07—6,3	5,56	6,05—6,2	6,4	5,05	5,6—5,7
	6,5—6,92		6,8		6,65
	8,1—8,27				

Продолжение табл. 2

Колорадо		Мальвинас	Магеллана	Сан-Джордж		Фолклендская
шельф	котловина	шельф	шельф	шельф	котловина	шельф
2,0—2,2 2,6—2,8	1,6—1,7 2,5—2,7	2,0—2,28 2,13—2,68 2,7—3,21	2,25 2,79—2,9	—	1,8	2,2—2,4
2,7—3,1 2,8—3,7 4,1—4,7	2,6—3,3 3,9—4,1	3,36—3,46 4,05—4,76 5,31	3,36—3,39	—	1,9—2,3	2,5—3,0
4,7—5,4	4,5	—	4,1—4,44	4,4 4,9—5,2	4,4—4,9	4,0—4,6
—	—	—	—	—	—	—
5,9—6,1	5,5—5,7	5,1—6,12	5,18	5,85—6,15	6,5	
6,6 7,9	6,6—6,7 7,9—8,0	6,82				

нижнеюрский и во впадине Блейк. Расчленение разреза несколько более детальное, так как каждый из комплексов подразделяется порой на два слоя, отличающихся по сейсмической характеристике. Олигоцен-плейстоценовый комплекс на слои со скоростями 1,7—2,04 и 2,2—2,7 км/с, а во впадине Блейк — 2,8—3,7 км/с. Верхнемеловой — эоценовый комплекс на слои со скоростями до 2,4—3,16 и 4,0—4,54 км/с. Среднеюрско-нижнемеловой комплекс на слои со скоростями до 3,1—4,7 и 3,5—6,4 км/с. Триас-нижнеюрскому комплексу отвечают высокие скорости (от 4,5—6,5 до 5,9—6,0 км/с), что обусловлено наличием в его составе вулканогенных пород и эвапоритов. Скорости в складчато-метаморфическом фундаменте практически идентичны северной группе впадин [42].

В сопредельных котловинах, где распространены только верхние три комплекса, каждому из них отвечают, как правило, несколько более низкие скорости, что обусловлено преобладанием неуплотненных осадков. Однако при присутствии в разрезе образований мелководно-морского генезиса или уплотненных глубоководных, скорости оказываются весьма близкими. В чехле выделяются четыре опорных сейсмических горизонта — A^c, A^*, β, C и D. Верхний (A^c) характеризуется скоростями от 2,5—2,8 до 2,8—3,1 км/с. Он отмечает несогласие среднего — верхнего эоцена и в ряде мест ассоциируется с горизонтами кремней. Следующий (A^*) имеет скорости от 2,8—3,5 до 4,01—4,54 км/с и соответствует смене «черных глин» верхнемелового возраста терригенными отложениями палеоцен-эоцена. Горизонт β, выделяемый по скоростям 3,5—4,5, 3,7 и 3,2—3,6 км/с, отвечает несогласию барремского возраста, которое отделяет упомянутые «черные глины» от известняков верхней юры — неокома. Нижние (C и D) с близкими скоростями 4,3; 3,9—4,1; 3,4—4,23 км/с соответствуют известнякам титонского и раннеоксфордского возраста, которые имеют в данном регионе преимущественно мелководно-морской генезис.

Юго-запад Атлантического океана обнаруживает прежде всего принципиальное сходство в скоростной характеристике верхних трех комплексов как в котловинах, так и на шельфе. При этом триас-нижнеюрский комплекс присутствует в разрезе подводной окраины лишь на отдельных участках (впадины Сантуш и Байя-Бланка), а вышележащий, среднеюрско-нижнемеловой, отличается отсутствием отложений юрского возраста в котловинах и ряде районов шельфа (табл. 2).

Пять северных впадин — Барейриньяс, Сеара, Кампуш, Сантуш и Пелотуш — особенно близки по упругим свойствам чехла. Олигоцен-плейстоценовый комплекс состоит из двух слоев со скоростями от 1,7—1,9 до 1,9—2,0 и от 2,0—2,2 до 2,7—3,2 км/с. Наиболее высокие скорости отвечают здесь нижним элементам мощной толщи дельты Амазонки. Верхнемеловой — эоценовый комплекс также подразделяется на два слоя со скоростями от 2,7—3,0 до 3,6—4,1 и от 3,3—3,7 до 4,6—5,4 км/с. Нижний, среднеюрско-нижнемеловой, комплекс присутствует в сокращенном объеме, который охватывает отложения не древнее барремских, причем в низах

разреза залегают покровы базальтов, а выше — эвапориты апт-альба. Все это предопределило высокие (до 4,0—4,6 км/с) скорости сейсмических волн, отвечающих этому комплексу. Еще более высокие скорости в чехле (до 5,0—5,4 км/с) присущи лишь триас-нижнеюрскому комплексу впадины Сантуш [36, 45].

Шесть южных впадин — от Байя-Бланка до Фолклендской включительно — по сейсмологической характеристике каждого комплекса близки северной группе. Расчленение разреза подтверждается и данными сейсмокаротажа в разведочных скважинах. Так, например, во впадинах Байя-Бланка и Саладо разрез расчленяется следующим образом: плейстоцен — 1,9 км/с; плиоцен — 2,2 км/с; миоцен — 2,4—2,6 км/с; палеоцен — 2,9 км/с; верхний мел — 3,3—3,4 км/с; нижний мел — 3,9 км/с; донижнемеловые горизонты — 4,4 км/с; фундамент — от 5,5 до 6,2 км/с; для впадины Магеллана расчленение близкое, но все же несколько иное: олигоцен-плейстоцен — 1,7—2,3 км/с; верхний мел — эоцен — от 2,7 до 3,3 км/с; нижний мел — верхняя юра — от 4,2 до 4,4 км/с; домезозойский фундамент — 5,9 км/с [46].

Приведенные данные принципиально подтверждают сейсмостратиграфическое расчленение разреза на всем протяжении подводной окраины континента.

В котловинах Юго-Западной Атлантики сейсмостратиграфическое расчленение разреза не столь однозначно. В Аргентинской котловине по итогам бурения скв. 358 выделяются три слоя: «*а*» — олигоцен-плейстоценовый со скоростью сейсмических волн 1,5—1,7 км/с; «*в*» — преимущественно среднеэоценовый со скоростью 1,7—2,0 км/с, «*с*» — нижний маастрихт — средний эоцен со скоростями от 2,0 до 2,4 км/с. Для Гвианской котловины в соответствии с результатами бурения скв. 354 предложено иное расчленение: слой «*а*» — плиоцен-плейстоценовый со скоростью менее 1,7 км/с; слой «*в*»—преимущественно миоценовый со скоростью 1,7—1,9 км/с; слой «*с*»—от нижнего олигоцена до среднего миоцена со скоростью 1,9—2,0 км/с; слой «*d*» — преимущественно от кровли верхнего мела до эоцена со скоростью 2,0—2,1 км/с. Однако на сейсмических разрезах, полученных методом преломленных волн и удаленных от скв. 354, скорости несколько выше, что может быть вызвано изменением литологического состава [14, т. I; 36].

В Юго-Восточной Атлантике сейсмостратиграфическое расчленение разреза известно лишь для некоторых впадин — Оранжевой и Мосамедиш в Капском и Ангольской в одноименном прогибе (табл. 3).

Чехол Капского прогиба сейсмическими горизонтами *AII* и *D* подразделяется на три толщи: мезозойскую, но преимущественно меловую, залегающую на докембрийском фундаменте и характеризующуюся скоростями от 3,75—3,85 до 4,45—5,1 км/с; палеогеновую со средними скоростями 2,6—2,7 км/с; неоген-плейстоценовую со скоростями от 1,9—2,05 до 2,26—2,4 км/с. В Ангольском прогибе позднекайнозойским слоям отвечают скорости 2,0 км/с, мел-палеогеновой нерасчлененной толще — 4,5 км/с. Последнее

Таблица 3

Сопоставление упругих свойств (км/с) разреза некоторых крупных впадин на юго-восточной окраине Атлантического океана

Структурно-стратиграфические комплексы в чехле и основные слои коры	Гвинейская	Бенуэ	Ангольская		Мосамедиш		Оранжевая	
	шельф	котловина	шельф	котловина	шельф	котловина	шельф	котловина
Позднеальпийский (олигоцен-плейстоценовый)	1,7	1,6 2,3	2,0	2,0	2,2	1,6—1,9	1,95—2,05 2,26—2,4	1,9—2,2
Позднеальпийский (позднемеловой — эоценовый)	2,45 2,8—3,0	2,7 3,1	4,5		2,5—3,5	2,0—2,5	2,6—2,7 3,0—3,05	2,1—2,5 3,15
Позднекиммерийский (средне-юрско-раннемеловой)	3,8—4,0	—		3,0—3,6 5,0	3,65—4,35	3,5—3,8	3,75—3,85 4,15—4,6	3,25—3,35 4,4—4,45
Раннекиммерийский (триас-раннеюрский)	—	—	—	—			4,45—5,1	—
Каледонский (кембрий-девонский)	5,2—5,4	—						
Складчато-метаморфический комплекс коры на шельфе и 2-й слой в котловине		5,6			5,5		5,6	5,25—5,3
3-й слой в котловине и его генетические аналоги на шельфах			6,4					6,3
Раздел Мохоровичича								

высокое значение скорости, вызванное присутствием в разрезе эвапоритов апт-альба, обнаруживает сходство по упругим свойствам с южной группой впадин Западной Атлантики [31, 49].

Упомянутые выше сейсмические горизонты прослежены от шельфа в сопредельные глубоководные котловины и скорректированы с данными бурения (скв. 360, 361). Неоген-плейстоценовым слоям здесь отвечают скорости 1,6—1,9 км/с, верхнемеловым — палеогеновым — от 2,0 до 2,5 км/с, нижнемеловым — от 3,5 до 3,8 км/с [31].

Северо-Восточная Атлантика в сейсмостратиграфическом отношении изучена крайне неравномерно — весьма приближенно на обрамлении Северо-Западной Африки и Иберийского полуострова, но довольно детально на всем протяжении от Кельтской впадины в Ирландском море до запада Баренцева моря. Одновременно разрез последнего района включает на шельфе мощные толщи палеозойского возраста, что определяет его своеобразие в общем строении чехла Атлантического океана (табл. 4).

Расчленение разреза южной группы впадин (Сьерра-Леоне, Сенегальской, Ааюн) было проведено на основании сопоставления данных глубоководного (скв. 367, 368) и разведочного бурения на шельфе. Палеозойско-триасовому комплексу, прорванному дайками диабазов, отвечают скорости от 4,3—5,6 до 6,3 км/с. Юрско-нижнемеловой комплекс, содержащий эвапориты, синхронные по возрасту толщи соли во впадинах Северо-Западной Атлантики, выделяется по скоростям от 3,5—4,3 до 3,4—4,3 км/с, а также горизонту со скоростями от 2,3 до 3,4 км/с. Последний соответствует «черным сланцам» апт-альбского возраста. Вышележащей толще отложений позднего мела — кайнозоя отвечают скорости от 3,0—3,5 до 2,2—2,3 км/с, а в котловинах 1,6—1,9 км/с [32].

Северная группа впадин — Лузитания, Кельтская, Североморская, Норвежская, Тромсе-Медвежья — характеризуется чертами сходства и различия с южной группой. Первые касаются упругих свойств верхних трех комплексов чехла, а вторые вызваны высокими значениями скорости, присущими трем нижним комплексам, которые получили распространение на шельфе: триас-нижнеюрскому, карбон-пермскому, кембрий-девонскому (см. табл. 4).

Исключением в этой группе является впадина Лузитания, тесно связанная с Португальским краевым плато, поскольку юрские отложения залегают здесь непосредственно на герцинском фундаменте. Олигоцен-плейстоценовый комплекс выделяется по скоростям до 2,5 км/с; верхнемеловой — эоценовый — от 2,5 до 4,0 км/с; юрско-нижнемеловой — порядка 4,0 км/с. На континентальном подножии сопредельной Иберийской котловины выделяются следующие слои: нижний, насыщенный диапировыми структурами, со скоростями 4,81—5,95 км/с; промежуточный верхнемеловой — эоценовый с граничной скоростью в кровле, отвечающей поверхности углового несогласия, до 4,55—4,7 км/с; олигоцен-плейстоценовый с граничной скоростью на поверхности миоценового углового несогласия от 3,42 до 3,7 км/с и средними скоростями в плиоцен-плей-

Таблица 4

Сопоставление упругих свойств (км/с) разреза некоторых крупных впадин на северо-восточной окраине Атлантического океана

Структурно-стратиграфические комплексы в чехле и основные слои коры	Тромсе-Медвежья		Норвежская (зап. борт)		Норвежская (вост. борт)	Североморская	Кельтская
	шельф	котловина	шельф	котловина	шельф	шельф	шельф
Позднеальпийский (олигоцен-плейстоценовый)	1,8—2,2 2,4—2,7	1,8—2,0 2,3—2,5 2,4—2,9	1,8 2,0 2,1—2,3	1,9—2,1 2,15	1,75—1,87 2,05—2,28 2,4—3,3	1,6—2,5	—
Раннеальпийский (позднемеловой — эоценовый)	3,2—3,3 3,4—3,6	3,0—3,3	2,4—2,5 2,6—3,0	2,3—2,52 2,7—2,95	—	2,8—5,0	—
Позднекиммерийский (среднеюрско-раннемеловой)	3,6—4,0 4,2—4,6 4,8	3,7—4,0	3,1—3,5 3,6—3,9	3,55	—	2,7—3,7	—
Раннекиммерийский (триас-раннеюрский)	4,9—5,0	—	4,0—4,5	—	—	2,8—4,3	3,9—4,28
Герцинский (карбон-пермский)	5,2 (?)	—	4,6—4,8	—	—	3,5—5,4	4,2—4,7 5,1—5,3
Каледонский (кембрий-девонский)	5,6—5,8	—	5,0—5,25 (?)	—	—	3,5—6,15	5,27
Складчато-метаморфические комплексы на шельфе и 2-й слой коры в котловинах	5,8—6,3	5,7—6,0		5,2—5,7	3,9—4,07 5,22—5,56	6,2	5,35
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфах					5,86—6,71	6,3—7,3 7,2—7,4	
Раздел Мохоровичича			7,5—8,0			8,0—8,2	

Продолжение табл. 4

Структурно-стратиграфические комплексы в чехле и основные слои коры	Лузитания		Ааюн		Сенегальская		Сьерра-Леоне	
	шельф	котловина	шельф	котловина	шельф	котловина	шельф	котловина
Позднеальпийский (олигоцен-плейстоценовый)	2,5	1,9 3,42—3,7	2,3 3,4—3,7		2,4	2,2		1,6—1,9
Раннеальпийский (позднемеловой — эоценовый)	2,5—4,0	4,55—4,7	3,0—3,5	2,5—3,0	2,7	2,4		2,2—2,7
Позднекиммерийский (среднеюрско-раннемеловой)	4,0	4,81—5,95	3,5—4,3	2,3—3,4 3,4—4,3	4,1—4,6	3,6—4,6		4,6—5,4 (?)
Раннекиммерийский (триас-раннеюрский)	—		4,3—5,6	—		—		—
Герцинский (карбон-пермский)	—		—	—		—	5,2	—
Каледонский (кембрий-девонский)	—		—	—		—	5,4	—
Складчато-метаморфические комплексы на шельфе и 2-й слой коры в котловинах		4,91	6,0—6,8	5,6—6,0	6,3	5,2	6,1—6,5	
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфах					7,1	7,1		7,0—7,3
Раздел Мохоровичича		7,6—8,0	7,6—8,06					

Таблица 5

Сопоставление упругих свойств (км/с) разреза некоторых крупных впадин на окраинах Индийского океана

Структурно-стратиграфические комплексы в чехле и основные слои коры	Агульяс-Транскей		Дурбан		Мозамбикская	Сомалийская		Кач	
	шельф	котловина	шельф	котловина	котловина	шельф	котловина	шельф	котловина
Позднеальпийский (олигоцен-плейстоценовый)	1,7—2,03	1,6—2,0	—	2,0	1,8	1,7	1,8—1,9	2,2	2,2
Раннеальпийский (позднемеловой — эоценовый)	2,25—2,7	2,27 2,56—3,3	2,1—2,24 2,84—3,31	4,0	2,3	2,9	2,5	3,4	2,85 2,98—3,73
Позднекиммерийский (среднеюрско-раннемеловой)	3,0—3,75	4,6—4,9	3,89—4,94		3,0	3,5	4,2—5,3	4,25	4,0—4,6
Раннекиммерийский (триас-раннеюрский)	4,45—4,77	—	4,96—5,19	—	—	4,7—5,3	—	—	
Герцинский (карбон-пермский)	5,13—5,3	—	5,32—5,85	—	—	—	—	— 6,4—6,25	—
Складчато-метаморфические комплексы на шельфах и 2-й слой коры в котловинах	5,8—6,23			5,22		—	5,5		
3-й слой в котловинах и его генетические аналоги на шельфах		6,35—6,6	6,33—6,49	6,88		7,0—7,2	6,6—6,8		6,3—6,9
Раздел Мохоровичича		8,08—8,1				8,1	8,1		

Продолжение табл. 5

Структурно-стратиграфические комплексы в чехле и основные слои коры	Камбейская		Бенгальская	Д'Антркасто		Кенгару		Танимбар-Ару	
	шельф	котловина	котловина	шельф	котловина	шельф	котловина	шельф	котловина
Позднеальпийский (олигоцен-плейстоценовый)	1,65—2,3 2,36—2,9	1,6—2,2	1,6—2,3 2,4—3,3	2,5	1,89	2,52—2,68	2,51	2,45 3,28—3,49	2,5 2,98
Раннеальпийский (позднемеловой — эоценовый)	3,5—3,8 5,0—5,07	3,2—4,5	4,0—5,1	—	3,87	3,79—4,07	3,47—3,79	3,75 4,96—5,42	4,84—5,04
Позднекиммерийский (среднеюрско-раннемеловой)	4,0—4,81			—	—	5,02 (?)	—	—	—
Раннекиммерийский (триас-раннеюрский)	—	—		—	—	—		—	—
Герцинский (карбон-пермский)	—	—	—	—	—		—	—	—
Складчато-метаморфические комплексы на шельфах и 2-й слой коры в котловинах	5,66—5,82	4,0—5,0		5,76	5,54	6,26	5,04—5,21	6,27	5,71—5,98
3-й слой в котловинах и его генетические аналоги на шельфах	6,4—6,7 7,2—7,45	6,4—6,7	6,2—6,7		6,7		6,58—6,74	6,89	7,21
Раздел Мохоровичича	8,16							7,85	8,46—8,88

стоцене (осложненном надвигами) порядка 1,9 и иногда до 4,0 км/с [28].

Кельтская впадина, напротив, отличается присутствием в разрезе более древних слоев девон-юрского возраста. Они подразделяются на три комплекса со скоростями: 5,27—5,35; 5,1—5,3 и 4,2—4,7; 3,9—4,28 км/с. Для Североморской и Норвежских шельфовых впадин соотношение «возраст — скорости сейсмических волн» изучено довольно детально и оказывается весьма сложным, но все же близким по распределению к другим районам подводных окраин. В кайнозойских отложениях скорости изменяются от 1,7 до 2,5 км/с, в верхнемеловых — от 2,6 до 3,0 км/с, в толще триаса — раннего мела от 3,8 до 3,1 км/с, в палеозойских — от 5,0—6,2 до 3,9—4,0 км/с. Аналогично сейсмостратиграфическое расчленение разреза и на западе Баренцевоморского шельфа [34, 50].

Для Индийского океана принципиальных отличий от Атлантического в сейсмостратиграфическом расчленении чехла котловин и подводных окраин континентов, за отдельными исключениями, не устанавливается (табл. 5).

Для юго-западной группы впадин (Агульяс—Транскей, Дурбан, Мозамбикская, Сомалийская) наиболее показательным является пример расчленения разреза впадины Дурбан, где установлена следующая последовательность: олигоцен-плейстоцен от 1,6 до 2,0 км/с; верхний мел от 2,0 до 3,0 км/с; юра — нижний мел от 3,7—3,8 до 4,96 км/с; триас — нижняя юра от 4,9 до 5,1 км/с; карбон — пермь от 5,3 до 5,8 км/с. С небольшими вариациями это расчленение разреза по упругим свойствам выдерживается на всем протяжении юго-восточной окраины Африки [47].

Впадины западной подводной окраины Индостана — Кач и Камбейская — обнаруживают значительно более высокие по сравнению с юго-западной группой скорости сейсмических волн в позднемеловом — эоценовом комплексе, что обусловлено наличием в разрезе толщи деканских траппов. Олигоцен-плейстоценовому комплексу соответствуют здесь скорости от 2,65 до 2,3 км/с, верхнемеловому—эоценовому от 3,4 до 5,07 км/с, верхнеюрско-нижнемеловому от 4,1 до 4,8 км/с [40].

Разрез Бенгальской впадины на восточной окраине Индостана с использованием данных бурения скв. 217 подразделяется на три толщи: верхнего миоцена — плейстоцена со скоростями 1,6—2,3 км/с; эоцена — среднего миоцена со скоростями 2,4—3,3 км/с; нижнего мела — палеоцена со скоростями 4,0—5,0 км/с [30].

Индоокеанское обрамление Австралийского кратона широко изучено разведочным бурением, однако сейсмическая характеристика разреза известна лишь в отдельных впадинах. Характеристика олигоцен-плейстоценового комплекса довольно сходна с другими районами морей и океанов, но для нижележащих обнаруживаются отличия. Так, во впадине Кенгару, вблизи Тасмании, верхнеюрско-нижнемеловому комплексу отвечают скорости до 5,02 км/с. На северо-западном шельфе верхний мел — эоцен выделяется по скоростям от 2,3 до 2,5 км/с, верхняя юра — нижний мел — до

3,5 км/с, поздний триас — нижняя юра — свыше 3,5 км/с, а палеозой — около 4 км/с. Далее к северо-востоку верхнемеловому — эоценовому комплексу впадины Танимбар — Ару, находящейся у Тимора, соответствуют скорости от 3,75 до 5,42 км/с. В последнем случае столь высокие значения могут быть вызваны присутствием толщ эвапоритов [37].

Сейсмическая характеристика разреза окраинных и внутренних морей рассмотрена в предыдущей работе автора [8].

Сравнение ее с элементами сейсмостратиграфии чехла Атлантического и Индийского океанов обнаруживает преобладание сходства над различием. Последнее заключается главным образом в двух признаках: наборе слоев, отличающихся по упругим свойствам в составе позднемелового — кайнозойского структурного комплекса; природе и временной позиции высокоскоростных горизонтов (табл. 6, 7).

Первое находится в тесной связи с возрастом морской впадины. В раннемезозойской и позднемеловой — раннепалеогеновой группах число таких слоев, отвечающих структурным ярусам, достигает трех-четырех; в олигоцен-неогеновой обнаруживается прогрессивная тенденция к снижению до двух-одного с омоложением возраста новообразованной океанической коры глубоководных котловин.

Второе вызвано разными признаками: присутствием в разрезе отдельных морей древних и современных океанических окраин отложений мелководно-морского генезиса палеозойского и мезозойского возраста; повышенным участием в составе второго слоя океанической коры осадочных и вулканогенно-осадочных образований; наличием толщ эвапоритов юрского (Мексиканский залив) и позднемиоценового (Средиземноморский регион) возраста, что вызывает инверсию скорости.

Своеобразие некоторых петрофизических параметров чехла глубоководных котловин морей и океанов определяется преобладанием в разрезе неуплотненных отложений глубоководного генезиса, обладающих пористостью 40—80 %. Отмеченное обстоятельство вызвано общей направленностью седиментации и диагенеза в глубоководной среде котловин, где с момента их образования в различные интервалы позднего мезозоя — кайнозоя внутрипоровые давления воды были постоянно выше, чем геостатическое давление уплотнения. Соответственно, эффективное напряжение, необходимое для начала уплотнения, возникает только после накопления осадков мощностью минимум 2—3 км, как это было показано в работах Н. А. Еременко и Л. Э. Левина, Б. А. Соколова и А. И. Конюхова.

Однако при общей правомерности тезиса об упомянутой особенности седиментации в пределах глубоководных котловин имеют место «аномальные» ареалы консолидированных пород, представленных отложениями континентального и мелководно-морского, а также, что наиболее важно, и глубоководного генезиса. Такие породы достаточно надежно выделяются по совокупности литоло-

Таблица 6

Сопоставление упругих свойств (км/с) разреза морей пассивных океанических окраин (в числителе — данные для шельфа, в знаменателе — для котловин)

Моря	Возрастная группа (по времени образования коры котловин)	Структурные комплексы чехла по сейсмическим данным		
		позднемеловые—кайнозойские	позднеюрско-раннемеловые	палеозойско-раннеюрские
Ионическое и Леванта	Раннемезозойская	2,0—2,3; 4,1—4,6 / 3,8—4,5; 2,2—3,0	5,8 / 5,5	6,1 / 6,2
Уэдделла и Росса	Позднемеловая — эоценовая	2,6; 3,8	3,36—3,7	4,1—4,4
Лабрадора и Баффина		1,7; 1,8 / 1,9—2,2; 2,3—2,6	2,7—4,08 / 3,2—4,6; 5,0—6,3*	—
Тасманово		2,2—2,4; 3,6	—	—
Красное с Аденским заливом	Олигоцен-неогеновая	2,4; 3,3—3,8 / 1,8—2,0; 2,5—2,7; 3,0—5,0	4,4 / —	5,0 / —
Скоша		1,7—1,8; 2,1—2,3; 3,3—3,6 / 1,8; 3,9—4,5*	— / —	— / —

* Второй слой океанической коры.

гических, фаунистических и петрофизических признаков. Под последними понимаются значения пористости меньше 40 %, плотности больше 2,3 г/см^3, скорости сейсмических волн более 2,2—2,3 км/с.

Из 558 скважин глубоководного бурения, пробуренных в рейсах 1—81, континентальные и мелководно-морские отложения вскрыты 109 скважинами, а глубоководные измененные 94 скважинами.

Закономерности распространения «аномальных» ареалов способствуют выяснению общей направленности геологической эволюции Мирового океана и анализируются в последующих главах.

Сопоставление упругих свойств (км/с) разреза морей активных океанических окраин (в числителе — данные для шельфа, в знаменателе — для котловин)

Моря	Возрастная группа (по времени образования коры котловин)	Структурные комплексы чехла по сейсмическим данным	
		позднемеловые—кайнозойские	позднеюрско-раннемеловые
Мексиканский залив	Позднеюрско-раннемеловая	2,2—2,3; 3,3—3,9 / 1,8—2,0; 3,2; 3,8—4,7	4,3—5,2 / 4,7—5,0
Берингово с котловиной		1,7—2,3; 2,3—2,4; 2,4—2,45 / 1,7—2,1; 2,5; 2,5—2,9	2,5; 2,6—2,9 / 3,1—3,7; 4,2—4,4
Черное	Позднемеловая — раннепалеогеновая	2,0—3,6; 4,0—4,5 / 2,1—2,3; 3,3—3,9	4,5—6,0 / ?
Южно-Китайское		2,2; 3,5 / 1,9; 2,7; 3,8; 5,0*	3,1—4,6; 4,8—5,6 / —
Коралловое		2,3; 2,4—3,8 / 2,1—2,3; 3,3—3,9; 4,9*	5,3—5,4 / —
Венесуэльская и Колумбийская котловины		1,8—2,1; 2,4—3,1; 3,6—3,9; 4,7 / 1,8—2,0; 2,8—3,2; 2,9—3,8	4,0—5,3 / —
Соломоново		2,0; 4,0—4,9* / 2,0; 2,3—2,4; 3,8—4,0*	— / —
Алжиро-Прованская котловина		1,6; 2,4 / 1,8—2,0; 2,8—3,2; 2,9—3,8	4,1 / —
Охотское	Олигоцен-неогеновая	1,6—2,0; 2,0—3,0; 3,5—3,6 / 1,6—2,0; 2,4—3,0	— / —
Японское		1,6—2,0; 2,0—3,0; 3,0—3,6 / 1,6—2,0; 2,2; 3,2	3,7—4,2; 4,4 / —

Продолжение табл. 7

Моря	Возрастная группа (по времени образования коры котловин)	Структурные комплексы чехла по сейсмически данным	
		позднемеловые—кайнозойским	позднеюрско-раннемеловые
Восточно-Китайское	Олигоцен-неогеновая	2,2—2,3; 2,7—4,6 / 1,9; 2,3—2,7; 3,4—4,1	4,4—5,4 / —
Котловины Гренада и Юкатанская		— / 1,7—1,9; 2,2—3,9	— / —
Тирренское		— / 1,8—2,3; 2,5—3,2; 4,0	—
Эгейское		— / 2,0; 4,0	— / —
Сулавеси и Сулу		1,9; 3,1; 3,5—4,8 / 1,8—2,2; 2,7—3,5; 5,1—5,3*	— / —
Филиппинское		2,8—3,0; 3,7—4,6 / 2,0—2,3; 2,7—3,1; 4,5—5,5*	— / —
Фиджи		2,2; 3,3; 5,0—5,5* / 2,2; 4,4*	— / —
Новогвинейское		4,0; 5,3—5,7* / 2,0; 4,0*	— / —
Банда		2,3; 5,0* / 2,1; 3,2; 5,0*	— / —
Командорская котловина		— / 2,0	— / —
Котловина Лау		— / 2,0	— / —

* Аналог второго слоя океанической коры и вулканогенно-осадочный комплекс островных дуг.

ГЛАВА 4. ПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕЮРСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс распространен преимущественно на шельфе краевых морей запада Средиземноморского пояса и шельфах морей севера Лавразии, т. е. регионах, являвшихся в геологическом прошлом обрамлением палеоокеанов — Япетуса, палео-Тетиса и Тетиса. На шельфе современных океанов его присутствие в разрезе чехла локализовано отдельными разобщенными участками (рис. 8).

В Тихоокеанском сегменте наиболее достоверный такой участок — северный шельф Берингова моря, поскольку на о-ве Св. Лаврентия известны платформенные образования девон-триасового возраста суммарной мощностью до 2,5 км. Здесь комплекс отражает раннюю стадию эволюции Беринговоморского бассейна, причем распространение отдельных формаций, в свою очередь, достаточно локализовано по площади: средне-позднепалеозойской карбонатной — впадиной Бетел; триасовой карбонатно-кремнистой глубоководной и раннеюрской терригенной мелководно-морского генезиса — впадинами Бетел, Наварин, Св. Георгия, Анадырской, Бристольской. В генетическом плане упомянутым формациям аналогична позднемеловая — раннепалеогеновая континентальная, которая залегает в основании разреза чехла рифтов впадины Нортон.

Для шельфа Японского моря наличие в разрезе чехла пород палеозоя и раннего—среднего мезозоя весьма гипотетично. Если они все же присутствуют, то это может быть только на севере, где его мощность превышает 6—14 км, т. е. в прогибах Уэцу и Исикари — Чеховском. Палеозой слагают, наверное, платформенные и орогенные типы формаций — карбонатная, рифтовая (поздний карбон — пермь), терригенная, а мезозой — орогенные, грубообломочная и терригенная.

На шельфе Охотского моря по аналогии с блоком одноименного массива в отдельных узких грабенах северо-западного сектора могли сохраниться от последующего размыва позднетриасовые — раннеюрские горизонты. Кроме того, на юго-западе шельфа в пределах Шантарского моря распространены преимущественно глубоководные отложения раннего—среднего палеозоя (частично подвергшиеся мезозойской активизации), которые принадлежат крайнему восточному звену Урало-Монголо-Охотского складчато-геосинклинального пояса.

Далее к югу распространение комплекса локализовано районом рифта Бохайвань в Желтом море и южной частью шельфа Восточно-Китайского моря. Насколько можно судить по данным о строении Китайской платформы, в низах разреза должны находиться мелководно-морская кембрийско-ордовикская терригенная и каменноугольная терригенно-карбонатная платформенные формации. Выше с несогласием залегают карбонатная и паралическая формации пермо-триасового возраста.

В Южно-Китайском море присутствие отложений комплекса

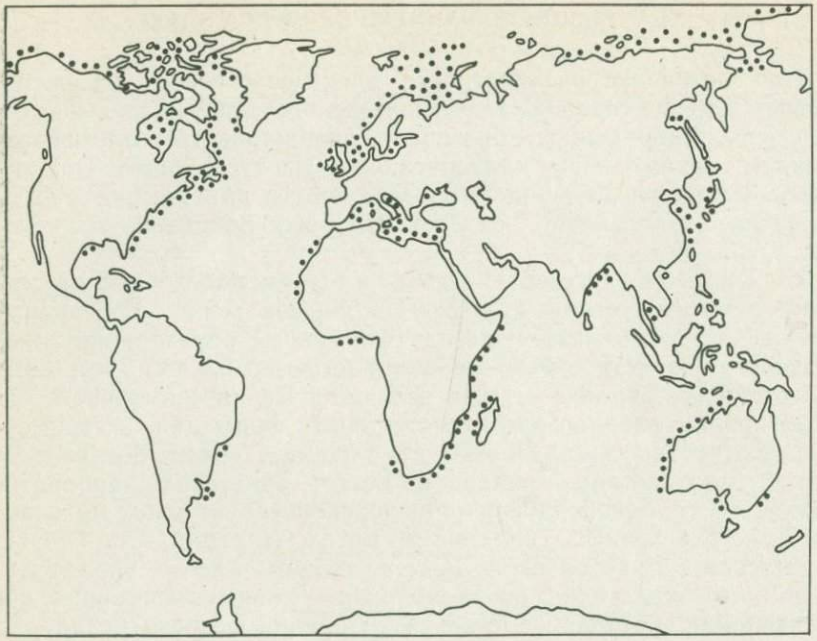


Рис. 8. Схема распространения палеозойско-раннеюрского комплекса на шельфах океанов и морей.

Черные точки — районы присутствия комплекса в разрезе чехла, установленные и предполагаемые

предполагается по косвенным признакам только в чехле Сиамского залива, где они представлены, вероятно, континентальными и паралическими образованиями суммарной мощностью до 4,5—5,5 км.

Продолжение на западном шельфе Тасманова моря Сиднейской межгорной впадины — последний из вероятных районов наличия отложений комплекса в разрезе чехла краевых морей Тихоокеанского сегмента. Он представлен здесь орогенными типами формаций позднекаменноугольного — триасового возраста суммарной мощностью 3—6 км, в том числе позднекаменноугольной вулканогенной, раннепермской терригенной мелководно-морского и паралического генезиса, позднепермско-триасовой молассоидной паралического и континентального генезиса.

Индоокеанский сегмент также характеризуется прерывистым распространением комплекса.

Особенно это очевидно для двух периокеанических систем опусканий на обрамлении Австралии — южной и западной. В пределах первой оно локализовано узким шельфовым продолжением прогиба Денман, где мощность пермских и более древних отложений оценивается свыше 1,5 км. Вторая выделяется повсеместным присутствием комплекса в разрезе чехла, но в несколько ином его строении. На юге, во впадине Перт, комплекс слагает подавляю-

щую часть разреза общей мощностью 10—12 км и подразделяется на две толщи: позднепротерозойско-среднепалеозойскую, сложенную осадочными и вулканогенными орогенными формациями преимущественно континентального генезиса, пермо-триасовую, представленную платформенными терригенными формациями паралического и континентального генезиса. Во впадине Карнарвон в составе комплекса принимают участие три толщи: позднепротерозойско-раннепалеозойская, ордовик-каменноугольная, пермско-нижнеюрская. Доордовикская толща, о площадном распространении которой на шельфе точных данных нет, сложена орогенными формациями вулканогенно-осадочного генезиса. Вышележащая — преимущественно мелководно-морскими терригенными, рифовыми и карбонатными формациями, к западу частично замещающимися на эвапоритовые. Пермско-нижнеюрская испытывает значительное изменение формационного состава по простиранию впадины. На юге она представлена терригенными формациями преимущественно паралического и континентального генезиса (в низах юрского разреза присутствует также терригенная глубоководная формация), на севере — карбонатной и карбонатно-терригенной и паралической с пластами дельтовых песчаников формациями.

Северо-Австралийская перикратонная область, отвечающая Тиморскому и Арафурскому морям, похожа по строению комплекса на Западно-Австралийскую систему периокеанических опусканий. Здесь он дифференцируется на четыре толщи: нижнепалеозойскую, представленную грубообломочными орогенными формациями континентального и морского происхождения, среднепалеозойскую (девонскую) — рифовую и эвапоритовую, каменноугольно-пермскую, сложенную мелководно-морской терригенной, паралической угленосной и вулканогенно-осадочной формациями, триас-нижнеюрскую, представленную терригенной и эвапоритовой формациями.

Периокеанические системы опусканий в обрамлении Индостанской платформы отличаются еще более ограниченным распространением и весьма сокращенным стратиграфическим объемом комплекса. Он залегает в узких грабенах, возникших на ранней стадии дробления платформы, и представлен преимущественно флювиогляциальными и угленосными отложениями нижнегондванской серии, т. е. позднекаменноугольно-среднетриасового возраста. Только во впадинах Кач и Камбейской Аравийского прогиба под нижнегондванской серией могут находиться мелководно-морские и ледниковые отложения кембрия — среднего карбона.

Напротив, восточная периокеаническая система опусканий Африканской платформы выделяется присутствием в разрезе осевой зоны прогибов достаточно мощной (порой до 4—8 км) толщи пород среднепалеозойско-раннеюрского возраста. Большая их часть приходится на образования системы Карру, имеющей возрастной диапазон карбон — триас. В основании упомянутой свиты подобно Индостану залегают флювиогляциальные образования, перекрытые терригенной формацией преимущественно континентального

происхождения и вулканогенной трапповой формацией. При этом в отложениях верхней перми — триаса содержатся весьма протяженные по площади горизонты мелководно-морских отложений. Они известны и на западе Мадагаскара, что является указанием на периодическое развитие в поздней перми — триасе, хотя и мелководного, но все же морского бассейна.

Разрез комплекса завершает терригенная мелководно-морская формация раннеюрского возраста, которая отличается весьма интересным замещением к востоку морских отложений прибрежными. Все это свидетельствует о несколько смещенном к западу положении эпиконтинентального морского бассейна по отношению к современному океану до отделения Мадагаскара от Африки.

Атлантический сегмент крайне неоднороден по особенностям распространения и стратиграфическому объему комплекса. В этом плане он условно может быть подразделен на три сектора: южный, центральный и северный.

Южный сектор охватывает системы периокеанических опусканий Южной Америки в целом и Юго-Западной Африки от Гвинейского до Капского прогиба включительно. В обеих системах, расположенных на противоположных окраинах Атлантики, комплекс имеет прерывистое распространение и представлен практически синхронными по возрасту, относительно маломощными слоями пермо-триасового возраста. Они, в свою очередь, отделены перерывом в седиментации от вышележащих отложений нижнего мела, а иногда самых верхов юры. Однако на севере Гвинейского прогиба соотношение иное, поскольку отложения девонского возраста перекрыты непосредственно покровами базальтов поздней юры. Комплекс повсеместно представлен преимущественно красноцветной континентальной формацией, прорванной иногда дайками диабазов и долеритов, а также терригенной паралической формацией.

Центральный сектор включает системы периокеанических опусканий Северной Америки и Северо-Западной Африки. Распространение комплекса здесь почти повсеместное, а возрастной диапазон в отдельных впадинах более широкий — от раннепалеозойского в прогибах Сенегальском и Ауэ или девон-каменноугольного в Ньюфаундлендской впадине до триас-раннеюрского. Однако следует отметить, что возрастное определение верхних слоев комплекса не однозначно, поскольку отложения ранней юры в одних случаях связаны постепенным переходом с триасовыми, в других — своими верхними горизонтами начинают единую эвапоритовую ранне-среднеюрскую серию. Последнее особенно показательно для Северо-Американского и Ньюфаундленд-Лабрадорского периокеанических прогибов.

Разрез комплекса обеих систем периокеанических опусканий подобно предыдущему сектору обладает чертами сходства, что особенно показательно для нижних, дотриасовых слоев. В прогибах Северо-Западной Африки он сложен преимущественно терригенной мелководно-морской формацией кембрий-ордовикского воз-

раста, карбонатно-терригенной силур-раннекаменноугольного возраста и, наконец, преимущественно красноцветной континентальной формацией позднекаменноугольно-раннеюрского возраста, которая содержит многочисленные обломки риолитовых туфов. Суммарная мощность этого разреза возрастает с юга на север от 1,5 до более 2,5 км. При этом самая верхняя континентальная формация получает преимущественное развитие также на севере — в прогибах Ааюн и на юге Атласско-Иберийского. Однако природа горизонтов самых верхов триаса — нижней юры меняется местами на мелководно-морскую, поскольку они представлены карбонатно-терригенной формацией «черных сланцев» и эвапоритовой, о чем свидетельствуют результаты бурения на плато Мазаган (скв. 544—547).

В периокеанических прогибах Северной Америки дотриасовые слои комплекса известны в межгорной впадине каледонид Северных Аппалачей, совпадающей с заливом Св. Лаврентия, и преимущественно байкалид «платформы Авалон» Восточного Ньюфаундленда. Здесь они включают терригенную формацию континентального и мелководно-морского генезиса, а также эвапоритовую суммарной мощностью до 3 км. Выше залегает уже типично континентальная гипсоносная красноцветная формация триасового, но, возможно, и самого раннего юрского возраста, являющаяся генетическим аналогом одновозрастных слоев подводной окраины Северо-Западной Африки. Эта формация пользуется почти повсеместным распространением в рассматриваемых прогибах (но не далее подножия континентального склона) и находится в тесной ассоциации с вулканогенной, представленной дацитами, риодацитовыми порфиритами, риолитами, толеитовыми базальтами и тонкослоистыми туфами. Весь этот комплекс обнаруживает много сходства с существенно более молодым вулканогенным разрезом Восточно-Африканских рифтов и периокеаническими прогибами Северо-Западной Африки. Достоверно датируемые слои раннеюрского возраста относятся к существенно иным формациям — карбонатной и эвапоритовой суммарной мощностью порядка 0,2—0,3 км. Они связаны постепенным переходом со среднеюрскими и отражают начальную стадию формирования Северной Атлантики, пока еще относительно мелководной. Одновременно наличие вулканитов является указанием на повышенную эндогенную активность еще на предрифтовой стадии эволюции периокеанических прогибов.

Северный сектор включает на западе Гудзонов залив и море Баффина, на востоке — группу шельфовых морей — Ирландское, Северное, Балтийское с Ботническим и Финским заливами, западный шельф Скандинавии. Своеобразие его строения в общей системе подводных окраин всех континентов определяется ведущей ролью данного комплекса в разрезе чехла. В этом плане ему близки, вероятно, только шельфовые моря севера Евразии, где прямые сведения о составе чехла пока отсутствуют, а также шельф Арктических островов Канады и севера Аляски.

В составе чехла Гудзонова залива участвуют эвапорито-карбонатная формация ордовикского и терригенно-карбонатная силурийско-девонского возраста. Почти однотипен разрез комплекса и на шельфах моря Баффина, поскольку представлен терригенно-карбонатной формацией ордовик-девонского возраста, пронизанной в триасовое время дайками долеритов. Близкой оказывается и суммарная мощность, равна в Гудзоновом заливе 2 км, в рифтовом грабене Ланкастер — Мак-Клур, представляющем поперечное осложнение северо-западного шельфа моря Баффина, порядка 1—3,5 км.

Общность строения пассивных океанических окраин, неоднократно подчеркнутая ранее, сохраняется и применительно к раннесреднепалеозойским слоям шельфовых морей на западном и восточном обрамлениях ложа Атлантического океана. В Балтийском море вместе с Ботническим заливом и на окраинах Северного моря кембрий-силурийские пласты представлены терригенной и карбонатной формациями. В их составе только слои силурийского возраста (граптолитовые сланцы) имеют относительно глубоководный, а все остальные заведомо мелководно-морской генезис. Отмеченная особенность отражает обстановку седиментации граптолитовых сланцев, вероятнее всего, на континентальном склоне палео-Тетиса. Вышележащий разрез, наиболее полно изученный в Северном море, отражает периодическую смену континентальной, мелководно-морской и вновь относительно глубоководной обстановки осадконакопления, обусловленной прогрессивным развитием североморских рифтовых систем, заложившихся во второй половине девонского времени. Соответственно отложения ранне-среднедевонского возраста представлены континентальной красноцветной формацией «древнего красного песчаника»; позднедевонского — раннекаменноугольного — карбонатной; позднекаменноугольного — раннепермского — паралической угленосной, красноцветной и вулканогенной, оливин-базальт-трахитовой; позднепермского — эвапоритовой относительно глубоководной (глубины моря 800—1200 м); триас-раннеюрского — терригенной, карбонатной и эвапоритовой мелководно-морской.

С небольшими вариациями, касающимися главным образом морских условий седиментации в девонское время, тот же разрез комплекса распространен на всем северо-западном обрамлении Черноморской котловины от Мизийской плиты до Каркинитского прогиба включительно (см. рис. 8).

Сравнение историко-геологической обстановки палеозойской эры и триасового периода в Северном море и на упомянутом обрамлении Черноморской котловины обнаруживает черты различия и сходства. К первым относится асинхронность проявления восходящих движений, преобладавших на западе Черного моря в позднекаменноугольное время, а в Северном — в девонское время. Сходство заключается в близкой амплитуде погружения платформенных блоков, в возникновении на месте срединных массивов или их частей эпиплатформенных орогенных впадин, в однотипных па-

рагенезах терригенной, карбонатной, угленосной, эвапоритовой и вулканогенной формаций.

На южном обрамлении палео-Тетиса и Тетиса, т. е. в Средиземноморско-Персидском регионе окраинных и внутренних морей, строение комплекса существенно различно для Алжиро-Прованской котловины и Тирренского моря, с одной стороны, морей Адриатического, Ионического и Леванта, с другой.

В первом районе он представляет нижние горизонты чехла эпипалеозойской платформы и былых межгорных впадин герцинид, которые имеют соответственно сокращенный стратиграфический диапазон от позднекаменноугольного или порой пермского до раннеюрского включительно. Позднепалеозойские слои представлены терригенными формациями континентального и мелководно-морского генезиса; триас — «германотипными фациями», т. е. парагенезом формаций, аналогичным Северному морю; нижняя юра, распространение которой крайне спорадическое, — преимущественно карбонатной формацией мелководно-морского происхождения. На долю триаса приходится подавляющая часть разреза комплекса (около 0,5—1 км).

Во втором районе, т. е. в Восточном Средиземноморье и Персидском заливе, комплекс входит в состав чехла древней, докембрийской Африканско-Аравийской платформы, где представляет нижний структурный этаж повышенной (до 6—8 км) мощности. При этом формационный состав испытывает некоторые изменения по латерали. Для кембрий-раннекаменноугольных слоев они выражаются в замещении с востока (Персидский залив) на запад терригенно-карбонатной формации собственно терригенной смешанного континентального (кембрий) и мелководно-морского генезиса; позднекаменноугольных — пермских, но преимущественно карбонатной формации — терригенной; триас-раннеюрских — от карбонатной мелководно-морской на восточном склоне Аравийского щита к парагенезу красноцветной; эвапоритовой и терригенной формаций на северном склоне Африканской платформы. Еще один тип замещения намечается для отложений палеозойского возраста в субмеридиональном и северо-восточном направлениях к относительно глубоководным, платформенным в Западных Тавридах, а затем глубоководным геосинклинальным в Восточных Тавридах. Однако распространение палеозоя в Восточном Средиземноморье не повсеместно, а прерывается клиньями океанической коры мезозойского возраста (блоки Троодоса, Эратосфена и др.).

В Арктическом сегменте особенности состава комплекса выяснены только для Амеразийской области — Арктических островов Канады и северного шельфа Аляски. Здесь комплекс входит в состав чехла северного склона Канадского щита и циркумарктического каледонско-герцинского складчатого пояса, который протягивается от Иннуитской до Южно-Бруксовской системы включительно. На отдельных участках этот пояс разобщен поперечными рифтовыми грабенами подобно тому, как это имеет место на современных океанических окраинах.

Кембрий-силурийские слои на склоне щита представлены карбонатной формацией с эвапоритами, которая замещается мелководно-морской терригенной к северу и западу от грабена дельты Маккензи. Вышележащие слои девон-раннепермского возраста различны по формационному составу. Для грабена дельты Маккензи — это континентальная терригенная (верхний девон), а также терригенная и карбонатная мелководно-морские формации, которые прослеживаются к западу вдоль всего внутреннего шельфа Северной Аляски. В синеклизе Свердрупа, расположенной в районе Арктических островов Канады, горизонты раннекаменноугольного возраста обладают существенным изменением формационного состава по латерали — от терригенной грубообломочной к карбонатной, а затем эвапоритовой формации, что весьма похоже на строение верхней перми в Северном море; позднекаменноугольно-раннепермские, напротив, представлены единой карбонатной формацией мелководно-морского генезиса. Позднепермско-раннеюрские слои грабена дельты Маккензи относятся к терригенной формации прибрежно-морского происхождения (например, дельтовые песчаники серии Садлрочит), а синеклизы Свердрупа — кремнисто-карбонатной и вулканогенной (базальтовой). Суммарная мощность комплекса превышает 6 км.

В Евразийской области состав комплекса может быть ориентировочно намечен лишь для Баренцевоморского шельфа на основании данных по геологии континентального обрамления, Шпицбергена и о-вов Земли Франца-Иосифа. Он представлен, вероятно, платформенными типами формаций: терригенной, карбонатной и вулканогенной (базальтовой) ранне-среднепалеозойского возраста; карбонатной, красноцветной и эвапоритовой каменноугольно-пермского возраста; терригенной, частично угленосной триас-раннеюрского(?) возраста.

Таким образом, даже краткий обзор строения палеозой-раннеюрского комплекса обнаруживает несколько важных обстоятельств: тождественность противоположных окраин палеоокеанов подобно современным; значительную долю формаций континентального генезиса в сочетании с вулканогенной, преимущественно базальтоидной, что свидетельствует о неоднократных проявлениях восходящих движений, предшествующих ранней стадии современного океанообразования; наличие в разрезе комплекса формаций относительного глубоководного генезиса — индикаторов обстановки, хотя и кратковременной, но все же похожей на некоторые современные котловины краевых морей.

ГЛАВА 5. СРЕДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ КОМПЛЕКС

В глубоководных котловинах Тихого, Индийского и Атлантического океанов рассматриваемый комплекс пройден 85 скважинами. В одной из них его слагают консолидированные породы континентального, в 36 — мелководно-морского и в 18 — глубоковод-

ного генезиса, в том числе подводно-оползневые глыбы олистостром и гемипелагические образования типа «черных сланцев». Остальные 30 скважин вскрыли неуплотненные глубоководные осадки. Осадочные образования верхних горизонтов средней юры обнаружены в трех скважинах — на плато Орфен (скв. 111) восточнее Ньюфаундленда, на Фолклендском плато (скв. 330) и в подножии континентального склона Северо-Западной Африки (скв. 544). Еще одна скважина (скв. 534) к востоку от п-ова Флорида вскрыла самые низы отложений келловейского яруса, залегающие непосредственно на толеитовых базальтах океанической коры. Все остальные скважины либо установили залегание позднеюрских осадков на базальтах, либо не вскрыли их подошвы. Отсюда следует, что комплекс в глубоководных котловинах океанов представлен главным образом отложениями позднеюрско-раннемелового времени и только условно может быть назван среднеюрским. Тем более, что упомянутые три скважины расположены на опущенных блоках коры континентального и переходного типов.

Распространение комплекса в океанах контролируется наряду со скважинами 34 аномалией магнитного поля возрастом порядка 90 млн. лет. Прослежены и мезозойские аномалии магнитного поля с индексами от М-1 до М-31. Последнее дает возможность по аномалии М-17 возрастом 135 млн. лет проследить в Тихом океане границу распространения осадков юрского возраста и соответственно выделить ареалы развития сокращенного — только раннемелового и полного среднеюрско (точнее—позднеюрско)-раннемелового—разреза комплекса. В остальных океанах данных для такого выделения пока недостаточно. Присутствие пород комплекса в разрезе осадочного чехла котловин краевых морей может предполагаться только для некоторых из них — Алеутской, Ионической, Левантийской, Черноморской (?) и Сигсби. Значительно более широко они распространены на шельфе котловинных морей и океанов, а также в шельфовых морях.

5.1. Распределение мощности

В соответствии с направленностью эволюции **ложа Тихого океана** распространение комплекса в его пределах ограничено западной тектонической областью. Здесь его отложения приурочены к вытянутой в субмеридиональном направлении протяженной зоне. Последняя ограничена на востоке полосой развития послераннемеловой океанической коры, а на западе глубоководными желобами — Алеутским, Курило-Камчатско-Японским, Идзу-Бонинским, Западно-Меланезийским, Витязя, Кермадек — Тонга. Кроме того, внешние области отсутствия включают и Каролинскую котловину. Неясным остается вопрос о распространении и составе комплекса в пределах наложенных позднемеловых — раннепалеогеновых гряд вулканогенных хребтов островов Феникс и Маршалловых. Ареал развития полного разреза комплекса еще

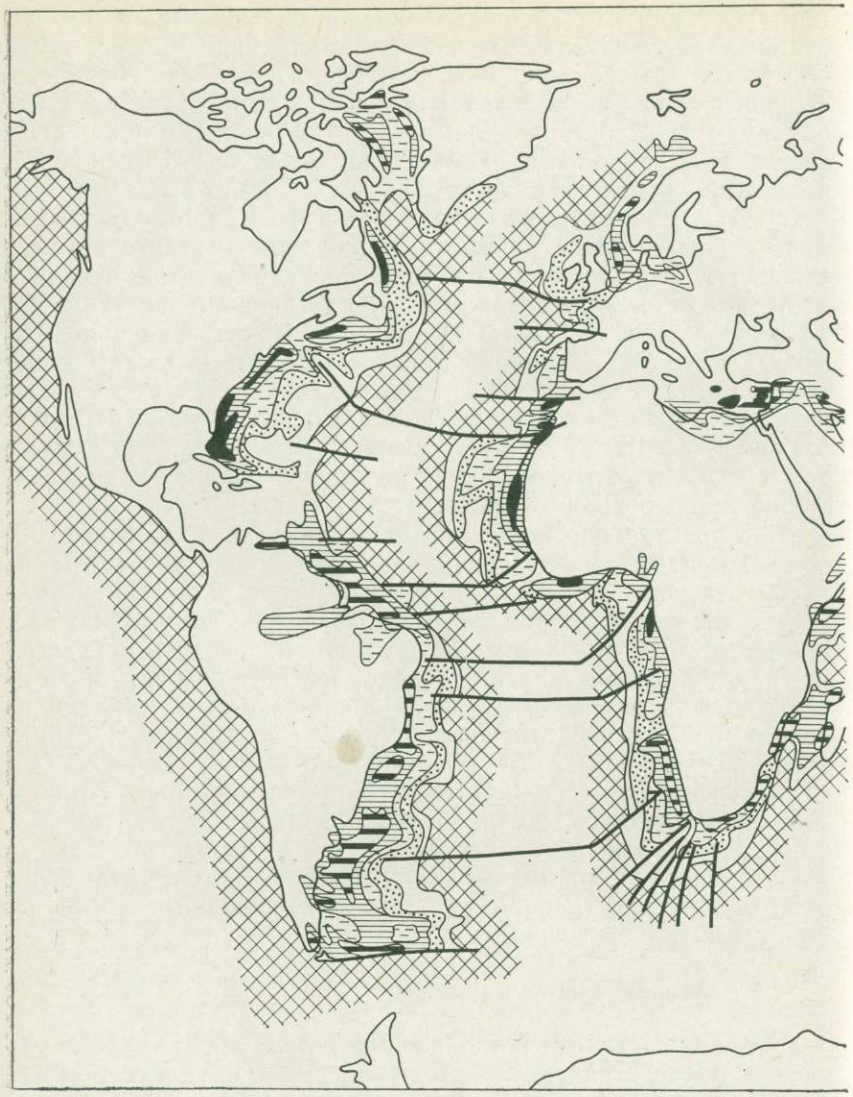
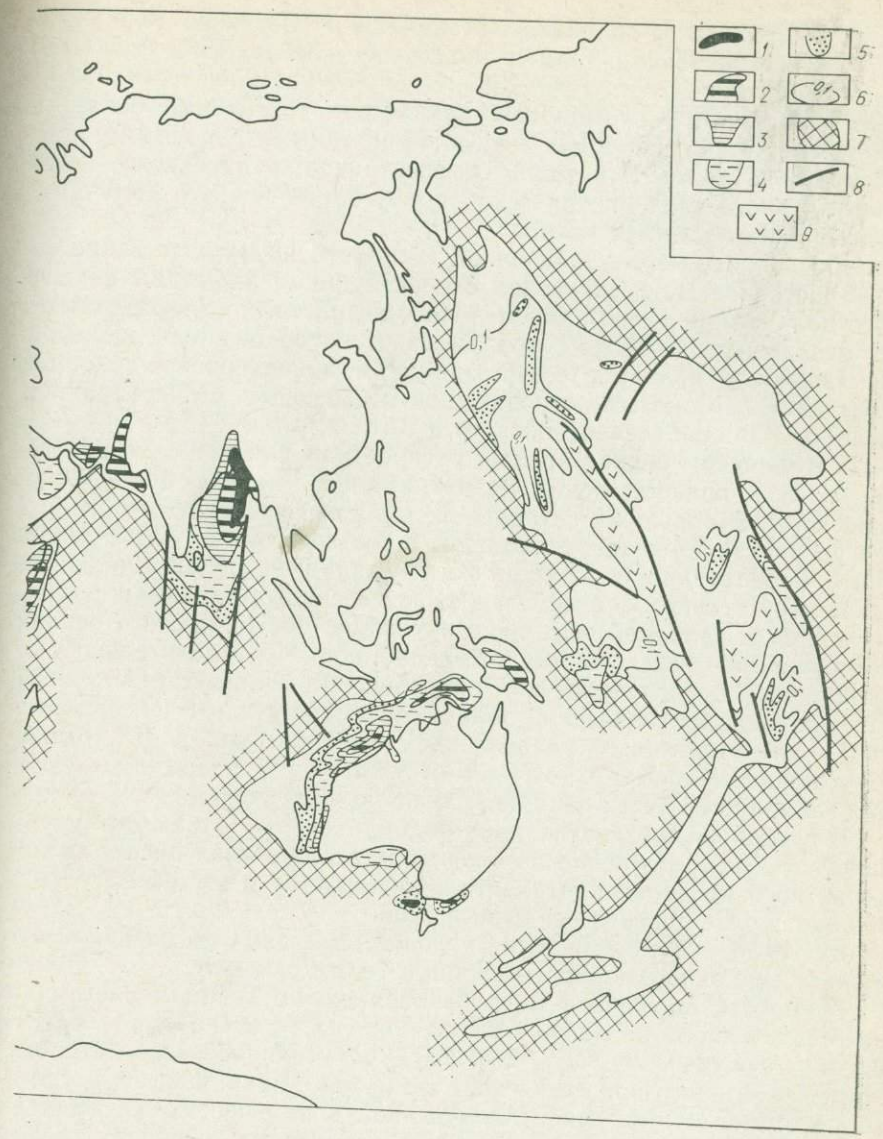


Рис. 9. Схема распределения мощности среднеюрско-раннемелового комплекса. *1—5* — мощность (*1* — свыше 5 км, *2* — от 5 до 2 км, *3* — свыше 1 км, *4* — от 0,5 до 1 км, мы, в том числе трансформные; *9* — области невыявленного распространения в пределах

более сокращен по площади. Он обладает сложными полигональными очертаниями и располагается на крайнем западе рассматриваемой тектонической области — от подножия поднятия Шатского на севере до Каролинских островов на юге и подводных вулканических гор Мид-Пасифик на востоке. Еще один изолированный ареал полного разреза комплекса отвечает поднятию Магеллана.



5 — от 0,25 до 0,5 км); *6* — изопаха 0,1 км; *7* — области отсутствия; *8* — некоторые разло-
вулканогенных хребтов

Он обладает северо-восточной ориентировкой, согласной с простиранием юго-восточного контура основного ареала развития полного разреза (рис. 9).

Мощность комплекса почти на всей площади рассматриваемой тектонической области минимальна, поскольку составляет менее 0,1 км (скв. 166, 169, 170, 289, 303). Она постепенно увеличивается

до 0,1—0,25 км к поднятиям Манихики и Шатского (скв. 167, 317); более 0,5 км к западному подножию хребта Лайн (скв. 165) и плато Онтонг-Джава (скв. 288). К югу от упомянутого плато на о-ве Малаита в Соломоновом архипелаге толеитовые базальты переслаиваются с карбонатными и терригенными породами раннемелового возраста. Эта толща рассматривается в качестве фрагмента второго слоя океанической коры, претерпевшего обдукцию; ее мощность достигает 1,5 км.

Ориентировка зон увеличенной мощности преимущественно северо-восточная, т. е. согласная с простиранием аномалий магнитного поля позднеюрско-раннемелового возраста, но дискордантная по отношению к системе современных глубоководных желобов. Исключением является северо-западная ориентировка подобной зоны на Соломоновых островах, почти согласная с простиранием желобов Западно-Меланезийского и Витязя.

В **Индийском океане** ареалы распространения комплекса локализуются в краевых зонах развития допозднемеловой океанической коры. В большей центральной, и южной частях этого океана, где разрастание океанической коры в соответствии с теорией спрединга происходило в позднем мелу — кайнозое, отложения комплекса отсутствуют. Соответственно на пассивных окраинах северо-восточной и западной тектонических областей Индийского океана комплекс принимает участие в строении системы относительно изолированных периокеанических прогибов. На большей (восточной) части южной тектонической области в соответствии с позднемеловым — плейстоценовым разрастанием океанической коры позднеюрско-раннемеловые отложения отсутствуют в разрезе чехла, а для западной ее части пока нет данных о их строении.

В глубоководных котловинах подобно Тихому океану комплекс залегает непосредственно на базальтах второго слоя океанической коры, но в пределах континентального склона и шельфа его подстилают более древние осадочные слои.

Эта особенность изменения условий залегания по латерали отражает еще один элемент различия с Тихим океаном.

Мощность комплекса в глубоководных котловинах идентична имеющей место на западе Тихого океана, т. е. порядка 0,05—0,5 км (скв. 249, 256, 257, 260, 261), но увеличивается в сторону континентального подножия до 1 км и более (скв. 263, 264), где в соответствии с циркумконтинентальной зональностью седиментации располагается осевая зона периокеанических прогибов. На фоне этой зональности отчетливо прослеживаются поперечные дислокации в строении комплекса, которые контролируются трансформными разломами ранней, позднеюрско-раннемеловой стадии раскрытия Индийского океана.

Северо-восточная тектоническая область выделяется достаточно неоднозначным строением комплекса в трех своих секторах: восточном, центральном и северо-западном.

В восточном секторе, в свою очередь, устанавливаются существенные различия между южной и западной системами периокеа-

нических прогибов на обрамлении Австралии и черты сходства второй из них с Северо-Австралийским перикратонным прогибом, охватывающим шельфовые Тиморское и Арафурское моря.

В южной системе комплекс распространен лишь на двух изолированных участках в осевых зонах периокеанических прогибов Отвей и Юкла, т. е. в пределах шельфа и склона, но не далее его подножия в сторону океана. Мощность комплекса существенно разная — в прогибе Отвей до 9 км, а в прогибе Юкла порядка 0,5 км.

Западная система характеризуется непрерывным распространением рассматриваемых отложений от плато Натуралист до Арафурского моря включительно. По ее простиранию мощность весьма изменчива: в осевом грабене прогиба Перт до 5,5 км; в прогибе Карнарвон — 1,5 км; в прогибе Броуси-Эксмут до 2,5 км. Структурная седловина с мощностью комплекса менее 0,5 км отделяет систему в целом от Северо-Австралийского перикратонного прогиба, где мощность вновь возрастает до 1,5—2 км.

Распределение мощности в этой системе периокеанических опусканий характеризуется резким градиентом на континентальном борту и постепенным сокращением на океаническом при преобладающей ориентировке согласной с простиранием континентального склона. При этом на обоих бортах имеются ветви дискордантной северо-западной ориентировки. Наиболее крупные из них отвечают на континентальном борту синеклизе Каннинг с мощностью до 1 км и глыбовому поднятию ложа океана, где мощность сокращается от 0,5 до 0,05 км. Однако в Северо-Австралийском перикратонном прогибе преобладает уже северо-западная ориентировка, согласная с простиранием рифтогенных прогибов, возникших в эпоху раскрытия Тетиса.

Элементом перикратонного прогиба является и ареал распространения комплекса отчетливой северо-западной ориентировки в пределах Новой Гвинеи, который охватывает и шельф Папуа. Он приурочен к зоне сочленения платформы и миогеосинклинали, его мощность более 2 км.

Центральный сектор отличается резко дискордантной ориентировкой распределения мощности в Бенгальском периокеаническом прогибе. При этом его восточный борт имеет простирание, согласное с разломами ограничения хребта Девяностого градуса, а западный — с разломами обрамления щитов Индостанской платформы. Мощность комплекса в Бенгальском прогибе достигает 4,5 км и, по-видимому, постепенно сокращается до 1 км на широте Шри Ланка.

Северо-западный сектор выделяется преимущественным распространением комплекса на континенте в системе краевых прогибов сооружений Сулейман-Киртара и крайне незначительным в Аравийской котловине, где контур области распространения послераннемеловой океанической коры приближен к подножию континентального склона. Мощность комплекса нарастает здесь от 2 км в Камбейском грабене до 4 км в грабене залива Кач. В этом

же направлении ориентировка зоны увеличенной мощности в Аравийско-Индском периокеаническом прогибе меняется от согласной с континентальным склоном до дискордантной, совпадающей с простиранием хребтов Сулейман-Киртара и Меррей уже на океанической коре.

В западной тектонической области ареал распространения комплекса разобщен поздненеогеновой океанической корой, которая развита в Аденском заливе и на юге Оманской котловины (котловина Оуэн). С востока котловину ограничивает хребет Меррей, который, в свою очередь, отделяет рассматриваемый ареал от его аналога в Аравийской котловине. Мощность комплекса в периокеанических прогибах данной области, за некоторым исключением, почти повсеместно порядка 2 км. Однако ее распределение сложно и неоднозначно.

К северу от блоков поздненеогеновой коры в Оманском периокеаническом прогибе распределение мощности повторяет его треугольные очертания. К югу от этих блоков располагается Сомалийский прогиб, осложненный на континенте выступом фундамента Африканской платформы. Протяженный разлом секущей северо-восточной ориентировки, который ограничивает выступ с юга, одновременно контролирует кулисное сочленение двух крупных впадин в общей структуре прогиба: Северо- и Южно-Сомалийской. Для осевой зоны наиболее увеличенной мощности комплекса в пределах обеих впадин более показательна ориентировка, согласная с простиранием континентального склона, а на океаническом их борту появляются элементы поперечных северо-западных ундуляций мощности.

Следующий к югу Мозамбикский периокеанический прогиб сочленен с Сомалийским узкой седловиной, приуроченной к шельфу, где мощность сокращается до менее 0,5 км. Распределение мощности в рассматриваемом прогибе осложнено субмеридиональной полосой отсутствия отложений комплекса, которая отвечает Мозамбикскому хребту субмеридиональной ориентировки, сформировавшемуся на океанической коре. К востоку от хребта, на Мадагаскаре и его шельфе, получают развитие две кулисно сочлененные впадины, а к западу, преимущественно на шельфе континента и в котловине — одна сложно изогнутых очертаний. К центральной части Мозамбикского прогиба мощность комплекса сокращается от более 3 км во впадинах до 1—1,5 км.

В крайнем юго-западном звене рассматриваемой полосы периокеанических опусканий — прогибе Агульяс-Карру — отмечается повышенная (до 3—5 км) мощность комплекса, что и представляет упомянутое выше исключение для данной тектонической области. Ее распределение отражает наличие двух впадин — Карру и Агульяс. Первая ориентирована в юго-западном направлении согласно континентальному склону с мощностью комплекса до 3 км, вторая, приуроченная к одноименному краевому плато, — в юго-восточном, т. е. дискордантно. Здесь мощность до 4—5 км и сокращается к

подножию континентального склона до 1 км. В сопредельной части одноименной котловины она не более 0,5—0,1 км.

Для **Атлантического океана** устанавливаются черты сходства и различия в строении комплекса с Индийским океаном. Сходство заключается в условиях распространения, т. е. взаимосвязи с пассивными окраинами, и распределении мощности. Различие определяется максимальными значениями мощности в осевых зонах периокеанических систем опусканий. При этом у трех основных тектонических областей Атлантического океана сходство в распределении мощности, но не в формационном составе, преобладает над различием.

В пределах восточной тектонической области на фоне очевидного сходства каждый прогиб общей системы периокеанических опусканий обладает индивидуальными особенностями распределения мощности и ее значений. При этом почти все они характеризуются асимметрией, т. е. резким градиентом мощности на континентальном борту и постепенным ее сокращением на океаническом.

Самый южный из прогибов — Капский — объединяет четыре субмеридионально и субширотно ориентированные впадины с мощностью комплекса до 2 км. Три субмеридиональные, т. е. согласные с простиранием континентального склона, впадины образуют две ветви — одну, расположенную на континентальном склоне в зоне коры переходного типа, и другую, находящуюся в котловине с корой океанического типа. Между этими ветвями намечается протяженное поднятие океанической коры, где мощность комплекса сокращается до 1 км. Северный и южный борта прогиба, напротив, имеют субширотную и юго-западную дискордантную ориентировку, которая контролируется продолжениями трансформных разломов. Вдоль первого из них и располагается субширотная впадина, торцеобразно сочлененная с остальными.

Ангольский прогиб состоит из двух основных впадин Мосамедиш-Куанза и Конго-Габонской, которые протягиваются преимущественно вдоль континентального склона. Распределение мощности на их океаническом борту особенно отчетливо отражает сдвиговые перемещения блоков по трансформным разломам, а также наличие поднятий океанического основания чехла субмеридиональной ориентировки амплитудой до 0,5 км. Эти же перемещения обусловили, вероятно, сложно изогнутые очертания впадины Мосамедиш-Куанза, где мощность комплекса возрастает с юга на север от 1 до 4 км. В Конго-Габонской впадине, кулисно сочлененной с предыдущей, но более согласной по ориентировке с континентальным склоном, мощность достигает 6 км.

В Гвинейском периокеаническом прогибе распределение мощности контролируется несколькими факторами: дугообразным поворотом к северу продолжений трансформных разломов; резкой юго-западной ориентировкой вулканогенного хребта Камерун; структурой рифта Бенуэ. В последней имеется внутреннее поднятие, которое характеризуется проявлениями основного и щелочно-

го магматизма (габбро, сиениты, диориты) на ранней стадии рифтообразования, т. е. в раннемеловое время, а затем базальтового вулканизма в кайнозое. Разновременность разрастания океанической коры Гвинейского залива при более позднем раскрытии рифта Бенуэ также оказала влияние на распределение мощности.

В итоге, Гвинейский прогиб состоит из трех впадин: двух отделенных вулканогенным поднятием на утоненной континентальной коре — Южной и Северной Бенуэ; третьей — Гана-Гвинейской, ограниченной с юго-востока приразломным поднятием океанической коры. Мощность комплекса минимальна во впадине Южный Бенуэ, т. е. 0,5 км, а ее ориентировка согласна с хребтом Камерун. В Северной Бенуэ мощность увеличивается до 1—2 км, а простирание в морском продолжении меняется на согласное с континентальным склоном. Гана-Гвинейская впадина выделяется мощностью до 4—5 км и юго-западной ориентировкой, параллельной трансформным разломам.

На сочленении Гвинейского прогиба с Сенегальским мощность комплекса в структурной седловине сокращается до 0,25 км. При этом Сенегальский прогиб обладает генеральной торцеобразной ориентировкой к Гвинейскому, но в принципе согласной с простиранием континентального склона. Распределение мощности на его континентальном борту как бы повторяет очертания выступов фундамента Африканской платформы, а на океаническом согласно как с простиранием аномалий магнитного поля, так и с субширотными продолжениями трансформных разломов. Соответственно на океаническом борту изменения мощности от 0,5 до 0,1 км отражают генетически различные поднятия — вулканогенный хребет о-вов Зеленого мыса, субмеридиональное на юге и субширотное на севере сводовое поднятие океанической коры. В осевой зоне прогиба мощность нарастает с юга на север от 1 до 4 км. К западу от подножия континентального склона поднятие океанической коры амплитудой до 1 км отделяет осевую зону от субпараллельной впадины с мощностью комплекса до 6 км, расположенной в котловине. Ее северная центриклиналь торцеобразно сочленена с еще одной впадиной секущей северо-восточной ориентировки и несколько меньшей (до 4 км) мощностью комплекса. Эта впадина также располагается за пределами континентального подножия в глубоководной котловине.

Строение комплекса в прогибе Ааюн не менее своеобразно. Его южная центроклиналь ориентирована на шельфе к юго-западу, т. е. в направлении самой северной секущей впадины Сенегальского прогиба. Осевая же зона на широте южного ограничения вулканогенного хребта Канарских островов поворачивает под прямым углом к западу и замыкается в глубоководной котловине. Мощность комплекса в этой зоне порядка 4 км и сокращается вверх по восстанию поднятия Канарских островов до менее 1 км.

Атласско-Иберийский прогиб, объединяющий морское продолжение межгорных впадин Атласа, краевого прогиба Гвадалквивир, сооружений Бетской Кордильеры, краевых впадин обширного вы-

ступа герцинского фундамента на плоскогорье Иберийской Месеты, по особенностям распределения мощности является как бы обращенным к югу повторением Сенегальского прогиба. Его осевая зона ориентирована преимущественно согласно с континентальным склоном, а мощность нарастает с севера на юг от 0,5—1 до 2—4 км, причем максимальные мощности отмечаются вблизи Атласа. Южная центроклиналь осложнена секущей субширотной впадиной с мощностью комплекса свыше 4 км, которая обрамляет с севера поднятие Канарских островов. На океаническом борту прогиба в ундуляциях мощности 0,25—0,1 км получают отражение субширотно и субмеридионально ориентированные различные поднятия в ложе океана, как вулканогенные (Азорские острова, Мадейра и др.), так и глыбовые. На континентальном борту дискордантные к континентальному склону простирания имеют место в упомянутых выше межгорных и тыловых впадинах.

Далее к северу, в котловине Бискайского залива, отложения комплекса отсутствуют, поскольку разрастание океанической коры происходило здесь в позднемеловое время. На шельфе этого залива и частично на континентальном склоне получают развитие продолжения двух впадин — краевого Аквитанского прогиба, где мощность более 4 км, а также платформенной Ла-Манша с мощностью порядка 0,5 км. При этом на северном континентальном склоне Бискайского залива, который образован серией косо наклоненных блоков, отложения комплекса распространены спорадически (скв. 400, 401, 402).

Из отмеченных выше структурных соотношений и распределения мощности, в частности, следует, что восходящие движения блоков океанической коры, характеризовавшихся интенсивным вулканизмом в позднемеловое время (типа о-вов Зеленого мыса, Канарских), начались значительно ранее — в поздней юре или начале меловой эпохи.

Западная тектоническая область по особенностям строения рассматриваемого комплекса обнаруживает преимущественные черты сходства с восточной областью. Однако в распределении мощности и структуре существуют также определенные различия. Они касаются прежде всего двух самых южных периокеанических прогибов: Капского и Аргентинского.

Аргентинский прогиб в отличие от Капского характеризуется существенной ролью дискордантных к ориентировке Срединно-Атлантического хребта простираний многих структурных элементов комплекса. Примечательно, что в ряде случаев они контролируются в обоих прогибах продолжениями одних и тех же трансформных разломов. Юг Аргентинского прогиба, отвечающий Фолклендскому краевому плато, состоит из трех кулисно сочлененных впадин субширотного простирания, где мощность нарастает с запада на восток от 3 км во впадине Магеллана до 4,5—5 км во впадине Мальвинас и 4 км в Фолклендской. На севере впадины обрамлены линейными и сводовыми поднятиями с сокращенной до 1—0,5 км мощностью и даже полным отсутствием отложений в наиболее

приподнятом блоке Фолклендских (Мальвинских) островов. В свою очередь, этот блок представляет лишь крайнее юго-восточное звено обширного поднятия Десеадо субширотной ориентировки, которое располагается на сопредельном шельфе Южной Америки. При этом общее увеличение мощности от поднятия Десеадо — Фолкленды в юго-западном и южном направлениях к сооружениям альпийской и позднекиммерийской складчато-геосинклинальных систем наряду с другими признаками вызывает естественную аналогию с перикратонными областями опусканий на континентах.

Север Аргентинского прогиба отличается общей тенденцией к нарастанию мощности от 0,1—0,25 до 2,5—4 км с востока на запад, т. е. от океанического борта к подножию континентального склона. Относительно плавное нарастание мощности на упомянутом борту нарушено крупными поднятиями субширотной и в меньшей степени субмеридиональной ориентировки, где она сокращена до 1—0,25 км. Соответственно, амплитуда поднятий кровли океанической коры составляет здесь в различных случаях от 0,25 до 3 км. Осевая зона прогиба в целом обладает субмеридиональной ориентировкой, а значения мощности достигают 2,5—3 км и лишь на крайнем юге, в довольно узком грабене, увеличиваются до 4 км. Впадины, которые рассекают континентальный борт и приурочены к шельфу и склону, обладают, напротив, преимущественно дискордантной, субширотной и юго-восточной ориентировкой, причем мощность составляет 2—3 км (Колорадо, Саладо, Байя-Бланка) и до 4—5 км (Пелотуш). Согласно континентальному склону ориентирована лишь самая северная впадина Сантуш, где мощность достигает 5 км. Континентальный борт подобно океаническому, особенно во впадине Пелотуш, осложнен высокоамплитудными (4—4,5 км) поднятиями, которые достаточно уверенно выделяются по сокращению мощности до 0,5—1 км.

Бразильский периокеанический прогиб обладает существенной асимметрией в поперечном сечении и преимущественной субмеридиональной ориентировкой, согласной с простиранием континентального склона и Срединно-Атлантического хребта. Поперечные структуры развиты лишь на его крайнем юге в зоне продолжения трансформного разлома Св. Елены, причем в Восточной Атлантике им синхронны аналогичные дислокации крайнего северо-восточного звена хребта Китового, но смещенные несколько к югу. Асимметрия в распределении мощности заключается в крайне низких ее значениях по всему океаническому борту, т. е. не более 0,5 км. Мощность увеличивается до 2—3 км лишь в осевой зоне прогиба, которая расположена здесь на шельфе и склоне. Она включает в себя впадины Кампуш, Эспирито-Санто и грабен Реконкаво, трассируя, таким образом, первичный рифт ранней стадии разобщения континентов. Северные впадины — Сержипе и Алагас — в структуре комплекса практически не выражены, поскольку его мощность здесь порядка 0,5 км.

Гвианский периокеанический прогиб подобно Бразильскому обладает главенствующим простиранием, согласным с ориентировкой полосовых магнитных аномалий и соответствующих блоков Срединно-Атлантического хребта. Дискордантные структуры обнаруживаются лишь в отдельных звеньях континентального борта — впадинах Амазонской и Оринокской, т. е. на продолжениях трансформных разломов Романш, Св. Павла, Гвианского. На востоке Атлантики им отвечают впадины Гвинейского бассейна — Бенуэ и Гвинейская. На океаническом борту, как и в Аргентинском бассейне, мощность плавно нарастает к юго-западу от 0,25—0,5 до 3—4 км, причем в контуре изопахи 2 км намечается развитие системы кулисно сочлененных поднятий и впадин амплитудой до 3 км. Самая южная впадина континентального борта — Потикуар — обладает малой мощностью, т. е. порядка 1—1,3 км, но к северо-востоку, во впадинах Сеара, Барейриньяс и Амазонской, мощность увеличивается до 2—4 км, затем она вновь сокращается до 2 км в Оринокской впадине и, по-видимому, до 0,5—1 км в Барбадосской. Последняя крайне узкая в поперечном сечении и имеет отчетливую субмеридиональную ориентировку.

Особенности сочленения Гвианского и Северо-Американского периокеанических прогибов пока остаются дискуссионным вопросом геологии океанов. Между ними может находиться либо район отсутствия отложений комплекса, либо крайне узкая перемычка, где его мощность первые десятки метров. Распределение этой мощности в Северо-Американском прогибе — одном из лучше всего изученных различными методами геологии и геофизики — отражает прежде всего, характер соотношения осложняющих его строение тектонических элементов, а именно сочетание согласных и дискордантных ориентировок с простиранием магнитных аномалий и Срединно-Атлантического хребта. Первые присущи осевой зоне прогиба в целом, приуроченной к шельфу и континентальному склону, где мощность комплекса достигает 8—9 км во впадинах Блейк и Балтимор. Эти значения пока являются максимальными из известных для рассматриваемого комплекса в Мировом океане. В пределах восточного борта прогиба, который охватывает одноименную котловину, краевое Блейк-Багамское и вулканогенное Бермудское плато, скважинами глубоководного бурения 49, 100, 382, 381, 387, 417, 418 и рядом других установлено закономерное для периокеанических прогибов увеличение мощности к подножию континентального склона от 0,1 до 0,5 и более 1 км. Последнее выявлено разведочной скважиной Супериор на о-ве Андрос в Багамском архипелаге, которая вскрыла более 1,3 км отложений только раннего мела. В совокупности с данными геофизики результаты бурения этой скважины обнаруживают, что мощность комплекса в субширотно ориентированной центроклинали обширной Блейк-Багамской впадины, которая открывается на запад в сторону Флоридской платформы и Предкубинского краевого прогиба, более 4 км. На Бермудском плато и вулканогенном хребте Келвин, связанным с продолжением трансформного разлома Атлан-

тис и обладающим юго-восточным, поперечным простиранием, мощность комплекса порядка 0,25—0,5 км. На востоке Атлантики к продолжению разлома Атлантис тяготеют дискордантные структуры вулканогенного хребта Канарских островов и южной центроклинали Атласско-Иберийского периокеанического прогиба.

Строение комплекса в Ньюфаундленд-Лабрадорском прогибе отличается преобладанием согласных ориентировок с простиранием континентального склона и полосовых магнитных аномалий. Дискордантные структуры имеют подчиненное значение и связаны лишь с продолжениями трансформных разломов Атлантис и Ньюфаундленд. Осевая зона прогиба тектонически аналогична таковой Северо-Американского прогиба и состоит из ряда четковидно сочлененных впадин с элементами виргации на центроклиналях — Ново-Шотландской, Джорджес Банки, Большой Банки, Северо-Восточной Ньюфаундленда, Лабрадорской. Южные впадины выполнены отложениями комплекса мощностью до 4—5 км, а северная Лабрадорская — около 4 км. При этом как континентальный, так и океанический борта прогиба в целом осложнены системой кулисно сочлененных поднятий амплитудой до 4—1 км.

Северная тектоническая область существенно отлична от двух предыдущих, что определяется послераннемеловым, точнее кампан-палеоценовым разрастанием океанической коры в ее пределах. Соответственно, за исключением моря Баффина, распространение отложений комплекса ограничено преимущественно областью шельфа и континентального склона.

Ориентировка структурных элементов согласная с простиранием континентального склона, за исключением Североморского и юго-запада Баренцевоморского шельфа, где скорее кососекущая. На востоке рассматриваемой области наиболее крупные впадины, выполненные отложениями комплекса мощностью более 2 км, связаны с рифтогенными прогибами Датско-Польским (Балтийское море), Центральным и Викинг (Северное море), Норвежским на одноименном шельфе и Тромсе на юго-западе Баренцевоморского шельфа. Между впадинами Норвежской и Тромсе находится еще одна — Лофотенская, но мощность здесь порядка 1 км.

Море Баффина на западе области по распределению мощности как бы океан в миниатюре. С рифтовыми прогибами на шельфе — Баффиновым, Смита и Мелвил — связаны впадины, где мощность порядка 1—2 км. Она сокращается до 0,5 км от подножия склона к центральной части глубоководной котловины. Комплекс распространен, вероятно, и на всем протяжении восточного шельфа Гренландии, однако значения мощности пока не выяснены.

Регионы окраинных и внутренних морей характеризуются крайне ограниченным распространением комплекса и в подавляющем большинстве случаев весьма предположительными сведениями о распределении его мощности и составе.

В Дальневосточном регионе по присутствию отложений комплекса в разрезе чехла особенно выделяется Берингово море, где строение шельфа осложнено серией кулисно сочленен-

ных впадин — опущенных блоков фундамента Анадыро-Сьюардского массива, на севере — Нортон и Бетел, а на юге — Анадырской, Наварин и Св. Георгия. Мощность комплекса в этих впадинах может достигать 2 км. Вполне возможно, что образования поздней юры — раннего мела распространяются и в пределы Алеутской котловины, где им отвечает скорее всего «нижняя часть разреза», выделяемая по скоростям сейсмических волн от 3,7 до 5,5 км/с, мощностью от менее 2 до более 5 км. При этом зоны наиболее высокоамплитудных поднятий основания чехла котловины и отсутствия «нижней части разреза» совпадают.

В Охотском море осадочные образования поздней юры — раннего мела могут присутствовать лишь как горизонты в составе офиолитовой ассоциации коры котловины Дерюгина, фрагменты которой известны на п-ове Шмидта в Восточно-Сахалинских горах, а в Японском — среди вулканитов раннемелового Рисири-Монеронского вулканического пояса, прослеженного от востока Хонсю через юго-запад Хоккайдо в пределы южного шельфа Татарского пролива.

Только на шельфе Желтого моря (рифт Бохайвань) и Восточно-Китайского вновь могут получить распространение отложения рассматриваемого комплекса, представленные платформенной и орогенной формациями, в сочетании с вулканитами Восточно-Азиатского пояса.

Индосинийский регион на подавляющей части площади характеризуется отсутствием отложений комплекса в составе чехла краевых морей — Яванского, Банда, Сулу, Сулавеси и даже части площади шельфа и котловины Южно-Китайского. Предполагается, что в Сиамском заливе в пределах одноименного рифта из 10—12 км общей мощности осадочного чехла около 3,5 км приходится на образования комплекса. Они присутствуют также в разрезе краевых плато и северной центриклинали глубоководной котловины.

Новогвинейско-Новозеландский регион выделяется еще более ограниченным распространением рассматриваемых отложений, которые принимают участие в составе чехла лишь рифтовой впадины Гипсленд.

Мексикано-Карибский регион отличается от трех предыдущих широким распространением комплекса. Однако природа его различна. В Карибском море осадочные горизонты раннемелового возраста входят в состав слоя 2*А* глубоководных котловин (вероятное исключение — Юкатанская и Гренада). В Мексиканском заливе это преимущественно осадочные образования. Мощность их до 5,5 км в ряде впадин — на северо-западе котловины Сигсби, вблизи поднятия Кампече, в Предкубинском прогибе. Последнее значение мощности находится в соответствии с данными по Блэйк-Багамской впадине.

Средиземноморско-Персидский регион характеризуется распространением комплекса только в восточной части, т. е. в пределах Персидского залива, морей Леванта, Ионического

и Адриатического. Среднеюрско-нижнемеловые отложения являются здесь частью чехла Африкано-Аравийской платформы и, соответственно, залегают на более древних осадочных горизонтах. В направлении к глубоководным котловинам Восточного Средиземноморья они, вероятно, замещаются одновозрастной офиолитовой ассоциацией, фрагменты которой известны в покровах на о-ве Кипр (массив Троодос).

Распределение мощности подчиняется общей тенденции к увеличению с юга на север и северо-запад или, другими словами, от склонов Африкано-Аравийской платформы к сооружениям Средиземноморского пояса — Загросу, Тавридам, Эллинидам, Динаридам. Наименьшей мощностью характеризуется Персидский залив, где она порядка 0,5 км, но на крайнем его северо-западе возрастает до 1—1,5 км. Значительно более дифференцированно изменение мощности в Восточном Средиземноморье — от менее 2 км на поднятиях Эратосфена и др. до более 4 км в опущенных блоках. В Адриатическом море от 1,5 км на приподнятых платформенных блоках до 5 км во впадинах вблизи Динарид.

Каспийско-Черноморский регион во многом является как бы зеркальным отображением Персидско-Средиземноморского, что определяется аналогичной направленностью увеличения мощности от платформенных склонов к сооружениям Средиземноморского пояса, но здесь с севера на юг. Имеются и другие черты различия. Они заключаются главным образом в дискуссионности вопроса о возрасте океанической коры Черноморской котловины и, следовательно, о вероятности распространения в ее пределы рассматриваемых отложений. В Каспийском и Азовском морях и на северо-западе Черного моря (Причерноморская рифтовая система прогибов) мощность порядка 2—2,5 км, на морском продолжении Мизийской плиты до 1,5 км, шельфе Бургасского синклинория и Колхидской впадины 1—1,5 км. Все это наряду с известными данными о мощности комплекса в сооружениях Средиземноморского пояса свидетельствует о ее сокращении к Черноморской котловине, где она, вероятно, не может превышать 1—1,5 км.

Арктический регион охватывает систему краевых морей от моря Бофорта совместно с Канадской котловиной на востоке до Баренцева на западе.

Наиболее полные сведения о распределении мощности имеются только для района его крайнего юго-востока, где она составляет в синеклизе Свердрупа на Арктических островах Канады 2—3 км, в грабене Маккензи, т. е. море Бофорта, 6—8 км, в прогибе Колвилл на Аляскинском шельфе Канадской котловины 5—6 км.

Далее к западу из особенностей геологического строения севера Евразии следует, что комплекс должен иметь широкое распространение на шельфе морей Чукотского, Восточно-Сибирского, Лаптевых, Карского и Баренцева, причем в двух последних случаях его мощность может быть порядка 2,5—3 км.

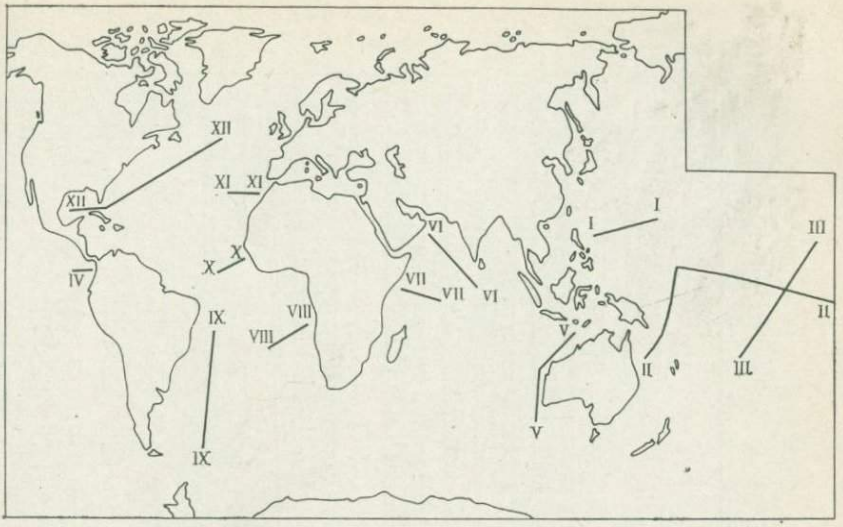


Рис. 10. Схема направлений сопоставления разрезов скважин «Гломар Челленджера»

В Антарктическом регионе порядок мощности может быть намечен только для рифта Брансфилд, отделяющего Южные Шетландские острова от Антарктического полуострова. Здесь она достигает 2 км и сокращается в сторону сопредельных котловин Беллинсгаузена и моря Уэдделла.

5.2. Внутреннее строение и формационный состав

Внутреннее строение всех комплексов определяется перерывами в седиментации и изменениями формационного состава. Эти особенности частично отражены на схемах сопоставления разрезов скважин глубоководного бурения, составленных для разных пересечений в океанических пространствах (рис. 10).

В пределах ложа Тихого океана перерывы в седиментации на позднеюрско-раннемеловом интервале истории не характерны либо пока неизвестны. Только на поднятии Манихики отложения нижнего мела с несогласием перекрыты породами эоцена. При этом большая по мощности часть разреза почти повсеместно приходится на осадки раннего мела.

В составе комплекса преобладают формации глубоководного генезиса (рис. 11): на крайнем северо-западе, востоке и юго-востоке терригенная, представленная на отдельных участках вблизи вулканогенных хребтов своей кремнистой субформацией; на западе центральной части карбонатной и карбонатно-кремнистой. На распределение их по площади оказывают влияние главным образом два фактора — положение критической для карбонатонакопления глубины океана и источников поступления вулканогенного ма-

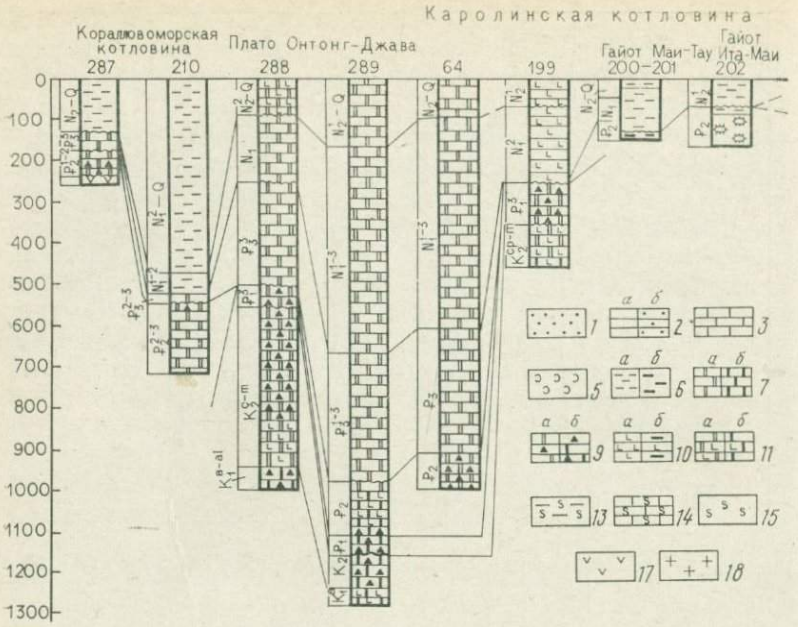


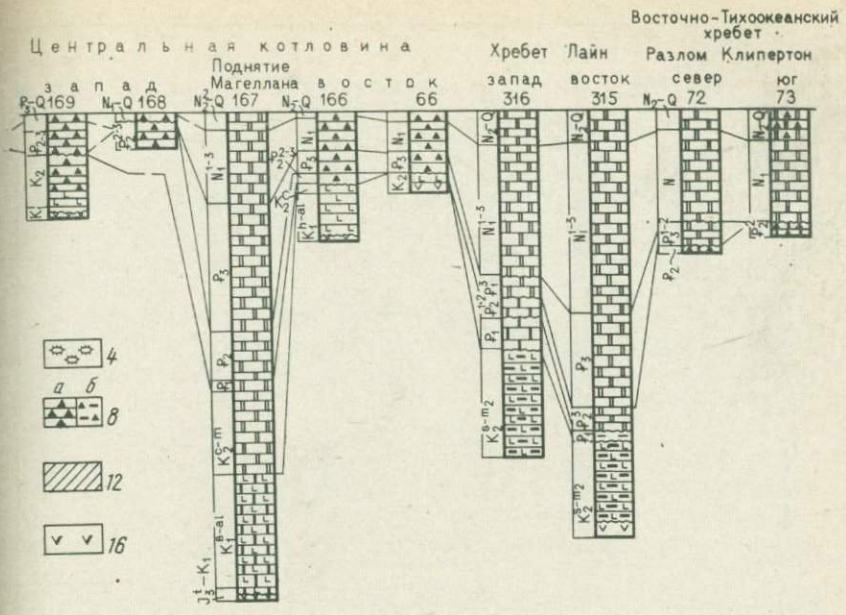
Рис. 11. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении

Континентальная: *1* — грубообломочная. Мелководно-морские: *2* — терригенная (*а* — без туформация; *5* — эвапоритовая. Глубоководные: *6* — терригенная (*а* — неуплотненная, *б* — упстая с терригенной субформацией (*а* — неуплотненная, *б* — уплотненная); *10* — вулканогенно-осадочная с терригенной субформацией (*а* — неуплотненная, *б* — уплот-Сложного генезиса: *12* — «черных сланцев»; *13—15* — олистостромовая с субформациями лочная базальт-андезитовая; *17* — толеитовая; *18* — кислых вулканитов и гнейсов (кварци-

териала. Критическая глубина не постоянна в пространстве и времени, но в наиболее общем виде изменяется от 3,5 до 5,5 км [14, т. 4].

Ареал развития глубоководной вулканогенно-осадочной терригенной формации как бы обрамляет с востока хребты о-вов Феникс и Маршалловых. Упомянутая формация выделяется на основании многочисленных прослоев пепла в толще осадков. Вблизи внутренних поднятий — источников сноса — они содержат горизонты баррем-аптского возраста, обогащенные органическим веществом и генетически похожие на «черные сланцы» других океанов (скв. 305, 306, 317).

Породы мелководно-морского генезиса вскрыты бурением на различных по типу поднятиях в структуре ложа океана. На северной оконечности Гавайского хребта — плотные известняки альба, залегающие на трахитах (скв. 465); на поднятии Манихики — вулканомиктовые песчаники и известняки баррем-альба (скв. 317); на плато Онтонг-Джава — туфогенные известняки апт-альба, перекрывающие толеитовые базальты (скв. 288). Одновременно раннемеловая эпоха была началом широкого развития внутриплито-



Коралловое море — Восточно-Тихоокеанский хребет (см. рис. 10, профиль II—II).
фогенного материала, *б* — с туфогенным материалом); *3* — карбонатная; *4* — рифовая субплотненная); *7* — карбонатная (*а* — неуплотненная, *б* — уплотненная); *8* — кремни-*9* — то же, с карбонатной субформацией (*а* — неуплотненная, *б* — уплотненная); ненная); *11* — то же, с карбонатной субформацией (*а* — неуплотненная, *б* — уплотненная). (*13* — терригенной, *14* — карбонатной, *15* — вулканогенной) Вулканогенные: *16* — щелоты, гранодиориты, биотит-кварцевые сланцы, серицитовые филлиты и метаграувакки)

вого вулканизма, поскольку рифогенные известняки апт-сеноманского возраста известны почти повсеместно на гайотах.

К югу от плато Онтонг-Джава на о-ве Малаита в Соломоновом архипелаге базальты переслаиваются с карбонатными и терригенными породами. Общая мощность раннемелового разреза достигает здесь 1,5 км, и он рассматривается в качестве фрагмента второго слоя океанической коры, претерпевшего обдукцию (рис. 12).

Сложнее обстановка на поднятии Магеллана. Здесь (скв. 167) были вскрыты плотные известняки, прослоями туфогенные позднетитонского — коньякского возраста. Они залегают на брекчированных измененных базальтах, более щелочных, чем толеиты срединных хребтов (М. Н. Басс, Р. М. Моберли и др.). Прямых признаков мелководной обстановки не обнаружено, но находки фораминифер подсемейства Nodosariinae определяют условия внешнего шельфа или верхней батиали. Отсюда первоначальная глубина моря могла быть максимум от 400 до 700 м, а погружение с начала мелового времени (за 135 млн. лет) составило 3300 м. Таково заключение о палеобатиметрии на поднятии Магеллана [38, V, XVIII].

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Таким образом, рассматриваемые отложения отвечают карбонатной, терригенной вулканогенно-осадочной и карбонатной вулканогенно-осадочной формациям, а также характеризуются в ряде случаев залеганием на породах щелочной базальтовой формации, отличающейся от океанических толеитов.

В двух случаях на основании петрофизических свойств устанавливаются ареалы распространения измененных глубоководных осадков, превращенных в процессе диагенеза в консолидированные породы. По составу они отвечают карбонатно-кремнистой формации.

Один из ареалов выявлен на поднятии Маркус — Неккер (скв. 463) и как бы примыкает к району отсутствия отложений на хребте Маршалловых островов, другой обрамляет с севера плато Онтонг-Джава (скв. 289). При этом латеральные ряды формаций почти идентичны: 1) карбонатная вулканогенно-осадочная мелководная→карбонатно-кремнистая глубоководная→карбонатная глубоководная; 2) карбонатно-кремнистая глубоководная→карбонатная глубоководная. Оба ряда обнаруживают прогрессивное удаление районов собственно осадочной хемогенной седиментации от зон активного вулканизма.

Отмеченные особенности формационного состава и диагенеза осадков свидетельствуют о том, что позднеюрско-раннемеловой комплекс на западе ложа Тихого океана участвует в строении двух генетических подтипов седиментационных бассейнов — внутриокеаническом гомогенном осадочном и внутриокеаническом гетерогенном осадочно-породном. Наибольшими размерами и сложностью строения во втором подтипе отличается бассейн плато Онтонг-Джава с продолжением в зоне Соломоновых островов.

Для Индийского и Атлантического океанов значение перерывов более существенно. Они локализуются либо в подножиях континентального склона (в Ангольской, Канарско-Атласской и других котловинах, включая Сигсби), либо на краевых плато — Фолклендском, Мазаган, Орфен. В Индийском океане они выявлены преимущественно на двух уровнях: баррем-аптском и в кровле альба (скв. 249, 259, 261); в Атлантическом — между триасом и юрой, юрой и ранним мелом, между валанжином и готеривом, в кровле альба (скв. 136, 364, 416, 544—547).

На фоне отмеченных особенностей в распространении перерывов для Индийского и Атлантического океанов устанавливают-

---

Рис. 12. Схема формационного состава среднеюрско-раннемелового комплекса.

1 — области отсутствия осадков; *2* — некоторые трансформные и другие разломы; *3—14* — формации: *3* — континентальная; *4—5* — мелководно-морские (*4* — терригенная, *5* — карбонатная); *6* — рифовая субформация; *7—11* — глубоководные (*7* — терригенная, *8* — карбонатная, *9* — кремнисто-терригенная, *10* — кремнисто-карбонатная, *11* — вулканогенно-осадочная, терригенная и карбонатная); *12* — щелочная базальтовая; *13* — риолитовая; *14* — эвапоритовая (*а* — средне-позднеюрская, *б* — апт-альбская); *15* — ареалы уплотнения формаций глубоководного генезиса

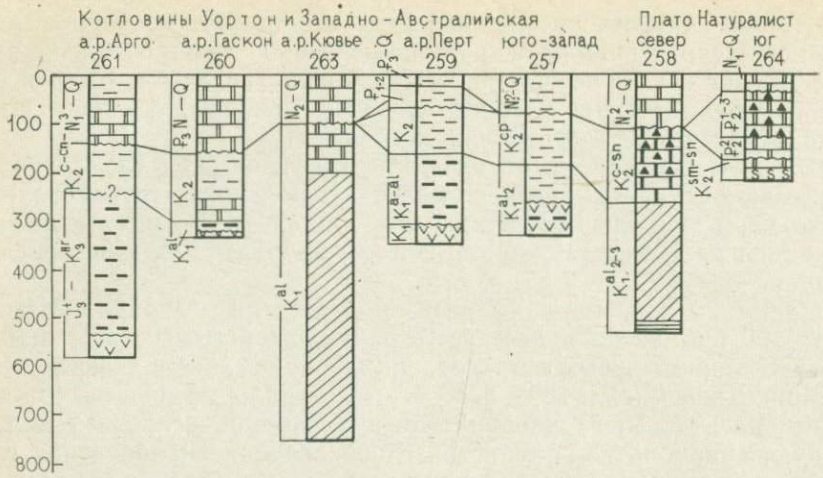


Рис. 13. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении плато Натуралист — абиссальная равнина (а. р.) Арго (см. рис. 10, профиль V—V).

Усл. обозначения см. на рис. 11

ся и другие черты различия в строении комплекса. Они заключаются прежде всего в преобладающем развитии в Индийском океане терригенной формации и подчиненном вулканогенно-осадочной. Последняя тяготеет к районам активного внутриокеанического вулканизма в Мозамбикском проливе. Напротив, сходство с Тихим океаном обнаруживается в ведущей роли раннемеловых осадков по отношению к позднеюрским.

Породы мелководно-морского генезиса обнаружены собственно в одной скв. 258, пробуренной на краевом плато Натуралист. Они перекрыты уплотненными гемипелагическими образованиями «черных сланцев» средне-позднеальбского возраста. Последние обнаружены также вблизи подножия континентального склона Западно-Австралийской котловины и в пределах абиссальной равнины Кювье. Восток упомянутой котловины отличается широким распространением уплотненных, но не в очень значительной степени, глубоководных отложений, представленных цеолитовыми карбонатными глинами, т. е. образованиями терригенной формации, которые в низах разреза переслаиваются с силлами базальтов позднеюрского (скв. 261) и раннемелового (рис. 13, скв. 257, 259, 260, 261, 263) возраста.

На подводных окраинах континентов также распространены преимущественно обломочные формации, которые порой переслаиваются с покровами базальтов: континентальная и мелководно-морская в Западно-Австралийской системе периокеанических опусканий, а также паралическая в Северо-Австралийском перикратонном прогибе (моря Тиморское и Арафурское); эвапоритовая, терригенная мелководно-морская и паралическая в аналогичных

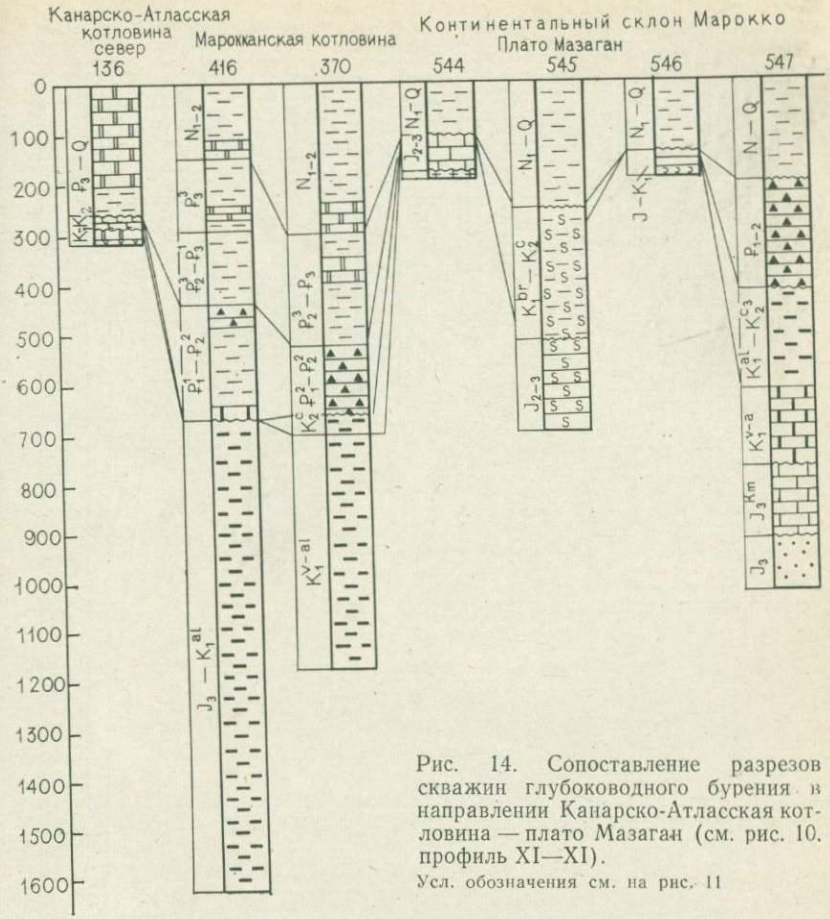


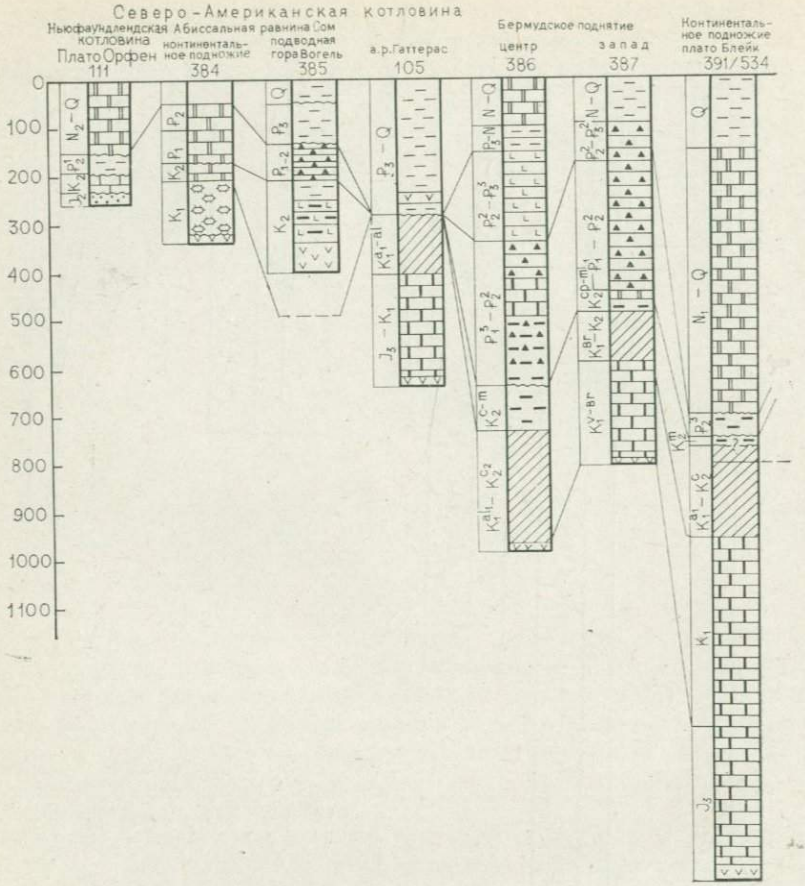
Рис. 14. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении Канарско-Атласская котловина — плато Мазаган (см. рис. 10, профиль XI—XI).

Усл. обозначения см. на рис. 11

системах Индостана и Восточной Африки. В последнем случае они залегают на раннеюрских покровах и переслаиваются с раннемеловыми базальтами.

Напротив, в Атлантическом океане выявляется абсолютное преобладание карбонатной формации и отсутствие вулканогенно-осадочной. Терригенная формация характеризует разрез комплекса лишь на юге и севере Атлантического океана в районах котловин Аргентинской, Агульяс, Капской и Северо-Американской. В единственном случае (скв. 111, плато Орфен) вскрыты породы грубообломочной континентальной формации. При этом в ряде районов — плато Блэйк и Фолклендское, юго-восток континентального подножия Ангольской котловины — непосредственно в данном комплексе имеет место вверх по разрезу замещение формаций мелководно-морского генезиса глубоководными (скв. 330, 390, 363, 401 и др.).

Породы мелководно-морского генезиса вскрыты также на различного типа поднятиях (рис. 14, 15): Фолклендском краевом пла-



то (скв. 327, 330) и хребте Китовом (скв. 363), на плато Сан-Паулу (скв. 356), на востоке Атлантики вблизи Канарских островов (скв. 397), на северо-западе Атлантики в пределах сложнорасчлененного Блэйк-Багамского плато (скв. 99, 100, 101, 105, 390, 391, 392); в глубоководных котловинах: Капской (скв. 361), Ангольской (скв. 376), Северо-Американской (скв. 386, 384, 387), в котловине Сигсби Мексиканского залива, где, в частности, они обнаружены в кепроке соляного купола (скв. 2), в подножии континентального склона Северо-Западной Африки (скв. 544), на севере Канарской котловины, вблизи о-вов Мадейра (скв. 415, 416), в Иберийской котловине (скв. 398Д), на континентальном склоне Бискайского залива и собственно его глубоководной части (скв. 400, 401, 402).

Особое значение в теоретическом и практическом аспектах имеет позиция рифовой формации и ныне выявленных бурением ареалов измененных пород глубоководного генезиса.

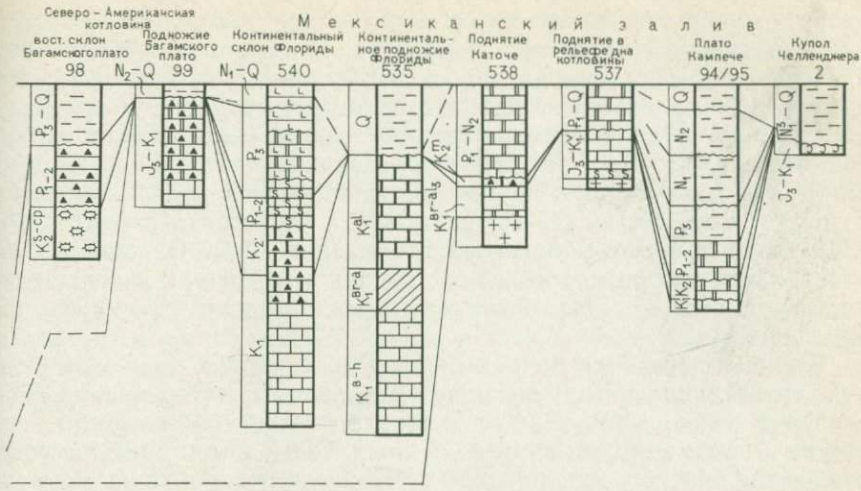


Рис. 15. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении плато Орфен — купол Челленджера (см. рис. 10, профиль XII—XII).
Усл. обозначения см. на рис. 11

Породы рифовой формации позднеюрско-раннемелового возраста как бы кольцом обрамляют котловину Сигсби и протягиваются к юго-востоку и северо-востоку на шельф Кубы и Северо-Американского континента. На шельфе Мексики элементами отмеченной рифовой формации являются «Золотой пояс» и «тренд Ля Реформа», или, другими словами, крупнейшие зоны нефтегазонакопления. Породы этой формации выявлены вдоль всего континентального склона вплоть до Ньюфаундленда и затем далее к востоку в пределах одноименной глубоководной котловины. Здесь они представлены рифовыми известняками с редкими прослоями глин и алевролитов баррем-среднеальбского возраста мощностью 120 м (скв. 384). Не исключено, что породы рифовой формации испытывают непосредственное сопряжение с опущенным ныне на абиссальные глубины плато Орфен (см. рис. 15).

Ареалы диагенетически измененных осадков глубоководного и гемипелагического генезиса прослеживаются на востоке Канар-

ской котловины и в пределах Северо-Американской котловины, где отвечают Бермудскому поднятию. В первом случае разрез представляют образования карбонатной формации, т. е. известняки, мергели и алевролиты оксфорд-альбского возраста, мощностью 426 м (скв. 367) и известковистые глины альба мощностью 56,5 м (скв. 369); во втором — образования терригенной формации, т. е. глины с прослоями радиоляритового песка альбского возраста, мощностью 140 м (скв. 386) и известняки с прослоями глин барриас-альба мощностью 256 м (скв. 387). Однако нельзя утверждать, что другие подобные ареалы отсутствуют в аналогичной тектонической обстановке, где разрез комплекса еще не вскрыт бурением.

В плане выяснения направленности нисходящих движений блоков преимущественно переходной и океанической коры важное значение имеют уплотненные гемипелагические образования терригенной формации — «черные сланцы». Они даже в пределах тектонически близко расположенных блоков формировались на разных временны́х уровнях: баррем-аптском, апт-альбском, альб-сеноманском, сеноман-коньякском, что свидетельствует о постепенном, растянутом во времени, переходе от ранней стадии современного океанообразования к заключительной, олигоцен-плейстоценовой. Соответственно вышележащий позднемеловой — эоценовый структурный этаж в чехле Атлантического и Индийского океанов не обладает четкой нижней временно́й границей.

На восто́чной и западной подводных окраинах континентов строение комплекса подобно палеозойско-раннеюрскому существенно различно в трех секторах Атлантического сегмента — южном, центральном и северном.

Южный сектор выделяется преобладанием в разрезе двух формаций раннемелового возраста, залегающих почти повсеместно непосредственно на коре переходного типа — грубообломочной континентальной и терригенной мелководно-морской, причем замещение первой из них второй имеет место лишь в отдельных случаях (впадины Ангольская, Сержипе, Алагас, Байя-Бланка, Эспириту-Санто). Эта толща лишь иногда включает горизонты самой поздней юры и находится в ассоциации с эвапоритовой формацией апт-альба, а также платобазальтовой двух генераций: ранней неокомского возраста и поздней апт-альбского, локализованной впадиной Пернамбуку — Параиба.

Центральный сектор отличается развитием эвапоритовой формации средне-позднеюрского возраста, которая замещается в сторону океана преимущественно карбонатной мелководно-морской. Последняя и образует «карбонатные платформы», которые выявлены как в Западной, так и Восточной Атлантике. Эта ассоциация формаций перекрыта терригенной мелководно-морской формацией раннемелового возраста.

Северный сектор подобно южному характеризуется преобладающим развитием терригенной формации, но повсеместно мелководно-морского происхождения. Она находится в ассоциации с

карбонатной формацией позднеюрского возраста. Кроме того, в зонах рифтов осадочные формации замещаются синхронной по возрасту вулканогенной.

Таким образом, формации континентального и мелководно-морского генезиса, а также частично глубоководного и гемипелагического, выделяющиеся уплотнением пород, залегают на коре различного типа — континентальной, переходной, а местами и океанической.

Все эти особенности свидетельствуют о двух обстоятельствах — существенном по площади продолжении периокеанических осадочно-породных бассейнов в пределах глубоководных котловин; закономерном от котловин к шельфу латеральном ряде формаций: глубоководные карбонатная и терригенная формации→они же измененные→мелководно-морские терригенная и карбонатная.

Для регионов окраинных и внутренних морей, где прямых геологических данных о внутреннем строении комплекса пока недостаточно, следует отметить только несколько особенностей: преобладание терригенных типов формаций континентального и мелководно-морского происхождения в разрезе чехла тех участков морей Бофорта, Берингова, Южно-Китайского и Тасманова, где комплекс вскрыт разведочным бурением или его распространение предполагается; участие осадочных образований раннемелового возраста в составе слоя 2*A* Карибского моря; идентичность формационного состава комплекса в Мексиканском заливе сопредельным районам Северо-Западной Атлантики; ведущая роль карбонатной формации на южном обрамлении океана Тетис в Восточном Средиземноморье, что обнаруживает некоторое сходство с формационным составом комплекса в центральном секторе Атлантики; элементы сходства в формационном составе комплекса, известного в Северном и на обрамлении Черного моря. Последнее определяется закономерной сменой в сторону Черного моря терригенных формаций хемогенными и проявлением основного магматизма на Мизийской плите.

ГЛАВА 6. ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ — ЭОЦЕНОВЫЙ КОМПЛЕКС

В глубоководных котловинах Тихого, Индийского и Атлантического океанов, а также некоторых краевых морей — Кораллового, Тасманова, Карибского, Скоша, Мексиканском заливе этот комплекс пройден 253 скважинами. В трех из них его слагают консолидированные породы континентального, в 41 — мелководно-морского и накопившихся в условиях батиали, в 55 — глубоководного генезиса, в том числе гемипелагические образования типа «черных сланцев» и подводно-оползневых глыб. Остальные 154 скважины вскрыли неуплотненные осадки. В отличие от предыдущего комплекс залегает на весьма гетерогенной поверхности — в области дораннемеловой океанической и континентальной коры на более древних осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях, а в об-

ласти позднемеловой — эоценовой океанической коры непосредственно на толеитовых базальтах второго слоя.

Распространение комплекса контролируется 13 аномалией магнитного поля возрастом 37 млн. лет, что повсеместно подтверждено скважинами. Особенности строения и залегания определяются еще тремя параметрами: отсутствием рассматриваемых отложений в области послеэоценового разрастания океанической коры, отвечающей осевой зоне внутриокеанических подвижных поясов; наличием внутренних областей отсутствия отложений, обусловленных, вероятно, вторичной тектоно-магматической деструкцией океанической коры; отсутствием на обширной площади в Тихом океане и небольших участках в Индийском и Атлантическом океанах вследствие перерыва в седиментации отложений эоценового возраста. Последнее приводит к непосредственному контакту вышележащего олигоцен-плейстоценового комплекса с доэоценовыми горизонтами палеоцена, а порой и верхнего мела.

6.1. Распределение мощности

Распространение комплекса в регионе океанического ложа **Тихого океана** значительно обширнее, чем в случае среднеюрско-раннемелового комплекса. При этом оно имеет место как в юго-восточной, так и западной тектонических областях. Протяженная субмеридиональная зона предполагаемого вторичного отсутствия отложений протягивается от поднятия Шатского и его западного обрамления на юг, охватывая также Каролинскую котловину и почти всю систему сопредельных краевых морей — Филиппинское (частично), Ново-Гвинейское, Соломоново, восток Кораллового, Северо- и Южно-Фиджийскую котловины (рис. 16).

Юго-восточная область внутренним поднятием, которое отвечает Чилийскому ответвлению Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса, подразделяется на два сектора: северный и южный. Северный охватывает Чилийскую и сопредельную часть котловины моря Скоша, а южный соответствует котловине Беллинсгаузена. Стратиграфический диапазон комплекса здесь почти повсеместно, за исключением крайнего юго-запада котловины Беллинсгаузена, сокращен до верхнего палеоцена — эоцена и даже среднего-верхнего эоцена, что устанавливается по наличию магнитных аномалий с индексами от 14 до 22. Значения мощности крайне малы, т. е. порядка 0,1 км (скв. 323). Только на западе моря Скоша мощность увеличивается до 0,5 км и на континентальном склоне котловины Беллинсгаузена до 1 км.

Западная область, напротив, отличается отсутствием отложений эоценового возраста на весьма существенной (22,4 млн. км^2) площади, что установлено 24 скважинами (скв. 303, 304, 194, 51, 305, 306, 46, 168, 169, 66, 204 и др.). Зона отсутствия отложений, как бы прижатая к системе глубоководных желобов и островных дуг, в свою очередь, состоит из двух участков. Один, более восточный, протягивается от северного фланга Кури-

ло-Камчатского до южной оконечности желоба Кермадек — Тонга. Его апофизы охватывают восточные районы Кораллового моря, Северо-Фиджийскую котловину и котловину Лау (скв. 286, 203). Другой, юго-западный, включает Каролинскую котловину с одноименным хребтом и обладает апофизами в Новогвинейском и Филиппинском морях.

Мощность комплекса в целом несколько меньше, чем среднеюрско-нижнемелового, и составляет 0,1—0,25 км. Ее распределение подчиняется главенствующему северо-восточному простиранию, согласному с ориентировкой вулканогенных хребтов и позднемеловых — кайнозойских магнитных аномалий. На этом фоне заметны и дискордантные субширотные и юго-западные простирания, которые присущи главным образом блокам с несколько увеличенной (до 0,25—0,35 км) мощностью между трансформными разломами Молокаи и Кларион, а также поднятиями Магеллана и Манихики (скв. 167, 317). Мощность возрастает до более 0,38 км к подножиям вулканогенных хребтов, насколько можно судить по данным бурения на хребте Лайн (скв. 316), а также до более 0,5 км на юге плато Онтонг-Джава (скв. 288), т. е. опять-таки вблизи вулканогенного хребта или островной дуги.

В **Индийском океане** различие в строении комплекса и распределении его мощности между тектоническими областями еще более отчетливо. Пока нет данных о значении мощности в южной области, и по аналогии с другими районами океанов можно лишь предполагать, что она нарастает от 0,1 км на склоне внутриокеанических подвижных поясов до более 0,5 км вблизи континентального подножия Антарктиды.

Сведения о строении комплекса в северо-восточной области достаточно полные. Здесь оно на фоне общей тенденции к увеличению мощности от 0,1 км на склонах Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского и Австрало-Антарктического хребтов (скв. 221, 255) до более 0,5 км вблизи континентального склона характеризуется индивидуальными чертами в разных районах. Общий план распределения мощности осложняют внутренние зоны отсутствия или спорадического распространения крайне маломощных осадков. Они совпадают в плане с вулканогенными хребтами в котловинах Кокосовой, Западно-Австралийской и Уортон (скв. 213, 256, 263), крайним югом хребта Девяностого градуса (скв. 254) и Мальдивского (скв. 238), Мадагаскара и, вероятно, с отдельными, наиболее приподнятыми блоками его южного морского продолжения — одноименным хребтом.

Простирания зон увеличенной и сокращенной мощности самые различные — от ортогональных до диагональных, но в любом случае согласные с ориентировкой полосовых магнитных аномалий. При этом, если они согласны с древними позднеюрско-раннемеловыми аномалиями, то дискордантны к позднемеловым — кайнозойским аномалиям, т. е. к простиранию индоокеанских хребтов.

Восточный сектор характеризуется неоднозначным стратиграфическим диапазоном комплекса в двух системах периокеаниче-

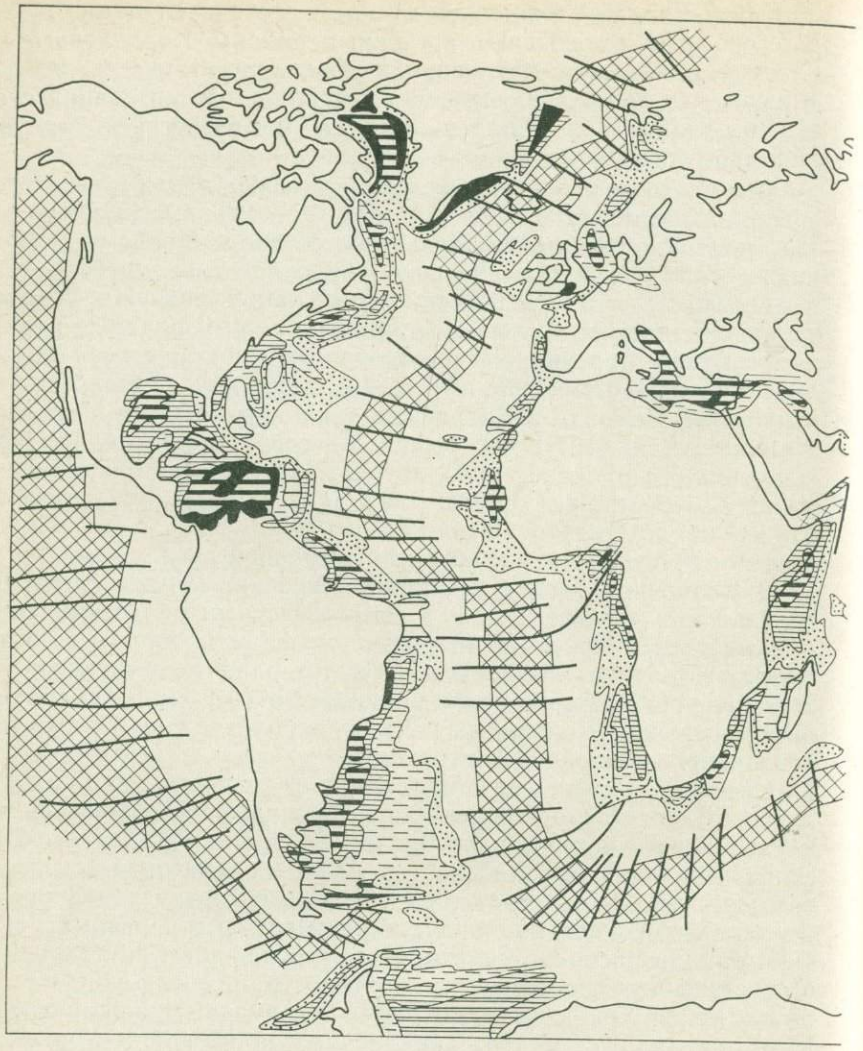
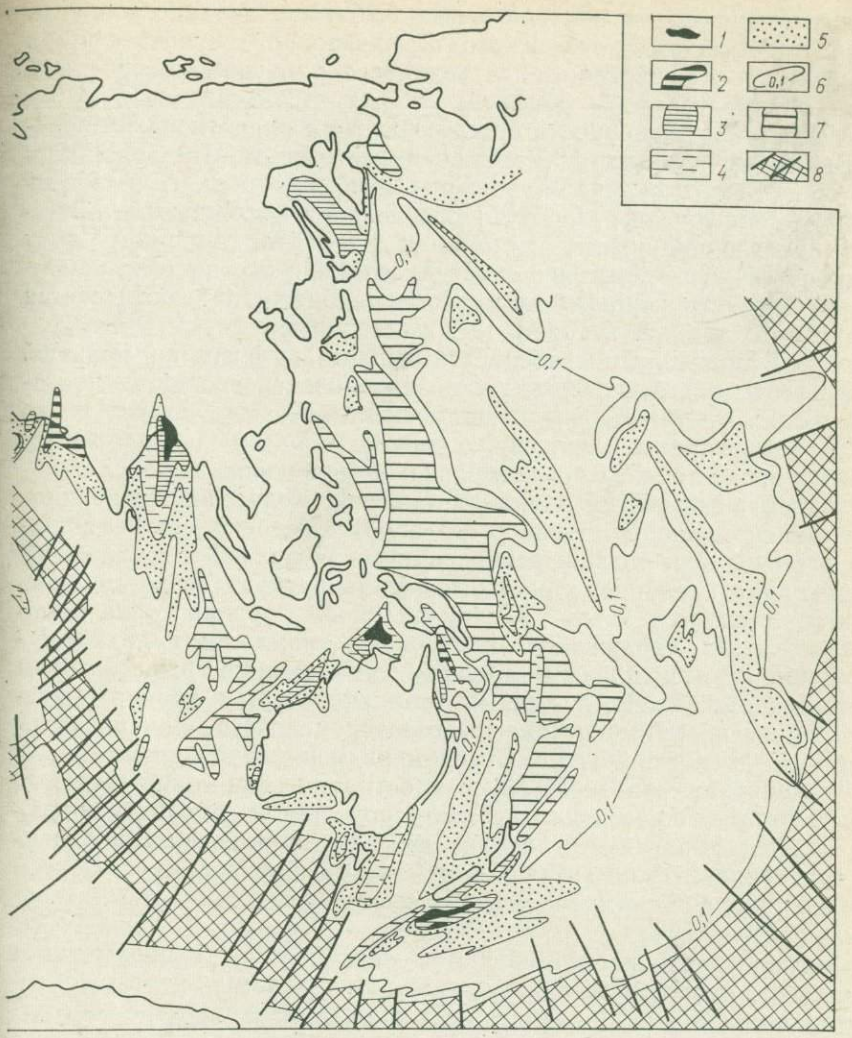


Рис. 16. Схема распространения мощности позднемелового—эоценового комплекса.

1—6 — см. рис. 9; *7* — внутренние области отсутствия, установленные и предполагаемые; *8* — внутриокеанические подвижные пояса с трансформными разломами

ских прогибов на обрамлении Австралии — южной и западной. Южная система отличается прежде всего сокращенным до позднего палеоцена — эоцена стратиграфическим диапазоном комплекса на океаническом крыле прогибов Отвэй и Юкла, что устанавливается по присутствию здесь магнитных аномалий с индексами до 32, т. е. возрастом 75 млн. лет. Все это отвечает эпохе заключительного этапа распада Гондваны с отделением Антарктиды от



Австралии. Соответственно простирания осевых зон периокеанических прогибов согласны с ориентировкой магнитных аномалий, а дискордантные структуры намечаются лишь на их континентальных бортах. Мощность комплекса до 6 км в прогибе Отвэй и порядка 4 км в прогибе Юкла, причем центроклинали обоих прогибов осложнены субпараллельными виргациями.

Западная система характеризуется распространением отложений комплекса в полном стратиграфическом объеме, но с существенно меньшими значениями мощности, которые составляют в прогибе Перт около 1 км, в прогибе Карнарвон от 0,25 до 0,5 км, в прогибе Броуси-Эксмут вновь порядка 1 км. Структурная седло-

вина с мощностью комплекса менее 0,25 км отделяет систему в целом от Северо-Австралийского перикратонного прогиба (моря Тиморское и Арафурское), где мощность равновелика прогибам Отвэй и Юкла, т. е. до 5—6 км.

Распределение мощности здесь согласно с ориентировкой позднеюрско-раннемеловых аномалий с индексами от М-0 до М-25 и континентального склона, но дискордантно по отношению к Центрально-Идоокеанскому хребту. Поперечные к упомянутым аномалиям простирания имеют место лишь на континентальном борту прогибов Броуси-Эксмут и Северо-Австралийского, причем наиболее крупным структурным элементом подобного типа оказывается синеклиза Каннинг, которая тесно связана с прогибом Броуси-Эксмут. Подмеченные особенности свидетельствуют по меньшей мере о двух обстоятельствах: унаследованности эволюции прогибов от предыдущего, позднеюрско-раннемелового этапа; резко дифференцированных движениях блоков в зоне шельфа и континентального склона на позднемеловом — эоценовом этапе.

Центральный сектор охватывает восток Кокосовой котловины, тяготеющей к хребту Девяностого градуса, собственно этот хребет, а также Бенгальский периокеанический прогиб. В отличие от многих других районов Мирового океана распределение мощности контролируется здесь не направленностью разрастания океанической коры, отраженной магнитными аномалиями, а преимущественно горизонтальными смещениями блоков по трансформным разломам. Последние, обязанные возникновением в рассматриваемом районе событиям позднеюрско-позднемелового времени (аномалии от М-24 до 26), имеют субмеридиональную ориентировку и контролируют главенствующее простирание зон сокращенной и повышенной мощности как на восточном, так и западном бортах Бенгальского прогиба. Только на юго-западе Кокосовой котловины ориентировка упомянутых зон меняется на северо-восточную в соответствии с простиранием раннемеловых аномалий с индексами от М-2 до М-11.

Соответственно распределение мощности, как и в предыдущем комплексе, дискордантно Центрально-Индийскому хребту, континентальному склону и, за исключением крайнего северо-востока, Яванскому желобу и Зондской островной дуге.

Минимальной мощностью (менее 0,1 км) выделяется хребет Девяностого градуса (скв. 215). На восточных и западных склонах, а также на северной периклинали хребта мощность увеличивается до 0,28—0,43 км (скв. 214, 253, 216). Аналогично, по-видимому, значение мощности и в небольшом блоке на юго-западе Кокосовой котловины, поскольку скв. 212 вскрыто 0,2 км отложений комплекса. Собственно Бенгальский периокеанический прогиб в структуре рассматриваемого комплекса характеризуется заметной асимметрией как в продольном, так и поперечном сечении. Почти на всем протяжении южного океанического борта мощность комплекса от 0,1 до 0,25 км. Она увеличивается до 1, а затем до 4 км лишь на крайнем севере, вблизи подножия континен-

тального склона, причем осевая зона резко смещена к востоку и как бы прижата к трансформному разлому ограничения хребта Девяностого градуса.

Северо-западный сектор выделяется главенствующей диагональной юго-восточной ориентировкой структурных элементов комплекса, согласной с простиранием позднемеловых — кайнозойских магнитных аномалий с индексами от 29 до 20, континентального склона и Аравийско-Индийского хребта.

На западе ориентировка меняется на северо-восточную, согласную с простиранием хребта Меррей, но поперечную к континентальному склону и Аравийско-Индийскому хребту. Стратиграфический диапазон комплекса на шельфе и континентальном склоне полный, но в Аравийской котловине, вероятно, сокращенный за счет нижних сеноман-кампанских горизонтов разреза верхнего мела, о чем свидетельствует наиболее древняя из известных здесь аномалия с индексом 29 возрастом 70 млн. лет. Мощность комплекса увеличивается от 0,02—0,15 км на склонах Мальдивского и Аравийско-Индийского хребтов (скв. 221, 220) и 0,09—0,14 км на хребте Меррей (скв. 223, 224) до более 2 км у подножия континентального склона в осевой зоне Аравийского периокеанического прогиба (до 4,5 км в Камбейском грабене и более 2 км в грабене залива Кач).

Западная тектоническая область отличается от двух предыдущих преимущественной северо-восточной ориентировкой структурных элементов комплекса, согласной с простиранием континентальных склонов Африки и Мадагаскара, но поперечной к Аравийско-Индийскому и Западно-Индийскому хребтам. На юге и востоке области в Сомалийской и Мозамбикской котловинах проявляются также субширотные и северо-западные простирания, согласные с ориентировкой позднеюрско-раннемеловых аномалий, которые отмечаются здесь индексом от М-0 до М-21, но поперечные по отношению к континентальному склону Африки. На юге Мадагаскарской котловины обнаруживается и юго-западная ориентировка в распределении мощности. Она согласна как с позднемеловыми аномалиями, имеющими индекс от 26 до 33, так и Западно-Индийским хребтом. Напротив, по отношению к Аравийско-Индийскому хребту эта ориентировка дискордантна.

Общий ареал распространения комплекса разобщен поздненеогеновой океанической корой Аденского залива и юга Оманской котловины, а также выступом докембрийского фундамента на Мадагаскаре. Одновременно упомянутый выступ является элементом протяженной внутренней субмеридиональной полосы поднятий, которая как бы разобщает структуру комплекса на две неравные части — восточную и западную. Эта полоса включает хребты Меррей и Чейн, Мадагаскар и его морское продолжение — одноименный хребет. Мощность комплекса на подводных хребтах здесь повсеместно менее 0,1 км (скв. 224, 235, 240, 246/247).

От упомянутой полосы поднятий региональное увеличение мощности происходит в западном направлении, т. е. к осевым зонам

периокеанических прогибов на востоке Африканско-Аравийской платформы. В другую сторону, т. е. в Мадагаскарской котловине и на востоке Сомалийской котловины, преобладают низкие (менее 0,1 км) значения мощности (скв. 236, 239). Мощность возрастает до 0,33 км на юго-западе Мадагаскарской котловины (скв. 245), до более 1 км в узкой депрессии у северо-восточного шельфа Мадагаскара и до более 0,5 км на Маскаренском хребте. Последний случай отличается также залеганием непосредственно на базальтах отложений палеоцен-эоценового возраста, что установлено разведочными скважинами на банках Сайя-де-Малья и Назарет.

Крайним северным звеном упомянутой выше системы периокеанических прогибов является Оманский, который состоит из двух прогибов — одноименного и Оуэн, совпадающего по положению с котловиной того же названия. В первом осевая зона, где мощность порядка 1 км, имеет субмеридиональную ориентировку, согласную с хребтом Меррей, но, напротив, поперечную к континентальному склону. Ее южная центроклиналь направлена в сторону внутреннего грабена на хребте Меррей. Второй имеет аналогичную ориентировку осевой зоны, но в этом случае она согласна как с хребтом Меррей, так и с континентальным склоном. Мощность здесь превышает 2 км.

Сомалийский периокеанический прогиб (один из наиболее крупных по площади в Индийском океане) обладает структурой комплекса, во многом унаследованной от предыдущего, позднеюрско-раннемелового этапа геологической истории. Соответственно его осевая зона ориентирована согласно простиранию континентального склона, а дискордантные направления представляют лишь осложнение океанического борта. Мощность комплекса в Северо- и Южно-Сомалийской впадинах порядка 2 км. Она сокращается к хребту Меррей до 0,25—0,5 км (скв. 214).

Характер сочленения Сомалийского и Мозамбикского периокеанических прогибов также аналогичен отмеченному в предыдущей главе. Однако в особенностях распространения и распределения мощности при сохранении унаследованности общей структуры появляются существенные отличия. Они заключаются в присутствии отложений комплекса и на Мозамбикском хребте, правда в сокращенном на отдельных блоках до палеоцен-эоцена стратиграфическом объеме (скв. 248). В пределах упомянутого хребта, который ограничивает с востока периокеанический прогиб Агульяс, мощность 0,05—0,1 км (скв. 248, 249, 250). Эта минимальная мощность показательна и для южных блоков Мозамбикской котловины, где затем увеличивается незначительно к северу (до 0,25—0,5 км). Ряд впадин осложняют строение прогиба как на шельфе Африки, так и Мадагаскара. Западная впадина, где мощность в осевой зоне 1—1,5 км, ориентирована на юге согласно континентальному склону, а далее — северной периклинали Мозамбикского хребта — дискордантно. Восточные впадины имеют простирание, согласное с континентальным склоном, а мощность рассматриваемых отложений в их осевых зонах свыше 1 км.

Периокеанический прогиб Агульяс — Карру также характеризуется структурой комплекса, унаследованной от позднеюрско-раннемелового этапа геологической истории. Однако значения мощности существенно иные. В его северной впадине (Карру) мощность порядка 2—2,5 км против 3 км, отмеченной для предыдущего комплекса, а в южной (Агульяс) до 1—1,5 км против 4—5 км. При этом вблизи подножия континентального склона мощность сокращается до 0,5—1 км. Эти данные отражают изменение амплитуды тектонических движений на континентальных окраинах по мере увеличения масштабов океанообразования.

В **Атлантическом океане** строение комплекса обнаруживает, с одной стороны, черты сходства и различия с Индийским океаном, с другой, — сочетание унаследованности и новообразования по отношению к структуре позднеюрско-раннемеловых отложений. Сходство заключается, как и для предыдущего комплекса, в постепенном нарастании мощности от Срединно-Атлантического хребта к подножию континентальных склонов, а различие — в преобладании согласных простираний осевых зон периокеанических прогибов с ориентировкой магнитных аномалий упомянутого хребта и склонов. Дискордантные простирания представляют лишь осложнения в отдельных случаях либо континентального, либо океанических бортов этих прогибов. Унаследованность определяется дальнейшим развитием системы периокеанических прогибов, возникшей ранее, а новообразование — увеличением их площади и некотором изменении структурного плана. Последнее особенно наглядно для северной тектонической области, где периокеанические прогибы в отличие от восточной и западной областей в позднемеловое — эоценовое время находятся на стадии наиболее интенсивного формирования, если не возникают впервые. Соответственно и диапазон изменения мощности в каждой из трех тектонических областей Атлантического океана обнаруживает порой существенное отличие от предыдущего комплекса. Одновременно такой характерный элемент, как асимметрия в поперечном сечении периокеанических прогибов, существует и в структурном плане позднемеловых — эоценовых отложений, хотя градиент мощности существенно снижается. Другими словами, это означает, что происходит как бы выполаживание прогибов по мере заполнения осевых зон осадочными, а кое-где вулканогенными образованиями.

Периокеанические прогибы восточной тектонической области с очевидностью обнаруживают упомянутые характерные черты рассматриваемого комплекса.

Самый южный из них — Капский — обладает осевой зоной, согласной с простиранием континентального склона и слабодискордантными ундуляциями распределения мощности на океаническом борту, которые обусловлены смещениями блоков по трансформным разломам. Эти же разломы контролируют также поперечную, северо-восточную ориентировку южного борта Капского прогиба. Значения мощности на западном, океаническом, борту от 0,09 до 0,33 км (скв. 359, 523, 524), а осевая зона находится в контуре изо-

пахи 0,5 км. Она, в свою очередь, осложнена двумя субмеридионально вытянутыми впадинами, которые наложены на более сложную структуру поздней юры — раннего мела. Мощность в более восточной из них, расположенной на шельфе и склоне, до 2 км, а в западной, находящейся в котловине, порядка 1 км. Впадины разделены поднятием, где мощность сокращается до 0,5 км.

Хребет Китовый является структурным разделом между Капским и Ангольским периокеаническими прогибами. По данным геофизики на отдельных его наиболее приподнятых гребнях осадочный чехол отсутствует целиком или составляет первые метры (скв. 531), но на склонах и во внутренних узких впадинах мощность верхнего мела — эоцена возрастает до 0,2—0,5 км (скв. 525, 526, 527, 528, 529). Северо-восточное простирание этого хребта, возникшего в конце позднего мела, определяет одновременно поперечную ориентировку северного борта Капского и южной центроклинали Ангольского прогиба. Сходство между этими двумя, как и многими другими, прогибами данной области заключается в оконтуривании осевой зоны изопахой 0,5 км, что установлено скважинами, пробуренными вблизи подножия континентального склона (скв. 364, 530).

Структура осевой зоны в большей степени, чем в Капском прогибе, унаследована от предыдущей и образует две кулисно сочлененные впадины Мосамедиш — Кванза и Конго-Габонскую. Мощность в первой из них до 2 км против 4 км для верхней юры — нижнего мела, а во второй до 4 км против 6 км. На поднятиях, которые представляют осложнение океанического борта, она сокращается до 0,5—1 км.

Гвинейский периокеанический прогиб при сохранении общей дискордантной структуры по отношению к континентальному склону и Срединно-Атлантическому хребту отличается иным соотношением мощности. Во впадинах Южной и Северной Бенуэ она возрастает соответственно до 1 и 5 км против 0,5 и 1—2 км, характеризующих отложения раннего мела. Для Гана-Гвинейской впадины, где предыдущий комплекс развит в полном стратиграфическом объеме, ситуация оказывается иной — мощность верхнего мела — эоцена сокращена до 1 км против 4—5 км.

Остальные периокеанические прогибы данной области (от Сенегальского на юге до Атласско-Иберийского на севере) выделяются появлением на обрамлении океанического крыла ряда блоков, где рассматриваемые отложения отсутствуют, — вулканогенных хребтов Зеленого мыса, Канарских островов, Мадейры, Азорских островов и др.

Сенегальский прогиб при сохранении торцеобразной ориентировки по отношению к Гвинейскому и согласной с континентальным склоном сокращает размеры по продольной оси. Соответственно на большом пространстве между их центроклиналями, т. е. на протяжении всего шельфа и склона Мавритании, мощность комплекса менее 0,5 км. Определенное упрощение структурного плана происходит в осевой зоне, где из трех рифтовых впадин сохра-

няется одна — западная, находящаяся в котловине и имеющая субмеридиональное простирание. Мощность комплекса здесь 4 км против 6 км, отмеченной для верхней юры — нижнего мела. Континентальный борт представляет так называемая Сенегальская синеклиза, где мощность верхнего мела — эоцена плавно нарастает с востока на запад от 1 до 2—3 км. Океанический борт, напротив, характеризуется здесь более резким градиентом мощности в диапазоне от 0,5 до 4 км, что следует из данных бурения (скв. 367, 368). Пример Сенегальского прогиба обнаруживает направленность эволюции пассивных окраин в целом, т. е. смену ранней рифтовой стадии платформенной с образованием на переходной коре периокеанического прогиба.

В следующем к северу прогибе Аюн также имеют место упрощение структурного плана и сокращение мощности. В его осевой зоне, расположенной на шельфе и ориентированной к юго-западу, она составляет 2 км. Западная ветвь этой зоны отмирает, и мощность в подножии хребта Канарских островов менее 0,1 км (скв. 369), тогда как непосредственно на хребте верхнемеловые — эоценовые отложения отсутствуют (скв. 397).

Атласско-Иберийский прогиб, напротив, характеризуется усложнением тектонических движений на рассматриваемом отрезке времени, поскольку в его структуре возникают две впадины — южная и северная, отделенные поперечным поднятием субширотной ориентировки. Мощность комплекса на этом поднятии, которое прослеживается почти до Гибралтара, сокращена до 0,1—0,25 км (скв. 135, 136). Южная впадина унаследовала свои очертания и амплитуду движений от предыдущего этапа. Ее северная центроклиналь ориентирована согласно с континентальным склоном, а южная — субширотно и представляет обрамление Канарских островов. Мощность здесь равновелика толще верхней юры — нижнего мела и достигает 4 км. Северо-восточный борт впадины совпадает по местоположению с континентальным склоном, один из участков которого представляет краевое плато Мазаган, на котором приподнятые косо наклоненные блоки с отсутствием отложений разделены полуграбенами, где мощность достигает 0,4—0,5 км (скв. 544, 545, 546, 547), что свидетельствует об интенсивных опусканиях и формировании континентальной окраины на этом участке в позднемеловое — эоценовое время.

Северная впадина рассматриваемого прогиба приурочена к западной окраине Иберийского полуострова. Ее осевая зона имеет субмеридиональное простирание и охватывает шельф, склон и краевые плато, похожие по структуре на Мазаганское. Однако мощность здесь значительно меньше, чем в южной впадине (порядка 1 км).

Крайнее звено периокеанических прогибов восточной области (Бискайский) подобно Гвинейскому характеризуется поперечной к Срединно-Атлантическому хребту и континентальному склону ориентировкой распределения мощности. Однако в данном случае она согласна с простиранием магнитных аномалий возрастом по-

рядка 80 млн. лет. Они отражают восточную, субширотную ветвь срединного хребта, которая обусловила раскрытие Бискайского залива в коньяк-сантонское время. Именно эта черта геологической истории и предопределила во многом накопление здесь комплекса малой мощности, которая не превышает 0,25—0,36 км (скв. 118, 119, 400, 401, 402, 548, 549, 550). Мощность увеличивается в Аквитанском и, по-видимому, Северо-Испанском прогибах до 4—5 км; во впадине Ла-Манша она порядка 0,5 км.

Западная тектоническая область по рассматриваемому параметру похожа на восточную, но с несколько большей долей участия в распределении мощности дискордантных ориентировок.

Аргентинский прогиб — это, пожалуй, наиболее отчетливый пример высказанного тезиса. Однако поперечные структуры в отличие от многих прогибов восточной области более показательны здесь для континентального крыла. На океаническом крыле, напротив, преобладают согласные с магнитными аномалиями и Срединно-Атлантическим хребтом простирания. Еще одна особенность данного прогиба заключается в инверсионных подвижках отдельных блоков. Последнее касается прежде всего Фолклендского краевого плато, где на востоке поднятия, существовавшие на предыдущем этапе, были втянуты в интенсивные нисходящие движения. В итоге позднемеловая — эоценовая структура плато определяется двумя кулисно сочлененными впадинами субширотной ориентировки — Магеллана и Мальвинас, а также сводовым поднятием Фолклендских (Мальвинских) островов. Мощность комплекса в осевых зонах впадин соответственно 2 и 4 км, а на Фолклендском поднятии менее 0,5 км, т. е. равновелика среднеюрско-раннемеловой. Однако в блоке, претерпевшем инверсионные движения, она от 0,5 до 2,5 км. Все это подтверждает отмеченную выше тенденцию к выполаживанию структуры пассивных окраин по мере увеличения масштабов океанообразования.

Север Аргентинского прогиба отличают три главные особенности. Первая определяется преобладанием поперечных простираний в серии осложняющих ее впадин над продольными, субмеридиональными. Последние присущи только самой южной из впадин, которая приурочена к подножию континентального склона, а также крайней северной — Сантуш. В расположенных между ними впадинах Колорадо, Саладо, Байя-Бланка и Пелотуш, а также в изолированной впадине Сан-Хорхе, отделенной от собственно Аргентинского прогиба поднятием Десеадо, осевые зоны ориентированы в субширотном и юго-восточном направлениях. Вторая заключается в оконтуривании осевой зоны изопахой 1 км, а не 0,5 км, как это имеет место в прогибах восточной области. Третья следует из первых двух, поскольку заключается в существенной, едва ли не под прямым углом перестройке структурного плана на большей части площади рассматриваемого прогиба, поскольку поперечно ориентированные осевые зоны впадин наложены на субмеридиональную осевую зону предыдущего комплекса.

Однако на океаническом борту преобладает согласная с магнитными аномалиями ориентировка распределения мощности, которая нарушена здесь главным образом поперечным поднятием Риу-Гранди. Мощность составляет на этом борту 0,1—0,6 км (скв. 356, 358), а вверх по восстанию Риу-Гранди сокращается от 0,64 до 0,1 км (скв. 22, 357, 516). В осевых зонах впадин она увеличивается до 4—5 км и только во впадине Сан-Хорхе порядка 2 км. Впадины разделены структурными носами и линейными поднятиями, где она сокращается до 1—2 км. Одно из таких поднятий приурочено к океаническому борту южного звена впадин и имеет субмеридиональную ориентировку. В поверхности как континентального, так и океанического фундамента многим из поднятий и впадин отвечают соответствующие по морфологии блоки, хотя имеют место и обратные соотношения.

Особенности строения комплекса в Бразильском периокеаническом прогибе унаследованы от позднеюрско-раннемелового. Это касается поперечных дислокаций на океаническом борту, асимметрии в распределении мощности и главенствующего простирания осевой зоны. Однако мощность в осевой зоне южных впадин — Кампуш и Эспириту-Санто значительно выше, т. е. до 4—5 км, с уменьшением до 2 км в грабене Реконкаво.

Северные впадины — Сержипе и Алагас, как и в предыдущем комплексе, почти не выражены, поскольку мощность его порядка 0,5 км.

Гвианский периокеанический прогиб отделяет от Бразильского, как это установлено бурением (скв. 23, 24), крайне узкая полоса сокращенной до 0,1—0,25 км мощности, прижатая к континентальному склону. Далее к северо-востоку мощность вновь увеличивается, а ее распределение сочетает элементы унаследованности и новообразования. Первые заключаются в местоположении осевой зоны Гвианского прогиба вблизи подножия континентального склона по его простиранию и несомненной связи дискордантных структур с продолжениями трансформных разломов, а вторые связаны с появлением новых подобных дислокаций преимущественно на океаническом борту. Этот борт осложнен также террасовидными продольными поднятиями и впадинами амплитудой до 1—1,5 км. К категории поперечных относится и самая южная впадина в данном прогибе — Потикуар, находящаяся на океанической коре между разломами Шарко и Романш, с мощностью комплекса свыше 2 км. Аналогичны значения мощности и в таких подобных по позиции впадинах континентального борта, как Амазонская и Оринокская. Они торцеобразно сочленены с собственно осевой зоной, где мощность увеличивается до 4 км, но сокращается до 1—0,5 км в северной центроклинали, имеющей уже субмеридиональную ориентировку.

Разделом между Северо-Американским и Гвианским периокеаническими прогибами служит узкая зона отсутствия отложений, которая отвечает более поздним тектоническим образованиям — котловине Гренада, Малой Антильской дуге и Пуэрториканскому

желобу, а также тяготеющий к ней обширный блок между трансформными разломами Вима и Чейн с сокращенной до 0,02—0,17 км мощностью (скв. 27, 543).

Строение позднемеловых — эоценовых отложений в Северо-Американском прогибе изучено 24 скважинами глубоководного и рядом скважин разведочного бурения на шельфе и краевых плато и многочисленными геофизическими траверзами. По особенностям распределения мощности оно унаследовано от предыдущего комплекса, хотя обнаруживает и некоторые черты различия. Они заключаются в появлении двух внутренних ареалов отсутствия отложений — на Багамском плато и северо-западной окраине Северо-Американской котловины (скв. 99, 100, 101, 105), равно как в существенно меньшей мощности в осевой зоне прогиба, хотя она и ограничивается изопахой 1 км. Мощность отложений во впадинах Блейк и Балтимор 2—2,5 км против 8—9 км нижележащего комплекса и 2—3 км в Блейк-Багамской впадине и восточной центроклинали Предкубинского прогиба (скв. Супириор на о-ве Андрос) против 4 км среднеюрско-нижнемеловой толщи.

На восточном океаническом борту упомянутые ареалы отсутствия комплекса наряду с сокращенной до 0,1 км мощностью на плато Блейк (скв. 391, 392) определяют сочетание дискордантной и согласной ориентировки в ее распределении. При этом по геофизическим данным намечается наличие поперечной зоны увеличенной до 1 км мощности, которая служит разделом между плато Блейк и упомянутым ареалом отсутствия на окраине Северо-Американской котловины. Мощность на хребте Келвин порядка 0,5 км (скв. 385), на Бермудском хребте 0,25—0,5 км (скв. 6, 9, 386, 387), в Северо-Американской котловине 0,1—0,25 км (скв. 8, 106, 390, 417, 418). Если согласная ориентировка отражает, по-видимому, направленность разрастания океанической коры, то дискордантная — подвижки ее блоков по трансформным разломам.

Ньюфаундленд-Лабрадорский прогиб характеризуется почти аналогичными особенностями распределения мощности как в плане сочетания согласных и поперечных ориентировок, так и по соотношению с мощностью нижележащего комплекса. Однако здесь осевая зона оконтуривается изопахой не 1 км, а 0,5 км. Обращает также внимание, что океанический борт прогиба при диапазоне мощности от 0,1 до 0,5 км (скв. 111, 112, 384) осложнен узкими террасовидными зонами сокращенной мощности. Эти зоны, наиболее очевидные в случае Лабрадорской впадины, отражают, вероятно, сложный вулканогенный рельеф океанического основания чехла. В осевой зоне прогиба мощность достигает: 2,5 км в Ново-Шотландской впадине, 1 км — Большой Банки, 2 км — Лабрадорской. Все эти значения в два-три раза ниже, чем для средней юры — нижнего мела.

Северная тектоническая область не обнаруживает существенных различий с другими областями Атлантического океана по признаку преобладания согласной с континентальным склоном и магнитными аномалиями ориентировки в распределении

мощности. Зато по абсолютному ее значению все оказывается сложнее. Это следует из существенного различия мощности в периокеанических прогибах Европы, Гренландии и Баффиновой Земли. Сходство во втором случае по значению мощности оказывается не с позднемеловым — эоценовым, а с позднеюрско-раннемеловым комплексом, что неразрывно связано с кампан-палеоценовым этапом раскрытия Северной Атлантики или, другими словами, периодом ранней стадии образования прогибов.

Запад и восток данной области отличаются между собой и по ориентировке осевых зон впадин и прогибов. На западе она согласная с континентальным склоном и магнитными аномалиями, на востоке как согласная, так и кососекущая. Последняя из них присуща Кельтской впадине и Североморскому прогибу, где мощность составляет соответственно 0,25 и 2 км. Напротив, для впадины плато Роколл с мощностью комплекса, равновеликой Кельтской (скв. 116, 117, 403—406, 552—555), Норвежской и Тромсе с мощностью до 1 км, более показательна согласная ориентировка. Подводные поднятия различного генезиса также получают весьма отчетливое отражение в структуре комплекса. На Фареро-Исландском пороге его мощность 0,02 км (скв. 336/352), на хребте Ян-Майен до 0,17—0,25 км (скв. 349, 350), на плато Воринг порядка 0,23—0,25 км (скв. 338, 343), а вдоль затухшей раннеэоценовой оси спрединга в Норвежской котловине рассматриваемые отложения отсутствуют (скв. 337, 342), равно как на склоне хребта Мона в Лофотенской котловине (скв. 345), юге Исландской котловины (скв. 348), западном склоне хребта Рейкьянес (скв. 407—409), т. е. повсеместно в контуре 13 аномалии магнитного поля.

На окраинах моря Баффина мощность значительно выше и достигает в рифтовом грабене Ланкастер 4 км, Баффиновом и Смита — 8 км, Мелвилл — 10 км. Однако следует иметь в виду, что в грабене Мелвилл комплекс представлен не осадочными образованиями, а преимущественно покровами платобазальтов. Аналогичная ситуация намечается и в Восточно-Гренландском прогибе, где мощность платобазальтов с редкими горизонтами осадков превышает 8 км.

В регионах окраинных и внутренних морей рассматриваемые отложения распространены значительно шире отложений нижележащего комплекса, причем не только на шельфе, но и в котловинах.

В Дальневосточном регионе, как и ранее, по распределению отложений комплекса выделяется Берингово море. Здесь они присутствуют в разрезе чехла почти на всей площади шельфа, за исключением, быть может, района юрско-раннемеловой вулканической дуги Нунивак, а также, вероятно, на всей площади Алеутской котловины вплоть до одноименной островной дуги включительно. Однако от котловины к дуге осадочные образования комплекса замещаются синхронными по возрасту щелочными толеитами начальной стадии островодужного вулканизма. Мощность позднего мела — эоцена во впадинах Нортон, Анадырской, Нава-

рин, Св. Георгия и др. по сейсмическим данным до 1,5—2 км. Такое же значение предполагается и для Алеутской котловины.

В Охотском и Японском морях рассматриваемые отложения присутствуют в разрезе лишь краевых частей шельфа — вблизи Западной Камчатки, Сахалина, Приморья, между о-вами Хонсю и Цусима, на северном и южном флангах Курильской дуги. Однако в отличие от Алеутской дуги на Курильской они представляют самостоятельную зону и не замещаются вкрест простирания образованиями осадочного генезиса. Мощность повсеместно в указанных районах 2—4 км, а на шельфе Татарского пролива в Западно-Сахалинском миогеосинклинальном прогибе свыше 10 км.

Желтое и Восточно-Китайское моря подобно Охотскому и Японскому характеризуются распространением комплекса на шельфе и отсутствием в котловине Окинава.

В Индосинийско-Филиппинском регионе ареалы установленного и предполагаемого распространения комплекса пространственно разобщены.

Первые тесно связаны с собственно Филиппинским морем, где стратиграфический диапазон комплекса сокращен до эоцена. Отложения этого возраста вскрыты бурением на Марианской дуге, хребте Кюсю — Палау, западе и северо-западе котловины Паресе-Вела, где залегают соответственно на островодужных вулканитах или базальтах второго слоя океанической коры. На остальной площади котловины Паресе-Вела и почти всей котловины Сикоку (Западно-Марианской) они отсутствуют. Мощность комплекса составляет на Марианской дуге первые десятки метров (скв. 452, 459, 460), западе котловины Паресе-Вела от 0,01 до 0,11 км (скв. 291, 292) и ее северо-западе от 0,05 до 0,22—0,4 км (скв. 294, 295, 445, 446).

Южно-Китайское море — район предполагаемого распространения комплекса в полном стратиграфическом объеме на западном шельфе, прежде всего в Сиамском заливе, и сокращенном до эоцена в котловине.

Новогвинейско-Новозеландский регион отличается от других регионов краевых морей на западе Тихого океана широким распространением рассматриваемых отложений в Коралловом и Тасмановом морях на морском продолжении островных дуг — Соломоновой, Новогебридской, Новокаледонской, Тонга-Кермадек, а также в рифтовых грабенах на Новозеландском краевом плато. При этом островные дуги, за исключением Соломоновой, равно как и Коралловоморская котловина, характеризуются сокращенным до эоцена стратиграфическим диапазоном комплекса.

В распределении мощности преобладает субмеридиональная ориентировка, которая сменяется северо-западной на востоке Новой Гвинеи и западе Кораллового моря, вблизи Новокаледонской дуги, субширотной и северо-восточной в рифтах Новозеландского краевого плато. При этом, за исключением запада Коралловоморской котловины, оно существенно иное на шельфах и краевых плато, с одной стороны, и в глубоководных котловинах, с другой. Наи-

более высокими значениями мощности выделяются прежде всего рифтовые грабены, возникшие на этом этапе. К их числу, вероятно, относится и Центральная провинция в структуре Соломоновой дуги, где мощность, правда за счет многих покровов щелочных базальтов, превышает 2—3 км. В рифтах на обрамлении плато Квинсленд с юга и запада (Таунсвилл, Квинсленд, Блик) она от 2 до 1 км с тенденцией сокращения к северу. Восточный рифт на обрамлении того же плато одновременно располагается как бы на продолжении рифта Морсби в заливе Папуа Новой Гвинеи, и совместно они образуют зону повышенной мощности, состоящую из двух кулисно сочлененных впадин, где она превышает 2 км. Непосредственно на плато Квинсленд мощность менее 0,1 км, а в центральной его части рассматриваемые отложения отсутствуют.

Новозеландское плато похоже по структуре на плато Квинсленд, поскольку между рифтовыми грабенами с повышенной мощностью комплекса находятся блоки с ареалами отсутствия отложений. Наиболее крупными из грабенов является Большой Южный, ориентированный к северо-востоку по простиранию мезозойской складчатой зоны о-ва Южный, где мощность верхнего мела — эоцена до 5 км. В субширотных грабенах (Пукаки, Кемпбелл, Окленд) она от 2 до 4 км.

К категории субширотных рифтов относится и грабен Гипсленд на востоке Бассова пролива. Он представляет поперечное осложнение континентального борта Западно-Тасмановоморского периокеанического прогиба, ориентированного по простиранию континентального склона Австралии и полосовых магнитных аномалий в Тасмановоморской котловине. Однако от типично периокеанических прогибов на окраинах Индийского и Атлантического океанов здесь имеется существенное отличие. Оно заключается в низкой (до 0,5—0,6 км) мощности комплекса в осевой зоне (скв. 283), которая увеличивается до 2 км только в упомянутом грабене Гипсленд. Для центральной части Тасмановоморской котловины, где находится угасшая позднемеловая — палеоценовая ось спрединга, как и для востока Коралловоморской и Новокаледонской котловин в целом, характерна низкая, менее 0,1 км (скв. 206, 209, 210, 287) мощность, что вызывает естественную аналогию со строением океанических пространств. Увеличение мощности до более 0,25—0,36 км происходит на хребтах Лорд-Хау и Норфолк (скв. 207, 208) и до 0,49 км в узкой зоне к западу от Новогебридской дуги (скв. 286). В котловине Лау и на обрамлении о-вов Фиджи мощность более 0,1 км, но ее истинное значение не выяснено.

Мексикано-Карибский регион ареалом отсутствия отложений позднего мела — эоцена, который охватывает Малую Антильскую дугу, котловины Юкатанскую и Гренада совместно с глубоководными желобами Пуэрто-Рико и Кайман, подразделяется на две части — северную и южную. Они достаточно отличны друг от друга как по условиям залегания комплекса, так и по распределению его мощности.

На севере, в Мексиканском заливе, рассматриваемые отложения залегают на более древних осадочных образованиях, а их мощность нарастает от обрамления залива к шельфу и котловине Сигсби. Здесь они принимают участие в строении трех впадин — Предкубинского прогиба, Сигсби и Галф-Коста, причем в каждой из них мощность более 2 км.

На юге, в Карибском море, строение комплекса иное. В Венесуэльской и Колумбийской котловинах комплекс представляет слой 2*А* океанической коры и залегает на толеитовых базальтах раннемелового возраста. Только самые верхние его горизонты мощностью 0,2—0,47 км (скв. 146, 149, 153 и др.) сложены осадками, тогда как суммарная мощность вулканогенно-осадочного разреза превышает 2 км. На хребтах Беата и Авес мощность сокращается до 1 км, а стратиграфический диапазон до позднего мела — палеоцена. Напротив, к северному и южному шельфам мощность увеличивается до более 4 км, причем разрез, по меньшей мере на юге, осадочного генезиса.

В Средиземноморско-Персидском регионе распространение отложений позднемелового — эоценового возраста аналогично предыдущему комплексу, т. е. ограничивается Персидским заливом, Восточным Средиземноморьем и Адриатическим морем, а условия залегания подобны таковым в Мексиканском заливе. Некоторое отличие заключается в сокращении размеров морского бассейна на северо-востоке Африканско-Аравийской платформы и явном преобладании не субокеанической, как в котловине Сигсби, а континентальной коры. Последнее сказалось на формационном составе и будет подробнее рассмотрено далее.

Общая для региона тенденция увеличения мощности к сооружениям Загроса, Таврид, Эллинид и Динарид сохраняется и для данного комплекса. Однако по простиранию, т. е. с юго-востока на северо-запад, ее изменение весьма ощутимо. Наименьшая мощность (менее 0,5 км) на большей части площади Персидского залива. Она возрастает до 1—1,5 км на крайнем северо-западе залива и до более 2 км в Мессопотамском краевом прогибе, а также вблизи Таврид. Восточное Средиземноморье по данным геофизики может отличаться диапазоном изменения мощности на приподнятых и опущенных блоках соответственно от 2 до 4 км, а Адриатическое море — от 1,5 до 2,5 км.

Каспийско-Черноморский регион обладает чертами сходства как с Мексиканским заливом, так и с Средиземноморско-Персидским регионом. Первое заключается в наличии крупных блоков субокеанической коры, отвечающих Западно- и Восточно-Черноморским и Южно-Каспийской котловинам; второе — в залегании комплекса на более древних осадочных отложениях (вероятное исключение черноморские котловины) и нарастании мощности к сооружениям Средиземноморского пояса. При этом истинное значение мощности в котловинах проблематично, поскольку комплекс перекрыт многокилометровой толщей олигоцен-плейстоцена.

Структура комплекса в едином Азово-Черноморском осадочном бассейне контролируется внутренним поднятием Горного Крыма и краевыми Кавказа, Понтид и Балканид. Соответственно мощность увеличивается как к собственно черноморским котловинам, так и в сторону северной части бассейна, которая включает Причерноморскую рифтовую систему и Индоло-Кубанский прогиб. Диапазон изменения мощности в Азово-Черноморской впадине от 0,75 до 3 км, причем она составляет на восточной центроклинали в Колхидской впадине 0,75 км, а на западной центроклинали в Камчийском прогибе, а также в Бургасской впадине порядка 1,5 км, на севере, в Причерноморской системе и Индоло-Кубанском прогибе, т. е. Азовском море, до 3 км. Из общего плана распределения мощности следует, что в Западно-Черноморской котловине она может быть больше, чем в Восточно-Черноморской (порядка 1,5—2 км против 1—1,25 км).

В Каспийском море, имея в виду морское продолжение эпигерцинской платформы, т. е. Северный и Средний Каспий, она невелика — 0,5—0,6 км, с тенденцией нарастания к Южно-Каспийской котловине.

Арктический регион, по меньшей мере на востоке, т. е. в Амеразийской области, в позднемеловое — эоценовое время испытывает перестройку структурного плана, что вызвано раскрытием Северного Ледовитого океана и формированием хребта Гаккеля в начале кайнозоя.

На обрамлении Канадской котловины и моря Бофорта эти события получили отражение в возникновении рифтового грабена Маккензи, где комплекс залегает с несогласием и прислонением на более древних слоях, завершении формирования к концу позднего мела синеклизы Свердрупа с превращением в область денудации, в вулканической активности вдоль субмеридионального линеамента Немаха — Бутия. Мощность в грабене Маккензи 1,5 км и увеличивается к подножию склона Канадской котловины.

В шельфовых морях запада, т. е. в Евразийской области, раскрытие Северного Ледовитого океана отразилось в позднемеловой вулканической активности с излиянием базальтов на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа. Данных о мощности мало, и она может быть оценена ориентировочно в 1—1,5 км. Океанические котловины Амундсена и Нансена должны отличаться сокращением мощности и стратиграфического диапазона до палеоцен-эоцена.

На западе Антарктического региона мощность в пределах шельфа и склона моря Уэдделла до 2 км с последовательным сокращением в сторону котловины до 1—0,25 км. В рифте Брансфилд и на шельфе моря Беллинсгаузена она около 1 км, причем центральная часть этого рифта в структуре комплекса представляет раздел между седиментационными бассейнами морей Уэдделла и Беллинсгаузена. Последнее заключение следует из сокращения здесь мощности до менее 0,5 км.

6.2. Внутреннее строение и формационный состав

В ложе Тихого океана комплекс отличается от нижележащего прежде всего наличием перерывов в седиментации, которые выявлены на двух основных уровнях: между верхним мелом и палеоценом, а порой эоценом; между палеоценом и олигоценом, главным образом в эоцене. Известны также несогласия между горизонтами в палеоцене и эоцене [14, т. 4] (см. рис. 11, 17).

Перерыв на нижнем, верхнемеловом — раннепалеогеновом уровне имеет относительно локальное значение, поскольку обнаруживается в пределах отдаленных друг от друга различных структурных элементов — Центральной и Каролинской котловин (скв. 66, 166, 169, 199), западного склона Восточно-Тихоокеанского хребта (скв. 163) и плато Онтонг-Джава (скв. 289).

Перерыв на верхнем, эоценовом уровне, напротив, характеризуется широким региональным распространением и, соответственно, имеет важное значение для понимания общих процессов внутриплитных тектонических движений. Он характеризуется отсутствием отложений эоцена, установленного на западе ложа Тихого океана 24 скважинами, либо отдельных его горизонтов. При этом ареалы отсутствия эоцена приурочены к тектоническим элементам двух типов: окраинным частям ложа океана, непосредственно связанным с зоной субдукции; котловинам краевых морей с новообразованной в олигоцен-неогене океанической корой.

Наиболее обширный такой ареал протягивается от северной оконечности Курило-Камчатского желоба до южного окончания желоба Тонга—Кермадек. С востока его обрамляют вулканогенные хребты Лайн и Гавайский, а в его пределы попадают аналогичные по генезису хребты Такелау, Северный Кука и Гилберта. Относительно небольшая по площади область распространения эоцена как бы обтекает с севера Каролинский хребет, а затем южнее совпадает в плане с плато Онтонг-Джава и дугой Соломоновых островов. Примечательно, что распространение эоцена устанавливается именно там, где процессы субдукции сменяет обдукция океанической коры. Эта область отделяет первый ареал отсутствия от второго, более западного. Последний охватывает Каролинскую котловину совместно с одноименным хребтом и далее находит продолжение в котловине Паресе-Вела Филиппинского моря, причем его ложе в целом характеризуется как бы мозаичным рисунком ареалов распространения и отсутствия эоцена.

Распределение мощности отдельных слоев комплекса обнаруживает противоположные тенденции эволюции ложа Тихого океана. На фоне относительно спокойного и равномерного погружения котловин, отраженного почти идентичными (порядка 50—100 м) мощностями отложений как позднемелового, так и палеоцен-эоценового возраста, тектонические движения внутриплитных поднятий различного генезиса сложны и неоднозначны. Устанавливается также возникновение этих поднятий в палеоцен-эоцене (например, Магеллана), поскольку мощности верхнего мела (порядка 100 м)

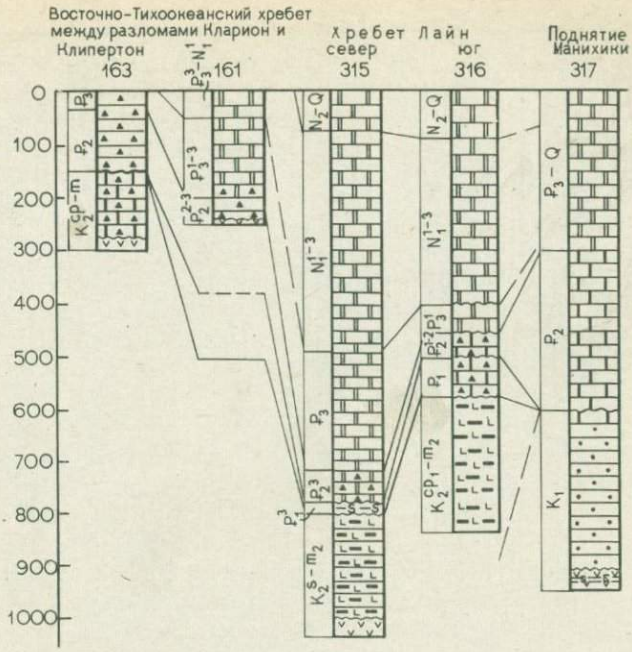


Рис. 17. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении Восточно-Тихоокеанский хребет — поднятие Манихики (см. рис. 10, профиль III—III).

Усл. обозначения см. на рис. 11

идентичны мощности в сопредельных котловинах. Отдельные блоки этих поднятий также испытывали разнонаправленные смещения, что следует, в частности, из уменьшения мощности слоев верхнего мела на плато Онтонг-Джава в 5 раз. Одновременно превышение мощности верхнего мела в 3 раза над палеоцен-эоценом на хребте Лайн обусловлено существенным вкладом вулканизма в седиментацию.

Из широкого спектра формаций, присутствующих в составе комплекса, преимущественно распространены три: глубоководные терригенная и карбонатная и мелководно-морская карбонатная. Первая из них характерна для трех общих ареалов: северо-восточного, центрального и западного.

Северо-восточный ареал располагается между областью олигоцен-плейстоценовой океанической коры и цепью Императорских гор к северу от экваториальной зоны. Центральный ареал охватывает обширный, вытянутый в субмеридиональном направлении регион от поднятия Обручева на севере до хребта Маккуори на юге. Соответственно, его восточным обрамлением являются системы вулканических хребтов вдоль Главного Тихоокеанского геораздела, а западным — ареал распространения глубоководной вулкано-

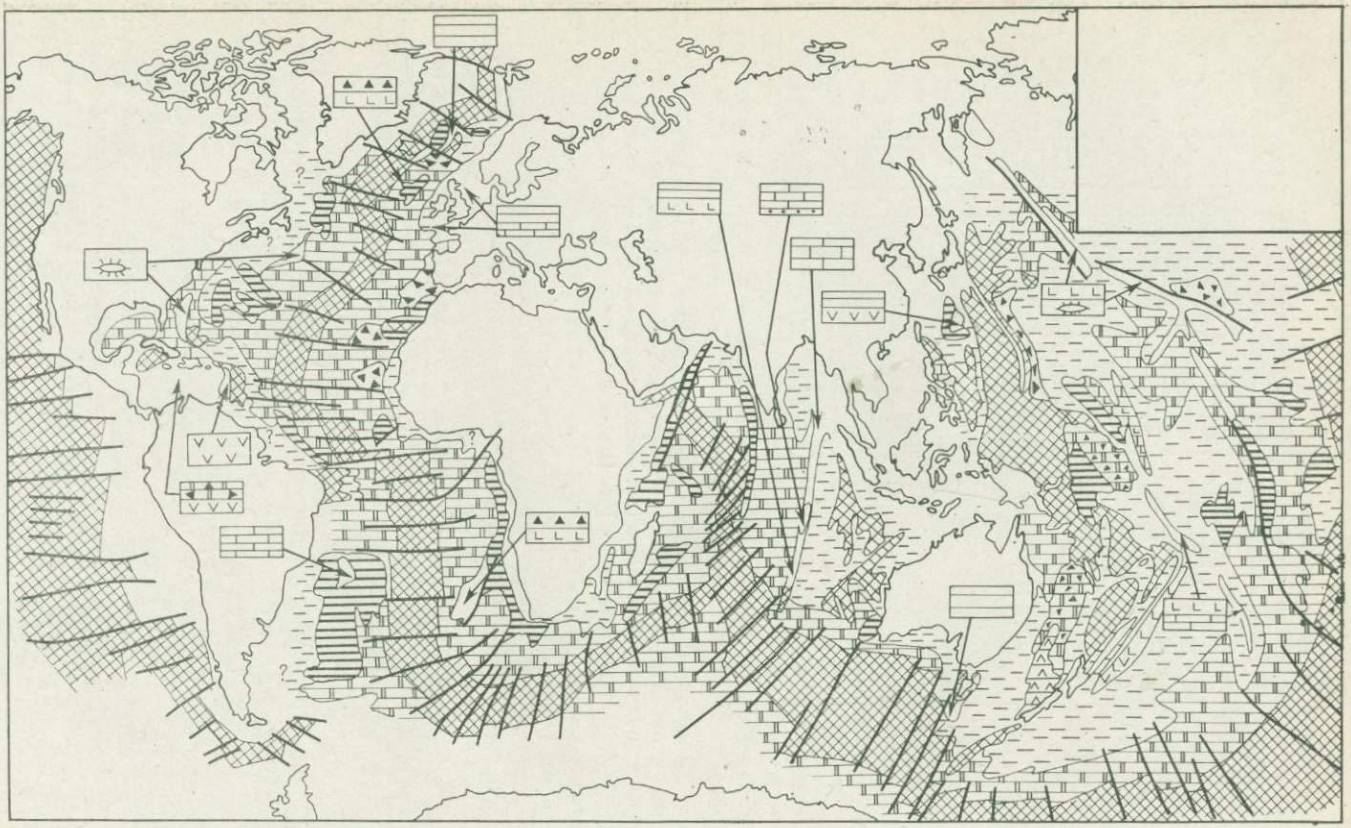


Рис. 18. Схема формационного состава позднемелового — эоценового комплекса.
Усл. обозначения см. на рис. 12

генно-осадочной формации, как бы сопровождающей островные дуги. При этом в котловинах вблизи хребтов Лайн и Маршаллова низы разреза пронизаны многочисленными силлами базальтов (скв. 462 в котловине Науру, скв. 169, 170).

Западный ареал глубоководной терригенной формации отражает специфику седиментации в пределах морей Тасманова, Фиджи и Филиппинского. В сущности, в первых двух случаях он является продолжением центрального ареала.

Ареалы распространения глубоководной формации занимают две основные структурные позиции: одну северо-западной ориентировки, которая является разделом между северо-западным и центральным ареалами глубоководной терригенной формации, и другую, отвечающую плато Онтонг-Джава и области его глубоководного обрамления (рис. 18).

Для ареалов формаций мелководно-морского генезиса также характерна вполне закономерная структурная позиция. Все они связаны со сводовыми поднятиями ложа океана и системами вулканогенных хребтов.

На сводовом поднятии, вытянутом вдоль желоба Тонга, распространены вулканогенные песчаники и конгломераты, а также андезито-базальтовый туф общей мощностью 58 м, датируемые верхами мела — палеоценом (скв. 204); на вулканогенном хребте Лайн — рифовые известняки кампан-маастрихта вскрытой мощностью 34 м (скв. 156) и 100 м (скв. 462), цеолитовые глины и известняки эоцена вскрытой мощностью 25 м (скв. 314); на Гавайском хребте — вулканогенные песчаники и конгломераты палеоцен-эоцена вскрытой мощностью 42 м (скв. 432) и рифовый известняк палеоцена (скв. 433); две скважины на гайотах, вскрывшие преимущественно обломки рифогенных известняков, установили их погружение с начала палеоцена (скв. 171) и середины эоцена (скв. 200). Отсюда по латерали от котловин к упомянутым хребтам и поднятиям устанавливается замещение глубоководной карбонатной формации мелководно-морской, зачастую представленной рифовой субформацией. Вертикальный ряд формаций для поднятий во внутренней области Тихого океана в наиболее полном выражении иной: щелочная базальтовая→мелководно-морская карбонатная→мелководно-морская вулканогенно-осадочная терригенная (см. рис. 11,17).

Отложения мелководно-морского генезиса на некоторых поднятиях и хребтах обрамлены ареалами измененных глубоководных, преимущественно карбонатных формаций. Вдоль хребта Лайн они представлены слоями уплотненного мела с редкими прослоями вулканомиктовых песчаников, которые выделяются относительно широким стратиграфическим диапазоном от сантона до эоцена включительно (скв. 163, 315, 316); далее к востоку от хребта Лайн — двумя ареалами кремнистых известняков эоценового возраста (скв. 71, 72, 73); вдоль хребта Феникс — позднемеловым карбонатным туфом (скв. 199).

Иная обстановка на поднятии Манихики и плато Онтонг-Джава: в первом случае упомянутые известняки среднего эоцена мощностью 300 м непосредственно перекрывают мелководно-морские отложения баррем-альба (скв. 317); во втором — аналогичные известняки, прослоями кремнистые, мощностью 260 м, со стратиграфическим диапазоном от кампана до эоцена (скв. 289) также залегают на образованиях мелководно-морского генезиса, отвечающих нижележащему комплексу.

Таким образом, подобно среднеюрско-раннемеловому для позднемелового — эоценового комплекса в пределах ложа Тихого океана устанавливается наличие двух генетических подтипов седиментационных бассейнов — внутриокеанического осадочного и внутриокеанического осадочно-породного. При этом на плато Онтонг-Джава и поднятии Манихики для обоих комплексов характерно пространственное совпадение разновозрастных и генетически различных осадочно-породных бассейнов.

На обрамлении ложа Тихого океана в пределах различных по позиции, но преимущественно рифтогенных впадин, осложняющих морское продолжение островных дуг и горных сооружений, распространение комплекса прерывистое. Формационный состав отражает особенности их глубинного строения и ранней стадии формирования. В случае заложения впадин на достаточно зрелой континентальной коре — это сочетание продуктов известково-щелочного вулканизма с мелководно-морской терригенной формацией (притихоокеанские впадины на западном обрамлении Анд, калифорнийские впадины, восток Японских островов — впадины Симанто и Абукума); при заложении на коре менее зрелой — ассоциация щелочной базальтовой формации с флишевой и мелководно-морской терригенной (запад Алеутской дуги, северное и южное окончания Курильской дуги).

Индийский и Атлантический океаны обнаруживают принципиальное сходство по временным уровням перерывов в седиментации с Тихим океаном. Однако по региональному распространению ведущую роль приобретает несогласие на рубеже мезозоя и кайнозоя. Сходное заключение было сделано и в других работах [14, т. 4].

Перерыв на нижнем, верхнемеловом — раннепалеогеновом, уровне характеризуется либо отсутствием отдельных горизонтов, либо отложений палеоцена, а порой и эоцена в целом, но почти повсеместно обусловливает существенное сокращение мощности образований позднемелового возраста. Наличие этого стратиграфического несогласия устанавливается в тектонической обстановке трех типов — на океаническом крыле периокеанических прогибов, в пределах краевых плато с континентальной корой, на внутриокеанических поднятиях различного генезиса (см. рис. 14—23 и др.).

В Индийском океане примером первого типа обстановки являются районы вблизи подножия континентального склона Западно-Австралийской (скв. 257, 259, 260, 261) и Сомалийской (скв. 236, 240, 241) котловин; второго типа — плато Натуралист (скв. 258

264); третьего — плато Брокен (скв. 255) и Мозамбикский хребет (скв. 249). В Атлантическом океане аналогичным образом: первого типа — Северо-Американской (скв. 105, 384, 391/534), Бразильской (скв. 21, 355, 515), Марокканской (скв. 370) и иногда с полным отсутствием верхнего мела (скв. 416), Канарско-Атласской (скв. 136) котловин; второго — Фолклендское (скв. 330), Блейк-Багамское (скв. 98), Мазаган (скв. 547—545) и плато Орфен (скв. 111); третьего — вулканогенные поднятия Бермудское (скв. 386) и Сьерра-Леоне (скв. 13).

Перерыв на верхнем, эоценовом, уровне имеет скорее локальное распространение. Тем не менее на северо-востоке Индийского океана ареалы этого несогласия занимают сходную позицию с имеющими место на западе Тихого океана. Один из них охватывает вулканические хребты в котловинах Кокосовой и Уортон и, таким образом, сопряжен с Яванским глубоководным желобом (скв. 211), второй — глыбовые хребты в Западно-Австралийской котловине (скв. 257).

Ареалы еще более частного плана отвечают плато Натуралист (скв. 258, 264), хребтам Девяностого градуса (скв. 215, 253, 254) и Чейн (скв. 235), а в Атлантическом океане — вулканогенным поднятиям Канарских островов и Мадейра, Риу-Гранди, Виктория — Мартин-Вас и Фернанду-ди-Норонья — Рокас, а также угасшей оси спрединга в Норвежской котловине.

Почти повсеместное превышение мощности в три-четыре раза верхнемеловых слоев над палеоцен-эоценовыми обнаруживает снижение в темпе седиментации к более позднему этапу океанообразования. В этом плане должны быть отмечены два исключения. Первое определяется более высокими (до 0,5—1,2 км) по отношению к фоновым (0,05—0,2 км) мощностями палеоцен-эоценовых слоев в пределах ряда вулканогенных хребтов — Маскаренского, Сьерра-Леоне, Риу-Гранди, вызванными повышенным влиянием вулканизма на седиментацию или интенсивными рифообразующими процессами (Маскаренский хребет). Все это отражено соответствующими формациями. Второе заключается в полном отсутствии в разрезе комплекса или крайне низких (порядка 0,01—0,05 км) мощностях рассматриваемых его слоев в области Северо-Американской котловины и сопредельных структурных элементов — подножия п-ова Флорида, Блейк-Багамского плато, Мексиканского залива, обусловленного региональным перерывом в седиментации.

Ниже фоновых значения мощности (0,1—0,15 км) присущи отдельным краевым плато — Натуралист, Фолклендскому, а также глыбовому хребту Китовый, причем они характерны как для отложений верхнего мела, так и палеоцен-эоцена. Они отражают скорее всего влияние донных течений на седиментацию и возникновение хребта Китовый в самом конце позднего мела.

В формационном составе также намечаются существенные отличия от среднеюрско-раннемелового комплекса. Они заключаются в преобладании формаций глубоководного генезиса и относитель-

но редких случаях обнаружения в разрезе чехла котловин континентальных, прибрежных и мелководно-морских образований. Первые два из них выявлены лишь в трех случаях — в центральной части хребта Девяностого градуса в Индийском океане (скв. 214), на Фареро-Исландском пороге в Атлантическом океане (скв. 336, 352), а также на поднятии Роколл (скв. 403, 404). Третьи — также связаны с генетически разными поднятиями в структуре ложа океана: в Индийском океане с глыбовым хребтом Девяностого градуса (скв. 216, 217, 253) и краевым плато Миль (скв. 281); в Атлантическом — с хребтами Китовый (скв. 359, 525—529), Риу-Гранди (скв. 21, 357, 515, 516), Роколл (скв. 403, 404), Ян-Майен (скв. 349).

Подобные отложения вскрыты также в Северо-Американской котловине к югу от Ньюфаундленда (скв. 98), где им отвечают рифовые известняки сантон-кампана вскрытой мощностью 107 м. Здесь и на краевом плато Блейк породы рифовой формации представляют верхний элемент рассмотренного выше позднеюрско-раннемелового барьерного рифа, развитие которого на отдельных участках происходило до позднемеловой эпохи включительно.

Кроме того, основание разреза собственно чехла, относящееся скорее к слою 2*A*, представлено переслаиванием силлов диабазов и базальтов с осадками позднемелового в Кокосовой котловине (скв. 214) и эоценового возраста в Аравийской котловине (скв. 221).

Циркумконтинентальная зональность седиментации кроме мощностей отражена и в распределении типов глубоководных формаций. В центральных областях котловин, вблизи склонов внутриокеанических хребтов, повсеместно распространена карбонатная формация, которая в направлении к континентам замещается опять-таки глубоководной терригенной формацией. Некоторое усложнение в отмеченную закономерность вносит лишь глубоководная вулканогенно-осадочная формация — ее небольшие по площади ареалы локализуются вблизи вулканогенных хребтов (см. рис. 18).

Ареалы диагенетически измененных осадков располагаются преимущественно в пределах полей как терригенной, так и карбонатной формаций. При общем их тяготении к подножию континентального склона в распределении по площади намечаются некоторые отличия от среднеюрско-нижнемелового комплекса — они заключаются как в сокращении этих ареалов, так и в появлении новых, не известных для более древних образований. Отличия, по-видимому, обусловлены двумя причинами: генетической и формальной. С одной стороны, прогрессивным остыванием доолигоценовой океанической коры от среднеюрской до эоценовой эпохи включительно, а с другой — значительно большим числом скважин, вскрывших рассматриваемый комплекс, по сравнению со среднеюрско-нижнемеловым.

В Индийском океане такие ареалы выявлены вдоль хребтов Чейн-Меррей и Мальдивского (скв. 219, 223), в котловинах Сома-

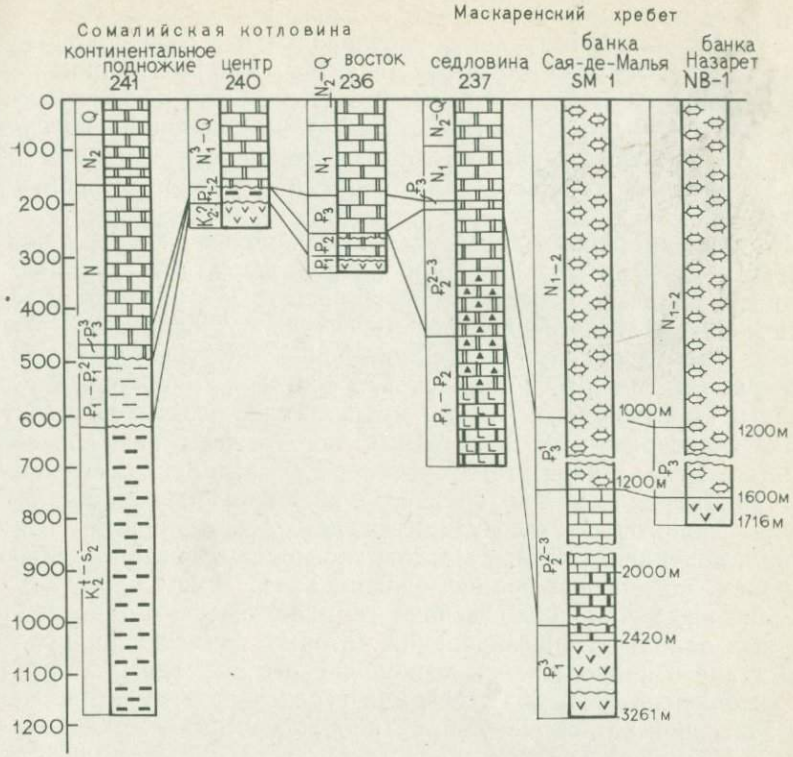


Рис. 19. Сопоставление разрезов скважин глубоководного и разведочного бурения в направлении Сомалийская котловина — Маскаренский хребет (см. рис. 10, профиль VII—VII).

Усл. обозначения см. на рис. 11. На рисунке показана глубина от устья скважины

лийской и Мадагаскарской (скв. 237, 239, 240, 241), но одновременно былая площадь нижележащего среднеюрско-раннемелового ареала у подножия континентального склона Западной Австралии сокращена, поскольку уплотненные глубоководные осадки могут быть выделены только вблизи плато Натуралист (скв. 258). Особое значение имеет строение комплекса на Маскаренском хребте, где непосредственно на базальтах (предполагаемый силл) залегают уплотненные карбонатные породы позднемиоценового — среднеэоценового возраста мощностью 420 м. Вверх по разрезу они сменяются образованиями опять-таки карбонатной формации, но уже мелководно-морского генезиса. На западе по мере увеличения стратиграфического диапазона комплекса к подножию континентального склона Сомалийской котловины в его составе принимают участие уплотненные породы терригенной формации с прослоями известняков турон-сенонского возраста. Подобный формационный состав свидетельствует о начале антиизостатических восходящих движений на Маскаренском хребте еще в позднем палеоцене (рис. 19).

В Атлантическом океане не известные ранее аналогичные ареалы охватывают Аргентинскую котловину (скв. 356, 358), восток Ангольской и Капской котловин (скв. 361, 362, 364), запад Гвианской котловины (скв. 111), отмечаются в Лофотенской котловине (скв. 343). Однако, напротив, существенно сокращена по сравнению со среднеюрско-нижнемеловым комплексом площадь ареалов на востоке Канарской котловины и в Северо-Американской котловине.

По формационному составу ареалы измененных пород подразделяются на три группы: карбонатной формации, которой они отвечают на Маскаренском хребте и плато Натуралист, а также в котловинах Мадагаскарской, Аргентинской, Гвианской, Канарской и Лабрадорской; терригенной формации — на хребтах Мальдивском и Меррей, в Сомалийской, Капской и Лофотенской котловинах и на Бермудском плато; вулканогенно-осадочной, отличающейся переслаиванием обломочных пород с покровами базальтов на плато Роколл. При этом тектоническая позиция отдельных ареалов (в Лабрадорской котловине, на поднятиях Риу-Гранди и Сан-Паулу) характеризуется их приуроченностью к районам седиментации в континентальной и мелководно-морской обстановке на предыдущем, позднеюрско-раннемеловом, этапе (рис. 20, 21, 22).

Частично эти ареалы отвечают гемипелагическим образованиям «черных сланцев», формирование которых началось на предыдущем этапе и продолжалось до коньякского времени в Ангольской котловине (скв. 364, 365), сеноман-туронского времени в Канарско-Атласской котловине (скв. 367, 368), сеноман-кампанского времени в Марокканской котловине (скв. 135, 370), преимущественно сеноманского времени в Северо-Американской котловине (скв. 105, 387, 391, 417, 418), сантонского времени в Гвианской котловине (скв. 144) и проходило в турон-коньякское время на севере Аргентинской котловины.

Несколько более раннее завершение накопления «черных сланцев» к северу от трасформного разлома Романш подчеркивает различия в строении и эволюции южного и центрального секторов Атлантического океана.

На подводной окраине континентов, т. е. в осевой зоне периокеанических систем опусканий, преобладают обломочные и карбонатные типы формаций, зачастую в ассоциации с базальтовой, тогда как эвапоритовая отсутствует. Эти черты также определяют отличие рассматриваемого комплекса от нижележащего.

Однако сочетание упомянутых формаций в периокеанических системах опусканий различно. В обрамлении ложа Индийского океана оно следующее: в Западно-Австралийской системе — терригенная мелководно-морская, а местами паралическая угленосная формации с маломощными прослоями дельтовых фаций; в Северо-Австралийском перикратонном прогибе терригенная и карбонатная формации мелководно-морского генезиса; в Бенгальском прогибе разрез представлен карбонатно-терригенной, паралической и карбонатной формациями; в Аравийском прогибе —

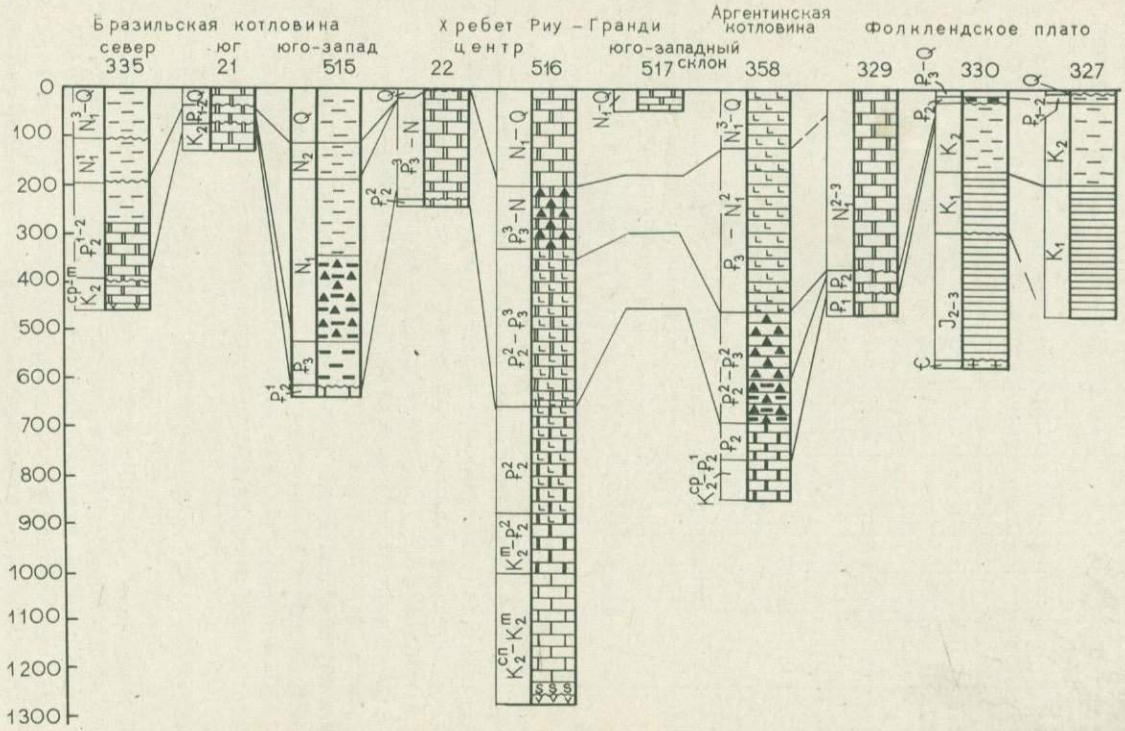


Рис. 20. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении Бразильская котловина — Фолклендское плато (см. рис. 10, профиль IX—IX).

Усл. обозначения см. на рис. 11

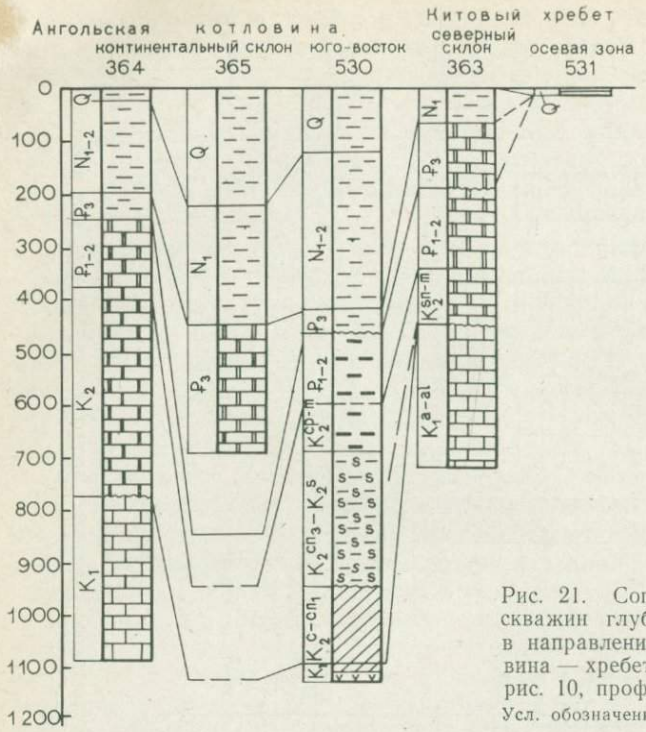


Рис. 21. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении Ангольская котловина — хребет Китовый (см. рис. 10, профиль VIII—VIII).
Усл. обозначения см. на рис. 11

мощной толщей платобазальтовой формации «деканских траппов» и мелководно-морской терригенной формацией; во всей Восточно-Африканской системе периокеанических опусканий единой карбонатно-терригенной формацией с большой долей обломочного материала, содержащей покровы базальтов на Мадагаскаре и плато Агульяс.

В аналогичных системах в обрамлении ложа Атлантического океана прежде всего обнаруживается некоторое сглаживание различий в формационном составе между южным и центральным секторами, тогда как в северном они не только сохраняются, но и усиливаются.

В южном секторе как на востоке, так и на западе комплекс представлен преимущественно двумя формациями мелководно-морского генезиса: карбонатной и терригенной, находящимися между собой в сложных пространственных и временных соотношениях. Амазонская впадина Гвианского и Бенуэ Гвинейского прогиба выделяются замещением упомянутых формаций толщей дельтовых отложений, т. е. опять-таки терригенной формацией, но прибрежно-морского происхождения. Кроме того, во впадине Пернамбуку-Параиба, являющейся крайним южным элементом Гвианского прогиба, они находятся в ассоциации с базальтовой формацией апт-туронского возраста.

В центральном секторе два основных типа формаций сохраняют свое значение при ведущей роли терригенной формации к северу от Блейк-Багамского плато вдоль всей подводной окраины континента.

Северный сектор отличается в формационном составе комплекса не только от центрального и южного, но и от восточной и западной систем периокеанических опусканий. Восточная характеризуется распространением карбонатной формации «писчего мела» позднемелового и терригенной мелководно-морской палеоцен-эоценового возраста. Западная отличается ассоциацией терригенной и карбонатной формаций позднемелового от платобазальтовой палеоцен-эоценового возраста.

Совместное рассмотрение особенностей строения и формационного состава двух комплексов дает основание для определения контуров периокеанических осадочно-породных бассейнов в пределах глубоководных котловин. Эти контуры протягиваются далеко в глубь континентов от подножия континентального склона, хотя и несколько различны для каждого из комплексов в отдельности. Латеральный ряд формаций от котловин к шельфу для каждого комплекса представляется в следующем виде: глубоководная карбонатная→глубоководная терригенная→она же измененная→мелководно-морские терригенные, карбонатная или вулканогенно-осадочная.

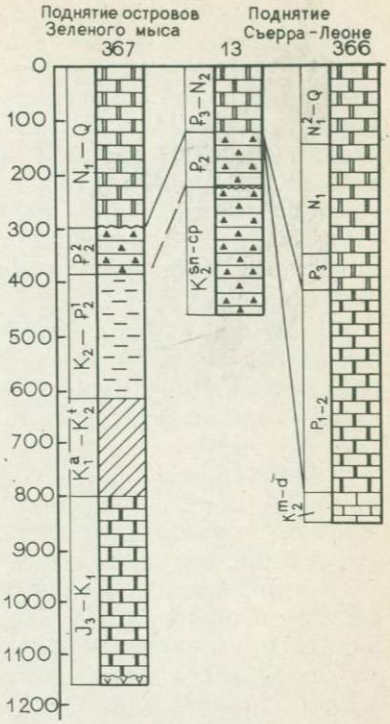


Рис. 22. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении о-ва Зеленого Мыса — поднятие Сьерра-Леоне (см. рис. 10, профиль X—X).

Усл. обозначения см. на рис. 11

Таким образом, как и в предыдущем комплексе, осадочно-породные бассейны в океанических котловинах обрамлены областями распространения неуплотненных и слабоуплотненных осадков.

Регионы окраинных и внутренних морей по рассматриваемому параметру изучены значительно меньше, что определяется залеганием комплекса во многих случаях под мощным покровом более молодых отложений. Тем не менее некоторые общие черты его состава все же могут быть намечены. Они определяются: участием в разрезе чехла отдельных котловин вулканогенных и осадочных образований слоя 2*A*; замещением порой орогенных или платформенных формаций глубоководными в направлении от шельфа к котловине.

В Дальневосточном регионе примером второго тезиса является Берингово море, где орогенные типы формаций (вулканогенно-осадочная терригенная и угленосная) замещаются в Алеутской котловине синхронной по возрасту глубоководной. Охотское и Японское моря, где котловины намного моложе Алеутской, отличаются достаточно локализованным краевыми частями шельфа распространением терригенных типов формаций как мелководно-морского, так и континентального происхождения. Относительно глубоководные условия седиментации можно предполагать только для позднемеловых отложений Западно-Сахалинского миогеосинклинального прогиба.

Напротив, в Филиппинском море (рис. 23), где распространение отложений эоценового возраста ограничено его окраинами, они представлены преимущественно формациями глубоководного генезиса — карбонатной, кремнистой и вулканогенно-осадочной (скв. 232, 459, 460).

Принципиально иной состав комплекса на северо-востоке Соломонова моря в пределах одноименной островной дуги. Здесь его слагают образования слоя 2*А*, т. е. глубоководная карбонатно-кремнистая формация и щелочные базальты.

К юго-западу от Соломонова моря, в рифтогенных прогибах на шельфе Кораллового и Тасманового морей, пользуется распространением терригенная формация — паралическая на северо-западе Кораллового моря, континентальная на юго-западе Тасманова моря, паралическая и мелководно-морская на Новозеландском краевом плато. К котловине Кораллового моря на эоценовом уровне происходит замещение глубоководной карбонатной формации (скв. 209, 210, 287), а на хребте Лорд-Хау в Тасмановом море отложения терригенной мелководно-морской формации залегают на риолитах, изливавшихся в субаэральной обстановке (скв. 287).

Мексикано-Карибский регион подобно Атлантическому океану характеризуется наличием перерывов на двух уровнях: верхнемеловом — палеогеновом и эоценовом. Нижний более показателен для Мексиканского залива, где отложения позднего мела сокращены по мощности, а на отдельных блоках отсутствуют (скв. 94, 95, 535, 538). Верхний — отвечает хребтам Авес и Беата в Карибском море(скв. 150, 151). Карибское море обнаруживает также черты сходства с Соломоновым, поскольку карбонатные образования низов комплекса входят в состав слоя 2*А* котловин Венесуэльской и Колумбийской (скв. 146/141, 152, 153). Его аналогами являются «формация Думиссоу» и свита Эль-Кобре. Выше залегают породы глубоководной карбонатно-кремнистой формации, которые замещаются к шельфу карбонатно-терригенной мелководной морской формацией, иногда с рифовыми массивами. Последняя, в свою очередь, перекрыта грубообломочной молассовой формацией эоценового возраста.

В Мексиканском заливе могут быть намечены и некоторые элементы замещения формаций по латерали. На восточном и северо-восточном отрезках континентального склона распространен позд-

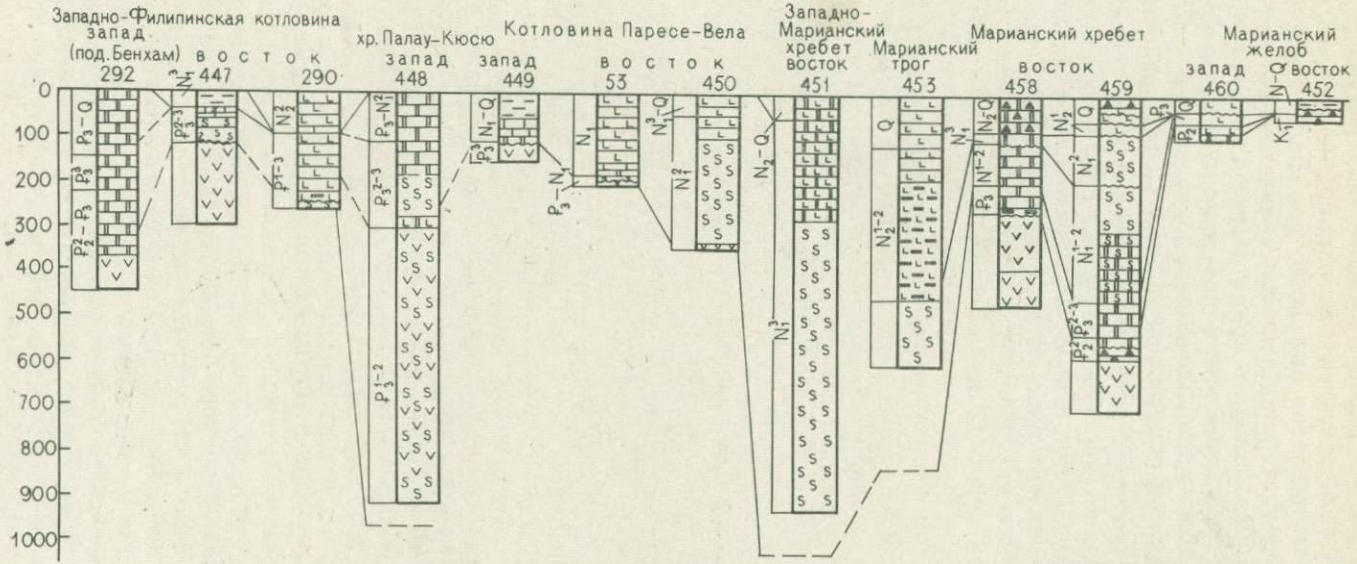


Рис. 23. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения через Филиппинское море (см. рис. 10, профиль I—I) по формациям.

Усл. обозначения см. на рис. 11

немеловой барьерный риф. Он перекрыт терригенной формацией палеоцен-эоцена, относительно глубоководной в районе континентального склона Юкатанского полуострова, т. е. на обрамлении позднеюрско-раннемелового рифового тренда Ла Реформа. В северном направлении терригенная формация сменяется более глубоководной карбонатно-терригенной, а затем на шельфе и континентальном склоне Галф-Коста вновь терригенной, но прибрежно-морского и дельтового происхождения.

Средиземноморско-Персидский регион от Персидского залива до Адриатического моря включительно выделяется распространением мощной толщи карбонатной формации, которая на отдельных участках замещается гипсово-ангидритовой и рифовой. Подобный разрез, за исключением гипсово-ангидритовой формации, характерен и для северного шельфа Алжиро-Прованской и Балеарской котловин. Напротив, на шельфах Красного моря комплекс представлен терригенной, преимущественно континентальной формацией «нубийской серии» с вулканитами основного состава.

Черноморско-Каспийский регион ассоциацией формаций в пределах морского продолжения континентальной коры напоминает Северное море, поскольку разрез комплекса слагают карбонатная формация позднемелового, терригенная и терригенно-карбонатная палеоцен-эоценового возраста. В Колхидском и Бургасском прогибах, т. е. на центроклиналях Черноморской впадины, усложнение в упомянутую ассоциацию формаций вносят вулканиты известково-щелочной серии (см. рис. 6).

Арктический регион краевых морей отличается от Средиземноморско-Персидского и Черноморско-Каспийского преимущественным распространением обломочных формаций — терригенной мелководно-морской, сероцветной и угленосной паралической.

В Антарктическом регионе краевых морей формационный состав комплекса пока может быть намечен только в западном шельфе моря Уэдделла. Здесь он представлен разновидностями молассовой формации — терригенной мелководно-морской, грубообломочной и вулканогенно-осадочной, включающей туфы, игнимбриты и базальты.

ГЛАВА 7. ОЛИГОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс в отличие от нижележащих распространен почти на всей площади Мирового океана. Из 558 скважин глубоководного бурения только в 11 установлены непосредственные выходы на поверхность морского дна доолигоценовых образований. Осадки комплекса залегают на весьма гетерогенной поверхности — на шельфе и в пределах доолигоценовой океанической коры на разновозрастных более древних осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях (в частности, в обширных контурах отсутствия эоцена) не только на осадках палеоцена, но порой верхнего мела

и даже нижнего, а в пределах олигоцен-плейстоценовой океанической коры, отвечающей ряду котловин краевых морей и в океанах внутриокеаническим подвижным поясам, непосредственно на базальтах второго слоя. Он характеризуется еще несколькими особенностями: сокращением стратиграфического объема до миоцен-плейстоцена и плиоцен-плейстоцена в зонах некоторых островных дуг и ряда котловин краевых морей, а также в осевой части срединных хребтов между 7 и 1 аномалиями магнитного поля; участием в его составе осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций преимущественно мелководно-морского и глубоководного генезиса, тогда как формации, накапливавшиеся в континентальной и прибрежно-морской обстановке, пользуются крайне ограниченным распространением; весьма своеобразным распределением мощности, варьирующей от 0,1 до 4—6 км, а в исключительных случаях до 10—18 км.

7.1. Распределение мощности

Во **внутренних частях океанов** в строении комплекса обнаруживаются черты сходства и различия. Сходство заключается в малых значениях его мощности, нарастающей от 0,1 км вблизи осевой зоны срединных хребтов до 0,5, изредка 1 км в глубоководных котловинах. Сокращение мощности до 0,1 км, а порой и полное отсутствие намечаются также на глыбовых и вулканогенных хребтах. Различие определяется влиянием на распределение мощности в Тихом океане выделенной А. П. Лисицыным субширотной климатической зоны, тогда как в Индийском и Атлантическом океанах обнаруживается существенная зависимость от горизонтальных перемещений блоков океанической коры по трансформным разломам (рис. 24).

В пределах собственно ложа Тихого океана условия залегания и распределения мощности отражают прежде всего различия в строении юго-восточной и западной тектонических областей. Первая из них выделяется сокращенным на большей части площади, т. е. в контурах аномалии 7 магнитного поля, миоцен-плиоценовым стратиграфическим диапазоном комплекса, а также его залеганием повсеместно непосредственно на базальтах второго слоя океанической коры. Внутренние поднятия, где осадки отсутствуют или распространены прерывисто с мощностью менее 0,1 км, отвечают хребтам Галапагосскому, Чилийскому, Скоша (скв. 424, 425, 319). Эти минианалоги внутриокеанических подвижных поясов подразделяют рассматриваемую область на три впадины с минимальной (0,1—0,25 км) мощностью (скв. 156/157, 321). Она увеличивается сначала до 0,5 км (скв. 155, 322, 323, 325) в направлении к континентальным окраинам, а затем лишь на отдельных участках моря Скоша, котловины Беллинсгаузена и юга Чилийского желоба до 2—4 км. В последних случаях комплекс принимает участие в строении генетически различных осадочно-

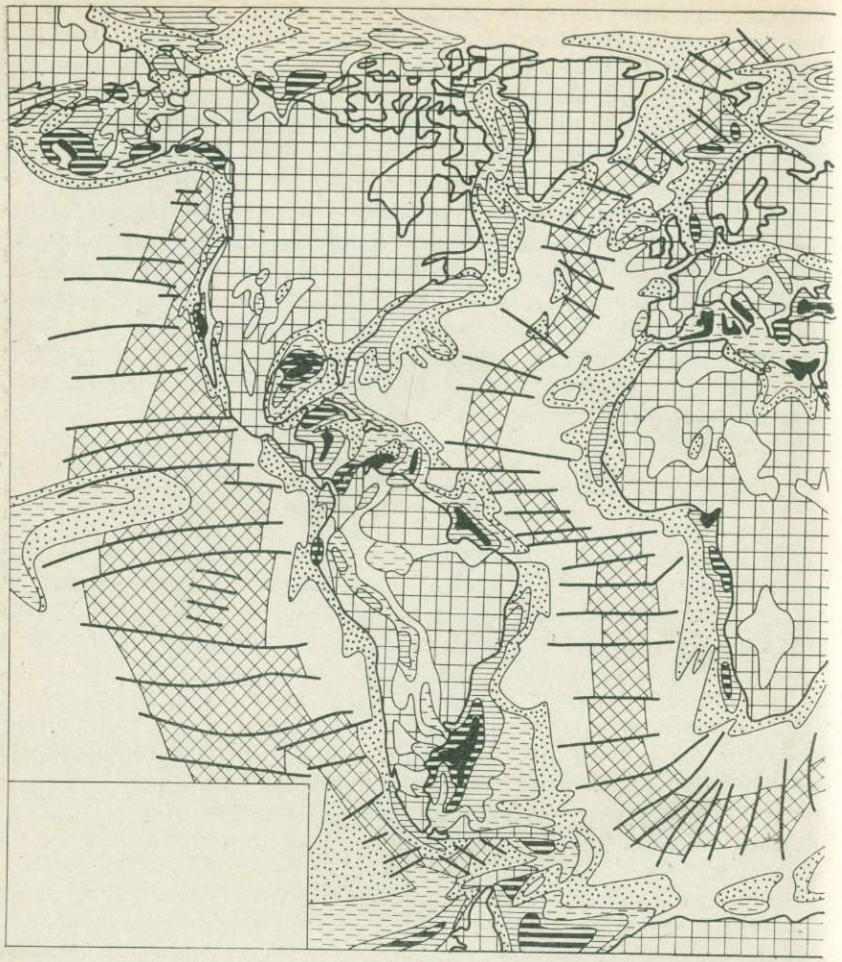
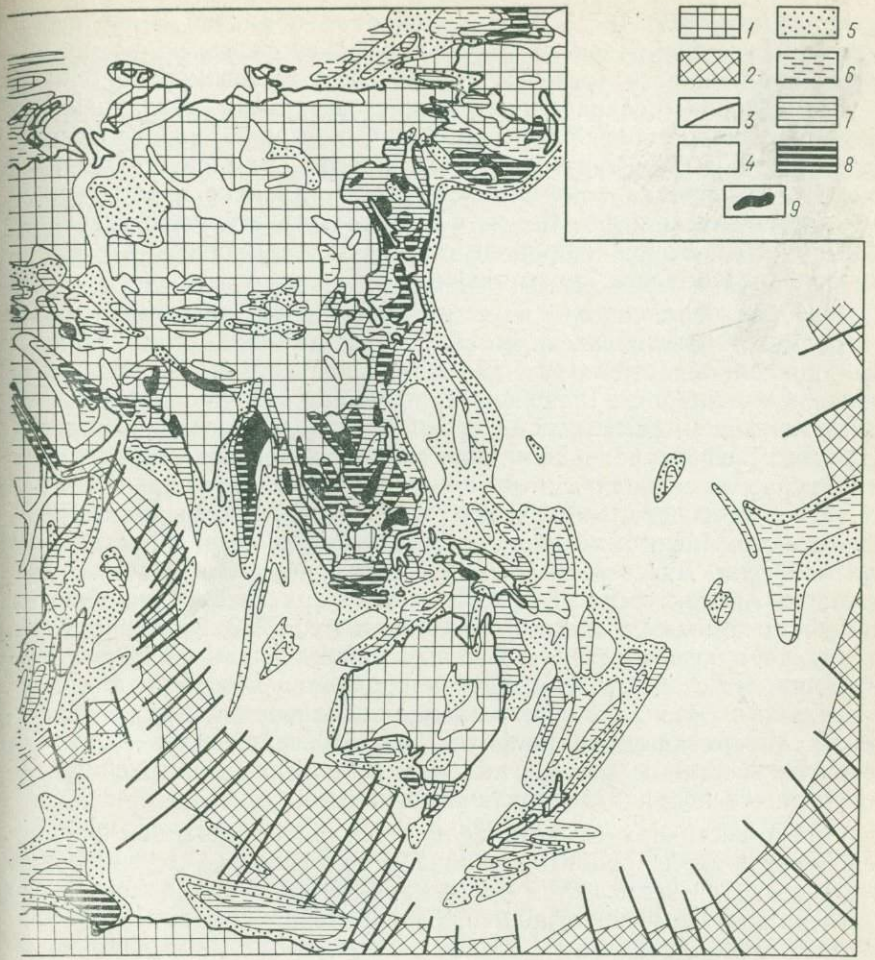


Рис. 24. Схема распределения мощности олигоцен-плейстоценового комплекса.
1 — области отсутствия отложений; *2* — послеэоценовая океаническая кора в срединных зо-
3 — трансформные разломы; *4—9* — мощности отложений (*4* — менее 0,25 км, *5* — от 0,25 до

породных бассейнов — активных (море Скоша) и пассивных (обрамление Антарктиды) окраин. Простирания зон относительно повышенной и пониженной мощности отвечают ориентировке полосовых аномалий магнитного поля, порой дискордантным к направлению Чилийского и Центрально-Американского желобов.

Западная область отличается присутствием осадков комплекса преимущественно в полном стратиграфическом объеме, условиями залегания, распределением мощности. Внутренние районы отсутствия отложений для нее не характерны, если не иметь в виду разновозрастные вулканогенные хребты, где строение осадочного чехла во многих случаях не выяснено. Однако именно в ее пределах



нах внутриокеанических хребтов с прерывистым распространением осадков комплекса;
0,5 км, *6* — от 0,5 до 1 км, *7* — от 1 до 2 км, *8* — от 2 до 4 км, *9* — свыше 4 км)

находятся наиболее обширные из известных в океанах ареалы отсутствия отложений эоценового возраста (см. рис. 30).

Главным элементом комплекса в этой области Тихого океана является субширотная зона увеличенной до 0,5—0,55 км мощности, которая наложена как на Восточно-Тихоокеанский хребет, так и чехол котловины Восточной. Вблизи вулканического хребта Лайн ориентировка зоны меняется на северо-западную, а мощность, по-видимому, сокращается вверх по восстанию до 0,3 км. К западу от Главного Тихоокеанского георазделa на фоне минимальной (менее 0,1 км) мощности имеет место ее увеличение до 0,5—1 км лишь в отдельных тектонических блоках — поднятиях Манихики и Ма-

геллана (скв. 317, 167). Одновременно на поднятии Шатского и некоторых других вверх по восстанию фиксируется, напротив, сокращение мощности (скв. 47, 48, 17, 306). Ориентировка блоков с увеличенной и сокращенной мощностью самая различная, но преимущественно дискордантная как к Восточно-Тихоокеанскому хребту, так и структурам островодужного обрамления. Одновременно ориентировка во многих случаях согласна с простиранием вулканогенных хребтов. Все это свидетельствует о существенных различиях в истории и природе отдельных тектонических элементов западной области Тихого океана.

В Индийском океане различия в распределении мощности между тектоническими областями не менее существенны. Для южной области получено наименьшее количество данных о значениях мощности. В первом приближении предполагается, что здесь на фоне минимальной (0,1—0,25 км) мощности комплекса получают распространение четыре зоны, отделенные друг от друга структурными седловинами и поднятием Кергелен. В пределах последнего, имеющего размеры 2000×300 км, осадочные слои олигоцен-плейстоценового возраста отсутствуют либо распространены спорадически. Две северные из этих зон прижаты к склонам Африканско-Антарктического и Австрало-Антарктического хребтов, а мощность комплекса здесь 0,28—0,45 км (скв. 250, 265, 266). Юго-восточная и юго-западная зоны выделяются плавным нарастанием мощности от 0,5 до 1—2 км в направлении к подножию континентального склона, т. е. к осадочно-породным бассейнам обрамления Антарктиды, но, напротив, резким градиентом мощности вверх по восстанию слоев к выходам на поверхность архей-протерозойского основания Антарктического щита.

Северо-восточная область отличается более сложным распределением и иной ориентировкой зон сокращения и увеличения мощности. Для нее в целом более характерны субмеридиональные и северо-восточные простирания, обусловленные подвижками блоков по субмеридиональным разломам, которые ограничивают хребты Девяностого градуса, Мальдивский и Меррей, а также нарушениям северо-восточной и в меньшей степени северо-западной ориентировок. Все это определяет преобладание дискордантных простираний в строении комплекса над согласными по отношению как к индоокеанским хребтам, так и структурам обрамления, включая островодужные. Определенное усложнение в распределение мощности вносит внутренняя зона отсутствия или спорадического распространения крайне маломощных осадков, совпадающая в плане с вулканогенными хребтами и поднятиями в котловинах Кокосовой и Западно-Австралийской. Здесь же отсутствуют, вероятно, слои эоценового возраста. Еще два относительно локальных участка отсутствия эоцена обнаружены на юге хребта Девяностого градуса и на глыбовых поднятиях субмеридиональной ориентировки, сопряженных с хребтом на западе, т. е. на склоне Бенгальской котловины.

В соответствии с отмеченными особенностями распределение даже минимальной (0,1—0,25 км) мощности на фоне общего ее увеличения до 1 км к подножию континентального склона достаточно отчетливо отражает общий структурный план. Одновременно оно индивидуально в разных районах рассматриваемой области Индийского океана. На юго-востоке, т. е. в Южно-Австралийской котловине, простирания согласны с ориентировкой аномалий магнитного поля и смещением по трансформным разломам блоков Австрало-Антарктического хребта. Хребет Девяностого градуса и вулканогенные хребты Кокосовый и Западно-Австралийский разделены зоной повышенной до 0,5—1 км мощности северо-восточной ориентировки, которая совпадает в плане с котловиной Уортон (скв. 212). В Бенгальской котловине и на Мальдивском хребте ориентировка меняется на субмеридиональную, осложненную ундуляциями к югу от Цейлона. Аравийская котловина выделяется повышенной до 1—1,5 км мощностью (скв. 222), а также сочетанием северо-западных и северо-восточных ориентировок, субпараллельных Индостану и простиранию хребта Меррей.

Пассивные окраины этой области характеризуются почти повсеместно залеганием комплекса с незначительным стратиграфическим несогласием и элементами прислонения на подстилающих отложениях, но структурная позиция отдельных периокеанических прогибов и мощность олигоцен-плейстоцена в каждом из них все же различны. На юге Австралии ориентировка прогибов согласная с распространением континентального склона. Максимальная мощность в их осевых зонах изменяется от 0,5 км (поднятие Миль) до 2 км (запад Тасмании) и 1 км (шельф синеклизы Юкла). Западная окраина Австралийского кратона выделяется отсутствием отложений комплекса на значительной части площади шельфа и внешнего, океанического края плато Эксмут. Здесь же на другом краевом плато Натуралист комплекс пользуется прерывистым распространением и мощностью менее 0,1 км (скв. 258, 264). В грабенах Перт и Карнарвон, а также во внутренней части плато Эксмут, являющихся основными структурными элементами западного шельфа Австралии, мощность комплекса порядка 0,5 км. Аналогичные значения мощности и на северо-западном шельфе, т. е. в окраинных морях Тиморском и Арафурском. В последнем случае получают развитие две впадины, отделенные структурной седловиной субмеридиональной ориентировки, где мощность сокращается до 0,5 км (скв. 262). Осевая зона впадин тяготеет к континентальному склону, а мощность достигает 4 км в северо-восточной из них, расположенной вблизи Тимора, и, напротив, чуть более 1 км в юго-западной на обрамлении Кокосовой котловины.

Окраины Индостана отличаются преимущественно дискордантной ориентировкой периокеанических прогибов и лавинной седиментацией в олигоцен-плейстоценовое время. Особенно это касается Бенгальского прогиба, где отмечается экстремальная мощность порядка 12—15 км. Повышенная до более 2 км мощность фиксируется здесь в одноименной котловине и южнее Шри Ланка,

поскольку скв. 218 вскрыто 773 м осадков только позднего неогена — плейстоцена. На западной окраине в грабенах Кач и Камбейском, которые входят в состав Аравийского периокеанического прогиба, мощность составляет соответственно 2—3 и 4—5 км. Порядка 2—4 км она и в Оманском прогибе — крайнем северо-западном элементе данной тектонической области.

Западная область по рассматриваемым параметрам еще более своеобразна. Внутренние районы отсутствия отложений представлены здесь не вулканогенными хребтами, а выступами нижне-среднепротерозойского основания на Мадагаскаре и позднепротерозойского на Сейшельских островах. Первый из них является лишь обширным элементом более протяженной субмеридиональной полосы поднятий, в состав которого к югу от Мадагаскара входит одноименный хребет, а к северу — хребет Чейн. На этих хребтах мощность комплекса от 0,1 до 0,25 км, а на хребте Чейн отсутствуют в разрезе слои эоценового возраста (скв. 246/247, 234, 235).

Распределение мощности к востоку и западу от субмеридиональной полосы поднятий весьма различно. На востоке, как это установлено разведочным бурением, имеет место определенный феномен в строении чехла океанической коры — дугообразно изогнутая к востоку зона увеличенной до 1,3 км мощности комплекса, которая совпадает в плане с Маскаренским хребтом. Эта зона является, вероятно, генетическим аналогом поднятий Манихики и Магеллана в ложе Тихого океана, поскольку во всех этих случаях увеличение мощности происходит от котловин к оси поднятий. Однако по площади Маскаренская зона самая крупная. В пределах Мадагаскарской котловины отмечается лишь незначительная ундуляция мощности в диапазоне от 0,1 до 0,5 км.

На северо-западе области, в Сомалийской котловине, преобладает сочетание северо-западной и северо-восточной ориентировок в распределении мощности при общей ее тенденции к увеличению от 0,25 до 1 км в сторону континентального подножия. Северо-западная ориентировка отвечает простиранию вулканогенных хребтов на севере Мозамбикского пролива и на юге Сомалийской котловины — Коморского, Ассампшен-Космоледо; северо-восточная — простиранию зоны хребтов Чейн и Меррей. На юго-западе, в пределах Мозамбикской котловины, на фоне преобладающей субмеридиональной ориентировки устанавливается опять-таки внутренняя зона сокращенной до 0,25 км мощности, отвечающая одноименному хребту. На этом хребте (в разрезе) отсутствуют также отложения эоценового возраста (скв. 248, 249, 250).

Еще одна зона поднятий протягивается к югу от побережья Африки к о-ву Европа в Мозамбикском проливе. Она выделяется по сокращенной до 0,5 км мощности комплекса. Между этими двумя зонами поднятий, а также к западу и востоку от них располагаются системы субмеридиональных, четковидно и кулисно сочлененных прогибов, где мощность увеличивается до 0,5—1 км.

Общая тенденция к формированию внутренних поднятий, хотя и в значительно меньших масштабах, сохраняется и на крайнем

юго-западе Индийского океана в котловине Агульяс, где на одноименном глыбовом поднятии океанической коры отложения комплекса отсутствуют или распространены спорадически. Одновременно это поднятие является океаническим обрамлением периокеанического прогиба в пределах краевого плато Агульяс. Непосредственно в рассматриваемой котловине мощность комплекса от 0,1 до 0,25 км.

Своеобразие распределения мощности на восточной окраине Африканского континента определяется относительно низкими ее значениями, которые составляют 1—2,5 км в Сомалийском и Мозамбикском прогибах и сокращаются до 0,5 км в прогибе Агульяс. Простирание осевой зоны этих прогибов преимущественно согласное с ориентировкой континентального склона, а разделом служат структурные седловины с мощностью комплекса менее 0,5 км. Наиболее сложным по строению является Мозамбикский, который состоит из трех, относительно изолированных впадин. Две из них располагаются на шельфе и склоне, а третья пересекает склон и продолжается в глубоководной котловине Мозамбикского пролива. В сущности это единственный случай дискордантной ориентировки на всем протяжении рассматриваемой пассивной окраины.

В Атлантическом океане в отличие от Тихого и Индийского намечается существенное сходство в строении комплекса восточной и западной тектонических областей при наличии определенных различий с северной тектонической областью.

Черты сходства заключаются в нескольких показателях: распространение осадков комплекса к востоку и западу от 7 аномалии магнитного поля преимущественно в полном стратиграфическом объеме; наличии в пределах котловин минимальной (0,1—0,25 км) мощности при крайне постепенном ее увеличении до 0,1—1,0 км в сторону океанического крыла периокеанических прогибов; зависимости ундуляций мощности от горизонтальных перемещений блоков по трансформным разломам; преобладании согласных с простиранием магнитных аномалий в пределах Срединно-Атлантического хребта и глубоководных котловин ориентировок в распределении мощности при подчиненном значении дискордантных; редких случаях формирования внутренних поднятий и выступов с отсутствием и спорадическим распространением отложений комплекса и чехла в целом.

На юге восточной области такие участки связаны с серией приразломных поднятий океанической коры на разделе между котловинами Агульяс и Капской, хребтом Китовый, вулканогенным хребтом о-вов Фернандо-По. При этом на хребте Китовый вытянутые по его простиранию участки отсутствия чередуются с грабенами, где мощность комплекса 0,1 км. Все эти хребты и поднятия имеют единую северо-восточную ориентировку, дискордантную к континентальному склону. На севере они отвечают сводовому поднятию океанической коры Сьерра-Леоне, вулканогенным хребтам о-вов Зеленого Мыса, Канарских, Мадейры и подводных гор Атлантис—Грейт-Метеор и Ампер-Жозефин. Поднятия подводных

гор и Канарских островов отличаются также отсутствием отложений эоценового возраста (скв. 397).

Строение комплекса на пассивной окраине во многом аналогично тектоническим областям Индийского океана, что выражается в ряде признаков: отсутствии отложений олигоцен-плейстоценового возраста на отдельных протяженных участках шельфа; структурных соотношениях с подстилающими осадочными образованиями; сочетании продольных и поперечных ориентировок в позиции периокеанических прогибов; сочленении прогибов между собой. В свою очередь, распределение мощности почти в каждом из них характеризуется индивидуальными чертами.

Два самых южных— Капский и Ангольский — состоят из серии вытянутых по простиранию шельфа кулисно сочлененных впадин (Оранжевой, Мосамедиш, Кванза, Габонской и др.), где мощность комплекса свыше 2 км. Сокращение мощности резкое на восточных бортах и более постепенное с элементами северо-восточной ориентировки на западных, океанических.

Гвинейский прогиб в отличие от двух предыдущих ориентирован дискордантно к континентальному склону. Он состоит из двух субпараллельных впадин, разделенных зоной сокращенной до 1 км мощности. В северо-западной из них, которая приурочена к морскому продолжению наиболее опущенного блока в теле рифта Бенуэ, мощность достигает 6—8 км. Однако далее к западу вдоль всего северного шельфа Гвинейского залива значения мощности порядка 0,25—0,5 км.

Сенегальский прогиб в структуре рассматриваемого комплекса представляет не менее сложное образование. На его южной периклинали намечаются две ветви с мощностью олигоцен-плейстоценовых отложений 0,5 и 2 км, а на северной — три ветви. Две западные из них с мощностью 2 км располагаются на склоне и в котловине, а третья с мощностью до 1,5 км — на континенте.

Прогиб Ааюн отделен от Сенегальского структурной седловиной и обладает сложно изогнутыми очертаниями, дискордантными к континентальному склону. Мощность комплекса здесь чуть более 2 км.

Далее на северо-западной окраине Африки и морском обрамлении Иберийского полуострова мощность комплекса от 0,25 до 0,5 км. Она увеличивается до более 1 км лишь на морском продолжении Аквитанского прогиба и впадины Ла-Манша, причем в обоих случаях ориентировка зоны увеличенной мощности поперечна к континентальному склону.

В пределах западной области природа внутренних поднятий еще более разнообразна, чем в восточной. Они включают выступ докембрийского основания Фолклендских островов, сводовое поднятие океанической коры на юге Аргентинской котловины и отдельные участки блокового Багамского поднятия, вулканогенные хребты Риу-Гранди (здесь в отдельных грабенах мощность комплекса составляет до 0,25 км; скв. 22, 35), вулканогенные хребты Келвин и частично Бермудский, аналогичные хребты подводных

гор Виктория—Мартин-Вас и Фернанду-ди-Норонья—Рокас, а также ряд безымянных подводных гор и выступов океанической коры, сосредоточенных на разделе между Бразильской и Гвианской котловинами. В последних двух случаях довольно очевидно, что вулканические аппараты и протрузии прорывают чехол и обнаруживают этим самое недавнее свое образование. Кроме того, контур распространения подводных гор и протрузий между Бразильской и Гвианской котловинами, равно как и выступы Блейк-Багамского плато, выделяются отсутствием осадков эоцена.

В отличие от восточной области все эти поднятия характеризуются преобладанием субширотных простираний и тяготением к продолжениям трансформных разломов. Субмеридиональные и северо-западные (хребет Келвин) простирания имеют подчиненное значение, причем северо-западные отражают лишь разворот трансформного разлома Океанограф.

В пределах пассивной окраины строение комплекса является во многом как бы зеркальным отображением восточной области, но наряду с этим имеются и многие элементы различия.

Самый южный из периокеанических прогибов (Аргентинский) в контурах изопахи олигоцен-плейстоценовых отложений 1 км имеет размеры 4,5×1,5 тыс. км и по своей площади один из самых крупных в Мировом океане. В распределении мощности этих отложений отражен общий структурный план прогиба, т. е. серия преимущественно торцеобразно сочлененных впадин, которые разделены рядом внутренних поднятий (Десеадо, Фолклендским и др.). На юге, в субширотно ориентированных впадинах (Магеллана и Мальвинас) мощность комплекса более 2 км и увеличивается до 4—5 лишь на небольших участках. Во впадинах аналогичной ориентировки, которые рассекают шельфовую зону (Колорадо, Саладо, Байя-Бланка), мощность несколько меньше (от 0,5 до 2 км). Северные впадины (Пелотуш и Сантуш) ориентированы согласно континентальному склону, а мощность здесь от 1 до 2—3 км. Непосредственно вдоль упомянутого склона, а также в тяготеющем к нему районе глубоководной котловины развита основная в Аргентинском прогибе протяженная субмеридиональная зона увеличенной до более 4 км мощности, где образования комплекса прислонены к более древним горизонтам чехла.

Бразильский периокеанический прогиб отличается от Аргентинского значительно меньшей мощностью комплекса и преобладанием согласной с континентальным склоном ориентировкой в ее распределении. Одновременно здесь обнаруживаются элементы сходства с Сенегальским прогибом, поскольку в северном направлении он как бы дифференцируется на три ветви. В двух основных его впадинах — Кампуш и Эспириту-Санто — мощность порядка 2 км. Северная часть Бразильского прогиба, отвечающая грабенам Реконкава, Сержипе и Алагас, не отражена в строении рассматриваемого комплекса, поскольку его мощность не превышает 0,25 км. Именно здесь же океаническое ложе котловины осложнено многочисленными подводными вулканами.

Гвианский периокеанический прогиб включает ряд впадин, которые по строению комплекса весьма различны. Две южные из них (Сеара и Барейриньяс) ориентированы дискордантно к континентальному склону, а мощность порядка 1—2 км. Центральная (Амазонская) и северная (Оринокская) обладают аналогичным простиранием, но в зоне шельфа и склона относятся к категории районов лавинной седиментации, поскольку мощность олигоцен-плейстоценовых отложений достигает 6—8 км. Вдоль северо-восточного борта данного прогиба в целом, в отличии от западного, распределение мощности отвечает простиранию аномалий полосового магнитного поля с элементами ундуляции, напоминающими кулисное сочленение. Таким образом, по наличию депоцентров лавинной седиментации Гвианский прогиб обладает сходством с Бенгальским и Гвинейским, а по ориентировке увеличенной и сокращенной мощности, прежде всего с Аргентинским.

В Северо-Американском периокеаническом прогибе своеобразие строения комплекса заключается как бы в обратной ориентировке распределения мощности на разных его бортах. В пределах северо-западного борта, где местами отложения на шельфе отсутствуют, это распределение согласно с простиранием континентального склона, а на юго-восточном океаническом борту, напротив, дискордантно. Во многом это вызвано распространением здесь отмеченных выше генетически различных поднятий: Блейк-Багамского, Бермудского и хребта Келвин. Общий диапазон изменения мощности в этом прогибе от 1 до 2 км, причем наиболее повышенные значения отвечают относительно замкнутым впадинам на Блейк-Багамском плато и впадине Балтимор с осевой зоной в подножии континентального склона.

Строение комплекса в Ньюфаундленд-Лабрадорском прогибе характеризуется преобладанием согласной ориентировки не только с простиранием континентального склона, но и полосовых магнитных аномалий. Только в одной из впадин, осложняющих его строение, — Св. Лаврентия — ориентировка осевой зоны оказывается дискордантной. Одновременно отдельные впадины, входящие в состав рассматриваемого прогиба, получают отражение в повышенной мощности олигоцен-плейстоценовых отложений. Подобная ситуация имеет место лишь во впадинах Ново-Шотландской, Св. Лаврентия, Западной и Восточной Лабрадорских, где эта мощность превышает 2 км. Остальные впадины (Джорджия, Большой Банки, Ньюфаундлендская) намечаются по ундуляциям мощности порядка 0,5 км. При этом при преобладающих кулисных сочленениях впадин одна (Св. Лаврентия) торцеобразно ориентирована по отношению к впадинам Ньюфаундлендской и Большой Банки.

Северная тектоническая область отличается прежде всего строением комплекса в Лабрадорской котловине, где имеет место сочетание узких, вытянутых к северо-западу зон сокращенной и повышенной мощности. В ее центре над погребенной затухшей осью спрединга мощность порядка 0,5 км. К Срединно-Атлантическому хребту она сокращается до 0,25—0,1 км и, напротив, возра-

стает в направлении к континентальному подножию Америки и Гренландии до 1—2 км. Именно в подобном чередовании отражается сложный вулканогенный рельеф поверхности океанической коры этой котловины.

Еще один своеобразный элемент данной области — Исландия, где мощность одновозрастных комплексу базальтовых лав с редкими прослоями осадков до 2—4 км. В генетическом плане вулканогенный комплекс Исландии является аналогом второго слоя океанической коры, но с повышенной против присущей этому слою мощностью в пределах внутриокеанических подвижных поясов.

Внутренние участки отсутствия или прерывистого распространения осадков мощностью около 0,1 км немногочисленны и малы по площади. Один из них располагается на океанической коре к северу от разлома Гиббса, три — на Фареро-Исландском пороге и хребте Ян-Майен с иным, близким к континентальному, типом земной коры (скв. 337, 343, 349, 409), а четвертый отвечает затухшей оси спрединга в Норвежской котловине. Последний случай выделяется и отсутствием в разрезе слоев эоценового возраста, что датирует время активного разрастания океанической коры Норвежской котловины и период миграции оси спрединга с образованием хребтов Колбенсей и Мона.

Общий план распределения мощности характеризуется преобладанием простираний, согласных с ориентировкой крупных структурных элементов северной области. При преобладающих значениях мощности 0,25—0,5 км она увеличивается до 0,8 км на плато Роколл (скв. 116/117) и, по-видимому, насколько можно судить по результатам геофизических работ, до 1—2 км в Лофотенской котловине.

Пассивные окраины этой области, а также сопредельные краевые моря (Баффина, Ирландское, Северное, Балтийское с Ботническим и Финским заливами) отличаются от других районов Мирового океана прежде всего отсутствием отложений олигоцен-плейстоценового возраста на значительных пространствах шельфа. Одновременно в распределении мощности преобладает согласная с континентальным склоном ориентировка. Противоположная ситуация скорее кососекущей ориентировки присуща только Североморской синеклизе, где комплекс мощностью от 1 до 3 км выполняет обширную наложенную впадину с осевой зоной вдоль рифта Викинг. Ее продолжением является впадина на юге шельфа Скандинавского полуострова, но она не прослеживается севернее Лофотенских островов. Последние представляют поднятия в структуре каледонид, которые отделяют Североморско-Норвежскую систему впадин от Беринговоморской. Последняя относится к Арктическому региону окраинных морей и будет рассмотрена ниже.

На западе северной тектонической области значение мощности превышает 2 км только в рифте Мелвил на востоке моря Баффина, тогда как вблизи Баффиновой Земли оно чуть более 1 км. Остальное обрамление Гренландии почти не изучено, и можно лишь предполагать, что мощность олигоцен-плейстоценовых отложений будет превышать 0,25—0,5 км.

Регион морского обрамления островных дуг и горных сооружений по периферии ложа Тихого океана еще более неоднороден. В соответствии с особенностями распределения мощности олигоцен-плейстоценового комплекса здесь могут быть выделены пять крупных секторов: Южно-Центрально-Американский, Северо-Американский — Алеутский, Камчатско-Японский, Филиппинский, Новогвинейско-Новозеландский.

Южно-Центрально-Американский сектор характеризуется наличием вытянутых по простиранию шельфа, достаточно разобщенных, различной протяженности впадин — Чилийской, Гуаякиль, Панамской, Центрально-Американской и других, где мощности комплекса 1—2 км, а порой достигают 2—4 км. На обширных пространствах между впадинами преобладают минимальные (менее 0,5 км) мощности.

Северо-Американско—Алеутский сектор отличается от предыдущего развитием большого числа кулисно сочлененных впадин, во многих случаях косо ориентированных по отношению к простиранию Кордильер, что отражает сдвиговые перемещения блоков на шельфе по продолжению трансформных разломов, рассекающих ложе океана. Мощность комплекса достигает экстремальных значений (18—20 км) во впадине Вентура — Санта-Барбара, приуроченной к району одноименного пролива и продолжающейся на бордерленде Калифорнии. В остальных впадинах этого же бордерленда (Лос-Анджелес, Салинас, Санта-Мария и Ил) значения мощности до 6—8 км. К югу и северу от бордерленда Калифорнии процесс осадконакопления был значительно менее интенсивным, поскольку мощности в осевых зонах ряда небольших по площади впадин вплоть до Аляскинского залива не превышают 1—2 км и только во впадинах залива Кука и пролива Шелихова увеличиваются до 4 км. Вдоль Алеутской дуги ориентировка впадин меняется на согласную с ее простиранием, а мощность составляет 1—2 км.

Камчатско-Японский сектор выделяется распространением сложносочлененной системы окраинно-дуговых и внутридуговых впадин, ориентированных как согласно с главенствующим простиранием его структур, так и резко дискордантно. Сочленение отдельных впадин между собой кулисообразное и торцевое, обусловленное сдвигами по секущим разломам. Мощность комплекса в среднем 6—8 км и в отдельных впадинах (Абукума, Курильских и Восточно-Камчатских) увеличивается до 8—14 км.

Филиппинский сектор охватывает как восточное морское продолжение островной дуги, так и осложняющее его строение одноименное море с отмершей дугой Кюсю — Палау и активными Идзу-Бонинской и Марианской дугами. В распределении мощности олигоцен-плейстоценового комплекса все эти структурные элементы получили вполне отчетливое отражение *.

---

* Подробнее см. в разделе, посвященном Филиппинскому морю.

В пределах собственно Филиппинской дуги развита серия небольших по площади, замкнутых и полузамкнутых впадин, расположенных как в ее внутренней части, так и на восточном обрамлении, отделенном глубоководным желобом от Западно-Филиппинской котловины. Мощность комплекса в этих впадинах около 2 км, но изредка достигает 4—6 км. До 3 км увеличивается мощность, преимущественно за счет подводно-оползневых глыб, и в подножии дуги Кюсю—Палау.

Новогвинейско-Новозеландский сектор включает островные дуги Новобританскую, Соломонову, Новогебридскую, Новокаледонскую — Луайоте, Фиджи, Тонга — Кермадек, а также генетически различные краевые плато Онтонг-Джава и Новозеландское.

Схема распределения мощности олигоцен-плейстоценового комплекса не только подчиняется общему структурному плану этого сектора, но и отражает специфические черты его эволюции на неотектоническом этапе. Последнее заключается в сочетании вертикальных движений противоположного знака, преобладающих в зонах собственно островных дуг, с раздвиговыми деформациями разного масштаба во внутридуговых и междуговых пространствах. В итоге структурный план сектора характеризуется наличием кулисных, торцеобразных и четковидных сочленений отдельных его элементов.

На северо-западе сектора выделяется протяженная, сначала вытянутая вдоль фронта горных сооружений Новой Гвинеи, а затем серповидно изогнутая к востоку Северо-Новогвинейско — Новобританская серия впадин с мощностью комплекса свыше 1 км, а в отдельных звеньях (залив Сарера и др.) до 2—4 км. Продолжением к юго-востоку этой серии являются впадина Д'Антркасто вблизи одноименных островов, где мощность комплекса свыше 2 км, и обширный блок плато Онтонг-Джава—Соломоновых островов. Последний сочленен с Северо-Новогвинейско — Новобританскими впадинами кулисно, с элементами сдвиговых смещений по секущим нарушениям северо-западной ориентировки. Мощность комплекса свыше 1 км в центральной части плато Онтонг-Джава и более 4 км в междуговом рифтовом прогибе Соломоновых островов.

Соломонова дуга отделена от Новогебридской, имеющей уже дискордантное субмеридиональное простирание, рифтовым трогом Ренелл на востоке Кораллового моря. В осевой зоне этого молодого олигоценового рифта мощность комплекса не превышает 0,25 км, а на бортах развита система наклоненных, ступенчато погружающихся блоков, где местами базальты океанического фундамента обнажены на морском дне. Юго-восточная ветвь рифта Ренелл, в свою очередь, является разделом между островными дугами Новогебридской и Новокаледонской — Луайоте. На Новогебридской дуге впадина с мощностью комплекса свыше 2 км располагается с ее восточной стороны и является наряду с Фиджийской, где эта же мощность несколько меньше, элементом обрамления

Северо-Фиджийской котловины. Дуга Новокаледонская — Луайоте отличается внутридуговой позицией аналогичной впадины, заполненной отложениями комплекса мощностью 1—2 км.

На востоке Северо- и Южно-Фиджийскую котловины ограничивают хребет Колвилл-Лау и дуга Тонга — Кермадек, которые разделены рифтовой котловиной Лау. Эта котловина имеет северо-северо-восточную ориентировку, что подчеркивает торцеобразное сочленение северо-западного и восточного звеньев рассматриваемого сектора. В котловине Лау мощность комплекса около 0,5 км и только на севере, вблизи островов Тонга, увеличивается до 1—2 км.

Крайним юго-восточным элементом сектора является Новозеландское краевое плато, рассеченное взаимно перпендикулярными системами рифтов. В приподнятых блоках между рифтами раннемезозойские складчато-метаморфические комплексы фундамента обнажены на поверхности морского дна. В этих рифтах, возникших на предыдущем позднемеловом — эоценовом этапе, в позднекайнозойское время блоки испытывают преимущественно нисходящие движения, отраженные мощностью олигоцен-плейстоценового комплекса до 2 км. Один из них (Хикуранги) является генетическим продолжением желоба Кермадек — Тонга. Наличие такого структурного соотношения, в свою очередь, свидетельствует о многообразии форм дробления и растяжения континентальной коры, а также о принципиальной возможности наличия небольших по площади ее блоков (поднятие Обручева?) в современной структуре ложа Тихого океана. В сторону подножия континентального склона мощности рассматриваемого комплекса сокращаются до 0,5—0,25 км.

На обрамлении ложа Индийского океана к категории островных дуг относятся Андаманско-Зондские острова. Между вулканическими поднятиями на этих островах и Яванским желобом получает развитие система четковидно расположенных с элементами кулисного сочленения впадин, где мощность комплекса достигает 4—6 км, а в отдельных случаях 10 км.

В Атлантическом океане вблизи островных дуг мощности комплекса существенно различны: на юго-западе вдоль Сандвичевой дуги минимальны до 0,25 км, а на западе у Малой Антильской дуги в прогибе Барбадос субмеридиональной ориентировки достигают 10 км. Северная центроклиналь этого прогиба косо срезается желобом Пуэрто-Рико, где мощность опять-таки минимальна (0,25—0,1 км). Эти соотношения и мощности обнаруживают два обстоятельства — крайнюю молодость упомянутого желоба и резкое смещение в пространстве на протяжении позднего кайнозоя зон растяжения верхних горизонтов океанической коры.

Регионы окраинных и внутренних морей характеризуются двумя противоположными особенностями залегания олигоцен-плейстоценового комплекса в котловинах: непосредственно на базальтах второго слоя океанической коры; на доолигоценовых осадочных об-

разованиях. Первая из них присуща подавляющему большинству рассматриваемых морских впадин, вторая — лишь некоторым, где образование былой океанической коры (на современной стадии эволюции это преимущественно кора субокеанического типа) приходилось на позднеюрско-раннемеловое (Алеутская, Сигсби и другие котловины) или позднемеловое — эоценовое (Коралловоморская, Алжиро-Прованская, Венесуэльская, Колумбийская, Соломонова и другие котловины) время. В распределении мощности преобладает общая ее тенденция к сокращению к центральной части котловины, отвечающей во многих случаях осям спрединга; скорее исключением является возрастание мощности в этом же направлении, которое имеет место лишь в котловинах Сигсби, Восточного Средиземноморья, Черноморской, Алеутской, Курильской и некоторых других. На этом общем фоне проявляются и индивидуальные черты в распределении мощности и ее значениях. В принципе отмеченные различия находятся в зависимости от длительности и направленности эволюции отдельных морских впадин.

В Дальневосточном регионе в этом плане особенно выделяется Беринговоморская. В ее пределах почти повсеместно комплекс залегает на доолигоценовых осадочных образованиях и только в котловинах Бауэрса и Командорской непосредственно на базальтах второго слоя океанической коры. Распространение и мощность также существенно различны на шельфе и трех котловинах — Алеутской, Бауэрса и Командорской. На шельфе комплекс наиболее полно развит только в пределах структурных элементов, непосредственно приближенных к областям сноса, — впадинах Нортон, Анадырской и Бристольской, где его мощность 2—4 км. Впадины разделены широкой полосой отсутствия отложений, которая пересекает шельф от Аляски до Чукотки и на большей части протяженности отвечает дуге Нунивак. Отложения отсутствуют также на отдельных участках континентального склона, на хребтах Бауэрса и Ширшова. Между участками отсутствия комплекса на континентальном склоне расположены относительно небольшие по размерам наложенные впадины, приуроченные, как правило, к каньонам, рассекающим континентальный склон (Прибылова, Жемчуг и др.). Все это свидетельствует о крайней молодости шельфа и склона.

В Алеутской котловине блок сокращенной до 1 км мощности, который приурочен к ее северо-западной части, обнаруживает прямые соотношения со сложной горстово-грабеновой поверхностью второго слоя. К Хатырской впадине, хребту Бауэрса и краевому плато Умнак мощность нарастает до 2—4 км, в котловине Бауэрса — 1 до 2 км. Строение комплекса осложняют глиняные диапиры, выявленные на плато Умнак и в Хатырской впадине.

Командорская котловина отличается прежде всего сокращенным до среднего олигоцена, а на склоне хребта Ширшова до миоцен-плейстоцена стратиграфическим диапазоном комплекса. Его мощность нарастает в западном направлении от 0,9 км на склоне хребта Ширшова (скв. 191) до 2—4 км вблизи континентального

склона. В пределах этого склона и шельфа протягивается морское продолжение Олюторской межгорной впадины с мощностью чехла до 6 км.

На крайнем западе Берингова моря, в районе пролива Литке, находится морское продолжение Центрально-Камчатского прогиба, где мощность комплекса 4—6 км.

Охотоморскую впадину отличают три особенности строения: наличие в центральной части шельфа обширного Центрально-Охотского поднятия с несколькими участками внутреннего отсутствия осадочного чехла (банки Кашеварова, Лебедя, поднятие Академии Наук СССР и др.); сокращенный до миоцен-плейстоцена почти на всей ее площади стратиграфический диапазон комплекса и его залегание непосредственно на складчатом основании в пределах шельфа и преимущественно вулканогенных породах основного состава в Курильской котловине; продолжение складчато-метаморфических комплексов основания шельфа в северо-западную часть упомянутой котловины. Лишь вблизи Западной Камчатки и Сахалина можно предполагать наличие в разрезе чехла горизонтов позднемезозойского и раннекайнозойского возраста.

Центрально-Охотское поднятие контролирует вогнуто-выпуклую в поперечном сечении линзу осадочной толщи, и, соответственно, мощность комплекса нарастает к окраинам Охотоморской впадины в целом. На севере шельфа в системе грабенообразных впадин субширотной ориентировки она до 9 км, в Присахалинском и Западно-Камчатском прогибах увеличивается до 6—8 км, в Курильской котловине до 4—6 км. Строение комплекса в этой котловине, как и на плато Умнак в Алеутской, осложнено диапирами.

Япономорская впадина также отличается преимущественно неоген-плейстоценовым диапазоном комплекса. Олигоценовые и доолигоценовые образования присутствуют в разрезе чехла только на северном шельфе Японского моря и, по-видимому, в тяготеющих к нему районах континентального склона. На восточном шельфе, вблизи о-ва Хонсю, а также в глубоководной котловине донеогеновые отложения скорее всего отсутствуют. Это следует из сейсмической характеристики и результатов глубоководного бурения, поскольку из 1,5—2 км суммарной мощности чехла в котловине верхние 500 м приходятся на глубоководные осадки позднемиоценового — плейстоценового возраста (скв. 301, 302).

В структурном отношении эта впадина в целом подобно Беринговоморской и Охотоморской характеризуется наличием внутренних поднятий, представленных здесь блоками континентальной коры — Ямато и Южно-Татарским, сочленеяющимися кулисообразно. Оба поднятия осложнены антиклинальными и синклинальными зонами. В синклиналях мощность комплекса увеличивается до 1 км и более, а в антиклиналях имеются участки выхода пород основания на поверхность морского дна.

К западу и востоку от Южно-Татарского мегантиклинория располагаются рифтогенные прогибы Татарский с мощностью комп-

лекса от 2 до 4 км и Исикари-Чеховский, где эта мощность 4—6 км. Сочленение этих прогибов торцеобразное. Южным продолжением второго из них являются прогибы Уэцу и Восточно-Цусимский, расположенные уже на шельфе о-ва Хонсю с мощностью комплекса соответственно 6—7 и 4—5 км. В свою очередь, к востоку и западу от поднятия Ямато находятся рифтовые прогибы Цусима — Вакаса и Япономорский, но уже с корой океанического типа. В первом из них мощность сокращается с юга на север от 4—5 до 2—3 км, а во втором, наоборот, — с севера на юг от 2—4 до 1—2 км. Еще один, относительно изолированный прогиб с мощностью комплекса до 2 км располагается в северо-западном районе континентального склона и шельфа.

В Восточно-Китайском море строение комплекса обладает в большей степени чертами сходства с Беринговоморской и Япономорской морскими впадинами. Они заключаются в двух признаках: залегании в шельфовой области на более древних осадочных образованиях и в котловине Окинава на вулканогенных образованиях начальной стадии рифтогенеза; наличии обширного сводового поднятия, занимающего центральную часть шельфа, где мощность комплекса менее 1 км и породы фундамента Сино-Корейского щита местами выходят на поверхность морского дна.

Внутреннее сводовое поднятие разделяет две впадины — западную и восточную. Западная платформенного типа, локализованная на шельфе, с мощностью комплекса до 2 км. Восточная представляет весьма сложное образование, где в структуре чехла преобладают узкие (до 40—50 км) горсты и троги, кулисно сочлененные с южными окончаниями прогибов в пределах Японского моря. Одним из трогов (наиболее крупным) является котловина Окинава с корой, близкой к океаническому типу. Мощность комплекса на горстах 0,5—1 км, а в трогах от 2 до 4—6 км, с максимальными значениями в котловине Окинава.

Еще один рифтовый прогиб в этом регионе — Бохайвань. Он пересекает шельф Желтого моря с юго-запада на северо-восток и содержит свыше 2 км отложений олигоцен-плейстоценового возраста.

Индосинийско-Филиппинский регион резко отличается от предыдущего по ряду признаков: сочетанию ориентировок зон сокращенной и увеличенной мощности; условиям залегания; стратиграфическому объему. Последнее заключается в распространении здесь отложений комплекса преимущественно в полном стратиграфическом объеме.

Особенно выделяется по этим признакам Филиппинское море. Осадки олигоцен-плейстоценового возраста залегают почти по всей его площади непосредственно на образованиях второго слоя океанической коры и только местами на маломощных отложениях эоцена, которые подстилаются опять-таки вулканитами второго слоя. Исключением являются генетически различные хребты, осложняющие строение Филиппинского моря: с корой континентального типа Амами и ранней стадии формирования континентальной ко-

ры, т. е. субконтинентального типа — Оки-Даито (возвышенность Бородино), Бонин, Марианской, Кюсю-Палау и др. В их пределах между образованиями эоценового и миоценового возраста местами фиксируется перерыв.

Мощность комплекса особенно мала в Западно-Филиппинской котловине, где составляет на большей части ее площади 0,1 км (скв. 294/295, 291) и увеличивается к ее окраинам до 0,25—0,5 км (скв. 292, 293). Максимальные мощности более 1 км устанавливаются к северу от возвышенности Бородино (скв. 296) и в Марианской котловине (скв. 451). По геофизическим данным они достигают 2—3 км лишь у западного подножия хребта Палау-Кюсю (см. рис. 24).

В распределении мощности отчетливо прослеживаются две тенденции: одна согласная с простиранием островодужных сооружений Палау-Кюсю, Марианского и др., т. е. дискордантная к главенствующей ориентировке структур комплекса в Японском море и Японо-Курильской островодужной системе, другая — поперечная к первой, но согласная с простиранием Центрального разлома в Западно-Филиппинской котловине. При этом в обоих случаях осям разрастания коры отвечают зоны пониженной мощности.

К западу от Филиппинского моря в обширной Индосинийско-Яванской тектонической области олигоцен-плейстоценовые отложения выполняют почти кольцевую систему сложносочлененных, замкнутых и полузамкнутых впадин. В центральной части системы располагаются крупные внутренние поднятия — горные сооружения Калимантана и Сулавеси. Каждая из впадин, в той или иной степени связанная с глубоководными котловинами морей Южно-Китайского, Сулу, Сулавеси, Банда, характеризуется индивидуальными чертами в распределении мощности, стратиграфического объема и условиях залегания рассматриваемого комплекса.

В Южно-Китайском море распределение мощности контролируется сочетанием различных, порой взаимно перпендикулярных ориентировок прогибов. Северо-западной подчиняется ряд разновозрастных рифтогенных прогибов, которые рассекают окраину Евразийского континента, — Сиамский, Ханойский, Меконгский и Менамский. Комплекс залегает здесь на более древних осадочных образованиях и присутствует в полном стратиграфическом объеме. Его мощность от 2 до 4 км и более.

Северо-восточная ориентировка присуща Западно-Калимантанскому, Палаванскому и Западно-Лусонскому прогибам, а также Южно-Китайской глубоководной котловине. В пределах последней отмечается секущая, юго-западного простирания зона уменьшенной до менее 0,5 км мощности и, по-видимому, сокращенного до миоцен-плейстоцена стратиграфического объема комплекса. Эта зона отвечает простираниям аномалий полосового магнитного поля котловины и, соответственно, оси наиболее позднего, миоценового, разрастания ее коры. От нее мощность увеличивается до 2 км к северо-западному шельфу и до 4—6 км к Западно-Калиман-

танскому и Палаванскому прогибам, где комплекс присутствует в полном стратиграфическом объеме. Увеличение мощности не постепенное, а прерывистое в соответствии с системой желобов и хребтов, которые осложняют строение Южно-Китайской котловины.

Зона сокращенной мощности своей северной периклиналью отделяет Западно-Лусонский прогиб от Предтайваньского, который имеет иное, северо-западное, простирание. Мощность комплекса достигает здесь, вероятно, максимальных значений среди опущенных структурных элементов Южно-Китайского моря и составляет 8—9 км. Протяженная седловина, где мощность комплекса от 1 до 2 км, является разделом между Предтайваньским прогибом и впадинами на шельфе Восточно-Китайского моря. С зоной увеличенной мощности комплекса в котловине Окинава сочленение Предтайваньского прогиба кулисное.

Строение комплекса в море Сулу отличается от Южно-Китайского прежде всего сокращенным миоцен-плейстоценовым стратиграфическим диапазоном, а также залеганием непосредственно на геосинклинальных складчатых образованиях отложений юрского и мел-олигоценового возраста в пределах шельфа и на втором слое коры в котловине.

Зона увеличенной до 8 км мощности смещена от центра котловины к краевому плато вблизи о-ва Палаван. В направлении к олигоцен-раннемиоценовой оси растяжения, которая пересекает котловину с юго-запада на северо-восток, мощность сокращается до 2 км.

Строение комплекса в море Сулавеси выделяется по трем признакам: увеличению, а не сокращению, мощности к центральной части котловины; полному стратиграфическому объему на шельфе и сокращенному до миоцен-плейстоцена в котловине; залеганием в пределах шельфа Макасарского пролива на осадочных образованиях эоценового возраста. Значения мощности здесь не менее 10—12 км.

К Макасарскому проливу приурочена также структурная седловина с мощностью комплекса от 1 до 1,5 км. К югу от нее, с выходом в море Бали, развита еще одна впадина, где мощность увеличивается до более 2 км. Для впадины Бали характерно изменение простирания от субмеридионального на севере до субширотного на юге и замыкание вблизи Восточной Явы.

Строение комплекса к востоку и западу от впадины моря Бали существенно различно. На востоке, в морях Банда и Флорес, вновь имеет место сокращение стратиграфического диапазона до плиоцен-плейстоцена, залегание в котловине на втором слое коры, сокращение мощности до 0,5 км в направлении оси ее разрастания и увеличение до 1—3 км к межгорным впадинам о-вов Сулавеси и Серам.

На западе, в пределах Зондского шельфа, крупное поднятие субмеридиональной ориентировки, где раннеальпийские складчато-геосинклинальные образования выходят на поверхность морского

дна, отделяет впадину Бали от Яванской, имеющей отчетливое северо-восточное простирание. Эта впадина относится к категории межгорных, сформировавшихся на коре континентального типа; мощность комплекса здесь до 3 км. Северо-западные районы Зондского шельфа характеризуются преимущественным распространением выходов на поверхность морского дна мезозойских складчато-геосинклинальных комплексов Малаккского полуострова — Калимантана и прерывистым чехлом молодых осадков мощность 1—0,5 км.

Далее к северо-западу от Яванской впадины отложения комплекса участвуют в строении ряда межгорных впадин: Центрально-Суматринских, Андаманской и Иравадийской, которые представляют тектонический регион юго-восточного окончания Средиземноморского пояса. Комплекс присутствует здесь преимущественно в полном стратиграфическом объеме, но в глубоководной Андаманской котловине он сокращен до плиоцен-плейстоцена. В направлении с юго-востока на северо-запад мощность комплекса последовательно увеличивается от 1—3 км в Центрально-Суматринских впадинах до 6—10 км в Андаманской и 10—12 км во впадине Иравади. К глубоководной котловине мощность сокращается до 1—1,5 км.

Новогвинейско-Новозеландский регион не менее своеобразен, чем все предыдущие. Основным внутренним поднятием, где отложения комплекса отсутствуют или распространены спорадически (мощность менее 0,1 км), является позднемеловая—палеоценовая зона разрастания океанической коры в Тасмановой котловине. Известны еще два небольших по площади, но генетически иных блока, где отложения отсутствуют — на востоке плато Квинсленд (поднятие о-вов Уиллис) и на западном краевом плато Новой Зеландии. Особенность строения комплекса заключается в резком сокращении с запада на восток его стратиграфического объема до неоген-плейстоцена и даже плиоцен-плейстоцена, что вызвано крайней молодостью большинства глубоководных котловин. Только на западе Кораллового моря и в Тасмановом море комплекс представлен полным разрезом. Соответственно, только в этих двух морях его отложения залегают на более древних осадочных образованиях, тогда как в остальных — непосредственно на втором слое океанической коры.

В распределении мощности ведущей является тенденция к ее сокращению в сторону центральных частей глубоководных котловин и увеличению в направлении к областям распространения континентальной коры, либо на обрамлении региона — Новая Гвинея, Австралия, Новая Зеландия. Исключение — внутренняя Новокаледонская котловина между хребтами Лорд-Хау и Норфолк.

Наиболее крупная по площади зона увеличенной до более 1 км мощности охватывает собственно Коралловоморскую котловину и имеет субмеридиональную ориентировку. В ее пределах мощность возрастает до более 2 км на двух участках — один отвечает рифту Аура в заливе Папуа Новой Гвинеи, а второй — риф-

товому трогу в теле плато Квинсленд. К югу от упомянутого плато, вплоть до Сиднейской впадины, отложения комплекса на восточном шельфе Австралии либо отсутствуют, либо распространены спорадически при мощности менее 0,1 км.

От Сиднейской впадины к Тасмании протягивается еще одна зона увеличенной до 0,5—1 км мощности, которая отвечает Тасмановому периокеаническому прогибу. В пределах этого прогиба мощность возрастает до более 2 км лишь в отдельных изолированных впадинах. При общем согласном с континентальным склоном простирании Тасманова прогиба намечается и дискордантная ветвь, которая соответствует впадине Гипсленд.

В Западно-Новозеландском прогибе, который является генетическим аналогом Тасманового, увеличение мощности имеет место в двух впадинах — Таранаки, приуроченной к проливу Кука между островами Северным и Южным, где она достигает 4,5—5 км, а также расположенной на шельфе о-ва Южный, но с мощностью комплекса чуть более 2 км. Обе впадины имеют северо-восточную ориентировку, согласную с сооружениями Новой Зеландии. Торцеобразно с этими впадинами сочленена субмеридиональная система зон увеличенной и сокращенной мощности на востоке Тасманова моря. Она отвечает хребтам Лорд-Хау и Норфолк, а также разделяющей их Новокаледонской котловине. На хребтах мощность сокращена до 0,25—0,5 км (скв. 206, 208), а в котловине увеличена до более 1 км. Вся эта система испытывает замыкание вблизи Новой Каледонии, ориентированной к северо-западу и как бы служащей разделом между нею и рифтом Ренелл в Новогебридской котловине на востоке Кораллового моря (см. выше).

В котловинах Соломонова моря, Северо- и Южно-Фиджийской, Лау мощность порядка 0,25—0,5 км (скв. 205, 285) с тенденцией к сокращению к предполагаемым внутренним осям разрастания океанической коры.

Мексикано-Карибский регион обладает элементами сходства и различия в строении комплекса со всеми предыдущими регионами окраинных и внутренних морей. Одновременно этот регион по рассматриваемому параметру весьма неоднороден. Различие заключается в почти повсеместном (за исключением желоба Кайман) распространении отложений комплекса в полном стратиграфическом объеме и залегании почти везде на более древних горизонтах осадочного чехла без существенного перерыва. Лишь на хребтах Беата и Авес в разрезе отсутствуют слои эоценового возраста (скв. 140, 151). Оно выражается также в увеличении мощности к центральным частям котловин Сигсби, Юкатанской и Гренада с обратной тенденцией в случае котловин Венесуэльской и Колумбийской. Последнее следует отнести к элементам сходства в строении комплекса с большинством других краевых морей.

В Карибском море комплекс принимает участие в составе чехла шести относительно изолированных крупных впадин.

Четыре из них — Гренада, Колумбийская, Никарагуа и Юкатанская — имеют преимущественно субмеридиональную ориенти-

ровку, а две — Ямайка и Венесуэльская — субширотную с осложняющими элементами субмеридионального простирания, например впадиной лагуны Маракаибо. Соответственно, строение комплекса в Карибском море характеризуется преобладанием торцевых сочленений между упомянутыми впадинами.

Мощность комплекса во впадине Гренада превышает 6 км, Венесуэльской — 4, Колумбийской — 2, Никарагуа — 4 и Ямайка — 2 км. Наиболее сложно распределение мощности в Венесуэльской впадине, как бы состоящей из трех погруженных структурных элементов — Маракаибо, Подветренных Антил, Лос-Рокес. Два последних разделены поднятием Кюрасао, где мощность комплекса сокращена до менее 1 км. На хребтах Беата и Авес, а также в центральной части Венесуэльской котловины она менее 0,5 км (скв. 146, 149, 150, 151, 152).

Юкатанская впадина отличается от предыдущих залеганием комплекса в котловине непосредственно на породах второго слоя океанической коры, а на шельфе — на эпигерцинском основании в пределах одноименного полуострова и на раннеальпийских складчатых образованиях Кубы. Мощность олигоцен-плейстоценовых отложений увеличивается здесь от шельфа к котловине, где достигает 5 км.

Мексиканский залив выделяется асимметричным строением линзы рассматриваемого комплекса с зоной наибольшей (до 4—6 км) мощности, как бы прижатой к шельфу Гальф-Комта и северному склону котловины Сигсби. Лавинная седиментация в этом районе определяется интенсивным выносом осадков р. Миссисипи. К Юкатанскому полуострову и Флориде мощность сокращается до 0,5 км и менее (скв. 90, 94, 95 и др.).

Средиземноморский регион по особенностям строения комплекса представляет весьма гетерогенное образование, которое в различных сочетаниях обнаруживает черты сходства и различия с другими регионами окраинных и внутренних морей. Одновременно наличие в разрезе эвапоритов мессинского яруса, которые распространены здесь на значительной площади, определяет неповторимое своеобразие облика олигоцен-плейстоценовых отложений не только в Средиземном, но также в Адриатическом, Эгейском и Красном морях.

Альборанское море, Алжиро-Прованская и Балеарская котловины выделяются залеганием комплекса в котловинах непосредственно на вулканогенных образованиях второго слоя океанической коры, а в пределах шельфа и континентального склона — на более древних осадочных отложениях, зачастую с элементами прислонения. Исключение — Тирренская котловина, где в основании чехла находятся блоки раздробленного и насыщенного основными вулканитами былого срединного массива с палеозойским фундаментом. При этом в Балеарской и Алжиро-Прованской котловинах комплекс получает развитие в полном стратиграфическом объеме, а в Альборанском и Тирренском морях — сокращенном до миоцен-плейстоцена и даже плиоцен-плейстоцена.

Распределение мощности весьма сложное. В пределах Алжиро-Прованской и Балеарской котловин развиты три торцеобразно сочлененные впадины, отделенные друг от друга поднятием Балеарских островов. Одна располагается на продолжении Рейнско-Ронской системы рифтов и, соответственно, обладает субмеридиональной ориентировкой. Мощность здесь увеличивается от 2 км в Лионском заливе, т. е. непосредственно в Ронском рифте, до 4—5 км в Алжиро-Прованской котловине. Две другие — Балеарская и Алжирская — имеют субширотную ориентировку. В первой из них мощность порядка 2 км, а во второй — более 4 км. Такая ситуация находится в соответствии с молодостью котловин.

Тирренскому морю присуща прямо противоположная тенденция распределения мощности. К центральной части котловины она сокращается до менее 0,5 км (скв. 373), но на ее обрамлении распространена кольцевая система торцеобразно и четковидно сочлененных впадин с мощностью комплекса свыше 2 км.

Восточное Средиземноморье выделяется главным образом залеганием комплекса на более древних осадочных отложениях в морях Леванта, Ионическом и Адриатическом, тогда как в сопредельных котловинах Эгейского и Красного морей в его основании находятся непосредственно вулканогенные образования океанической коры. Стратиграфический диапазон комплекса также претерпевает изменения по латерали. В Эгейском море, включая Критскую котловину, он сокращен до миоцен-плейстоцена, в Красноморском грабене — до среднего миоцена — плейстоцена, а в одноименной котловине — до позднего плиоцена — плейстоцена, на отдельных поднятиях в морях Леванта и Эгейском (Эратосфена и др.) — до плиоцен-плейстоцена. Примечательно, что в данном случае изменения стратиграфического диапазона вызваны различными тектоническими движениями — раздвиговыми деформациями, обусловившими образование Критской и Красноморской котловин, вертикальными перемещениями блоков в морях Леванта и Адриатическом.

Распределение мощности почти в каждом из морей характеризуется индивидуальными особенностями. Для Леванта и Ионического оно обнаруживает элементы сходства с Тирренским, поскольку контролируется обширной Центральной зоной, сокращенной до менее 1—0,5 км мощности, которая включает Средиземноморский вал, поднятие Эратосфена и др. К северу и югу от Центральной зоны развиты системы впадин, где мощность комплекса свыше 2 км, а во впадине Геродота, расположенной к юго-западу от поднятия Эратосфена, возможно, достигает 10 км. Ее восточная ветвь обладает уже субмеридиональной ориентировкой и значительно меньшей (до 2 км) мощностью. Субширотной системой поднятий Кипра — Эратосфена она отделена от Аданской впадины, относящейся к категории межгорных в структуре Средиземноморского пояса. Мощность комплекса здесь 2—4 км.

На северо-западе Ионического моря северная система впадин кулисно сочленена с ее продолжением в Адриатическом море.

Строение комплекса опять-таки осложнено зоной неотектонических поднятий, где мощность сокращена до 1 км и менее. Подобно Японскому морю нарастание мощности к северо-востоку и юго-западу от зоны поднятий происходит в обратном направлении: в первом случае к югу от 1—1,5 до 3—4 км, а во втором — к северу от 1 до 2—3 км. Это различие отражает формирование перед фронтом Динарид достаточно локализованного по площади Дринского краевого прогиба, а у Апеннин — цепочки краевых прогибов — Паданского, Адриатического, Браданского.

В Эгейском море внутреннее поднятие представлено раздробленными блоками Мендересского массива, которые совместно с альпийскими покровами разделяют две наиболее крупные впадины: Северо-Эгейскую и Южно-Эгейскую. Первая охватывает грабены Анатолийский и Лесбос. Они выполнены орогенной формацией миоцен-плейстоценового возраста мощностью до 2—3 км. Вторая приурочена к Критской котловине, и ее северным обрамлением является дуга Цикладос. Мощность комплекса до 3,5 км.

Красное море выделяется внутренней зоной сокращенной до менее 0,5 км мощности, которая приурочена не к поднятию, а к глубоководной котловине (скв. 225—230), что в сущности типично для всех краевых морей спредингового генезиса. На западном и восточном шельфах комплекс имеет мощность свыше 2 км и выполняет протяженные линейные грабены северо-западной ориентировки.

Каспийско-Черноморский регион отличается от многих других резким увеличением мощности в сторону глубоководных котловин, залеганием комплекса на более древних осадочных отложениях, присутствием его в полном стратиграфическом объеме. По этим признакам он тождествен таким краевым морям, как Мексиканский залив и Берингово.

Каспийское море выделяется относительно низкими (менее 1 км) значениями мощности в северной и средней частях. Она возрастает до более 4 км только на небольшом участке морского продолжения Терско-Каспийского краевого прогиба. К югу от Апшеронского порога в Южном Каспии она увеличивается до 10—12 км, а возможно, и более.

В Азовском и Черном морях комплекс является элементом разреза двух крупных впадин, отделенных сооружениями Кавказа и Крыма: Северная представляет морское продолжение Индоло-Кубанского краевого прогиба с мощностью олигоцен-плейстоценовых отложений до 5—6 км, Южная, собственно Черноморская, где эта мощность 6—7 км.

Арктический и Антарктический регионы наименее изучены в плане выяснения строения олигоцен-плейстоценовых отложений.

На востоке Арктического региона комплекс принимает участие в составе чехла серии различно ориентированных впадин. Наиболее крупная из них приурочена к дельте р. Маккензи на севере

Американского континента и охватывает море Бофорта. Она имеет довольно сложные очертания с элементами виргации как к востоку в сторону Канадского Арктического архипелага, так и к западу в направлении поднятия мыса Барроу. Мощность комплекса в ее наиболее погруженной части превышает 4 км, но сокращается до 1 км к подножию континентального склона. На всей площади Канадской котловины она предположительно порядка 0,5 км, на хребтах Альфа и Ломоносова 0,25 км и менее.

Еще одна впадина — Колвилл — с мощностью комплекса свыше 2 км протягивается вдоль юго-западной части континентального склона Канадской котловины и имеет согласную с ним ориентировку. В юго-восточной части того же склона, на обрамлении Арктических островов, мощность порядка 1 км.

Чукотское море пересекает внутреннее поднятие — хребет Геральда, где рассматриваемые отложения по данным геофизических исследований, по-видимому, отсутствуют. Крайним западным звеном этого поднятия являются байкальско-киммерийские сооружения о-ва Врангеля. Поднятие Геральда — Врангеля служит разделом между впадиной Де-Лонга, приуроченной к одноименному проливу, и Западно-Чукотской. Последняя имеет северо-восточное простирание, дискордантное по отношению к впадинам на юге Канадской котловины. Мощность комплекса во впадинах Де-Лонга и Западно-Чукотской около 0,5—1 км. Аналогичные значения мощности могут предполагаться и в других впадинах на шельфе Восточно-Сибирского моря.

На западе данного региона, в шельфовом Баренцевом море, распределение мощности комплекса контролируется различно ориентированными поднятиями, которые служили в олигоцен-плейстоценовое время источниками сноса, а именно: Новой Земли, о-вов Франца-Иосифа, Шпицбергена, о-ва Медвежьего. Соответственно, здесь имеет место как северо-восточная, т. е. новоземельская, так и северо-западная ориентировка зон увеличенной мощности. При этом поднятие о-ва Медвежьего служит разделом между системой впадин пассивной океанической окраины Скандинавского полуострова и внутренними впадинами Баренцевоморской платформы. Мощность достигает 2 км только в Западно-Новоземельской впадине, а в остальных немногим более 1 км. Эти значения намечаются на фоне преобладающей на шельфе Баренцева моря мощности от 0,5 до 1 км.

В Антарктическом регионе следует отметить лишь повышенную до 2 км мощность комплекса на шельфе и континентальном склоне моря Уэдделла, а также на востоке рифта Брансфилд.

Сравнение с континентами (см. рис. 24) отражает некоторые черты геодинамической обстановки олигоцен-плейстоценового времени, имеющие прямое отношение к геологии океанов и морей, а именно: устойчивое преобладание восходящих движений на континентах и повышенный снос обломочного материала в моря и океаны; прерывистость восходящих движений в области эпиплатформенного орогенеза и горных сооружений Анд, Кордильер и Среди-

земноморского пояса, что может быть связано с дискретностью спрединга в океанах.

7.2. Внутреннее строение и формационный состав

Внутреннее строение комплекса отличается от нижележащих прежде всего прогрессивным снижением частоты встречаемости перерывов снизу вверх по разрезу. Тем не менее на его долю приходится минимум два широко распространенных перерыва — олигоценовый, который является одним из основных в океанической седиментации, и средне-позднемиоценовый. Олигоценовое несогласие устанавливается почти повсеместно, за исключением центральной части Тихого океана, а также известно во многих районах, обрамляющих его континентов [14, т. 4].

По тектонической позиции перерывы локализуются преимущественно в районах краевых плато, подножиях континентальных склонов и на островодужных склонах глубоководных желобов, вулканогенных хребтов и подводных гор типа гайотов. Наименьшей длительностью отличаются в Тихом океане, а наибольшей — в Атлантическом и Индийском.

Примером первого, когда отсутствуют целиком или частично отложения олигоценового возраста, могут служить плато Онтонг-Джава, хребет Лайн, гайоты Маи-Таи и Итл-Маи, а средне-позднемиоценового возраста — склоны Центрально-Американского и Марианского глубоководных желобов (см. рис. 11, 17, 13, 25).

Вторая ситуация, характеризующаяся отсутствием палеогена в целом, а порой совместно с верхним мелом, имеет место на окраине Западно-Австралийской котловины и плато Натуралист (см. рис. 13), а перерывом, охватывающим меловую и палеогеновую эпохи в целом или только олигоцен,— на плато Мазаган, в подножии Блейк-Багамского плато и континентального склона Флориды на западной окраине Северо-Американской котловины. Одновременно на Фолкледском плато, вулканогенном хребте о-вов Зеленого мыса, плато Орфен и в Бразильской котловине продолжительность перерывов идентична тихоокеанским (см. рис. 14, 15, 20, 22, 21).

Зависимость этих перерывов от перераспределения придонных течений после завершения распада Гондваны была обоснована в работах А. П. Лисицына и других исследователей. Однако особенности их пространственного размещения свидетельствуют и о существенном влиянии тектонического фактора. Оно определяется, по-видимому, прерывистостью нисходящих вертикальных движений блоков на неотектоническом этапе в пределах как пассивных окраин, так и отдельных внутренних частей ложа океана.

Эта прерывистость отражена некоторым образом в соотношении между собой отдельных слоев — олигоценовых и миоцен-плейстоценовых. Оно оказывается прежде всего обратным в сравнении с нижележащим комплексом, т. е. олигоценовые слои либо отсут-

Рис. 25. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении Центрально-Американский желоб — хребет Коиба (см. рис. 10, профиль IV—IV).

Усл. обозначения см. на рис. 11

ствуют (Западно-Австралийская котловина, плато Орфен и Мазаган, отчасти Манихики), либо их мощность в два-три раза меньше неоген-плейстоценовых слоев. Однако подобное соотношение находится в зависимости не только от прерывистости глобального движения блоков, но также от резкого увеличения интенсивности придонных течений после завершения распада Гондваны и прорыва холодных арктических и антарктических вод в океаны; роста биологической продуктивности в океанах и, вероятно, повышения уровня критической для карбонатонакопления глубины. Последнее, известное и ранее, подтверждается возрастанием над фоновой (порядка 0,25 км) мощностью неоген-плейстоценовых слоев до 0,5—0,65 км именно в районах распространения глубоководной карбонатной формации.

Экстремальных значений (0,6—1,3 км) достигает мощность неоген-плейстоцена вблизи депоцентров лавинной седиментации (термин А. П. Лисицына), т. е. приближенных к дельтам крупных рек, расчленивших поверхность материков Гондваны на неотектоническом этапе. Здесь эти слои представлены терригенной, а изредка терригенно-кремнистой формациями.

Определенный вклад в распределение мощности вносят и вулканические процессы. В подножиях вулканогенных хребтов, образовавшихся в неогеновое время (например, Марианского), суммарная мощность подводнооползневых глыб вулканогенной олистостромы и туффитов достигает 0,95 км.

Индивидуальная особенность комплекса вызвана единой для всех океанов климатической зональностью в распределении типов глубоководных формаций. Экваториальные области океанов заняты полями почти сплошного распространения карбонатной формации, а гумидные — терригенной. Климатическая зональность нарушается, а точнее осложнена, лишь вблизи районов активного кайнозойского вулканизма — островных дуг и внутриокеанических вулканогенных хребтов. Терригенная и карбонатная формации

здесь замещаются ареалами развития аналогичных глубоководных вулканогенно-осадочных формаций. Еще одно замещение вблизи внутриокеанических вулканогенных хребтов и поднятий иного типа определяется сменой глубоководной карбонатной формации мелководно-морской рифовой (рис. 26).

Образования мелководно-морского генезиса более характерны в данном комплексе для окраинных и внутренних морей, чем для океанических пространств, так, например: для Средиземного моря, где они представлены эвапоритовыми и терригенными отложениями миоцена (скв. 371, 372, 374, 375/376, 378); Красного моря — эвапоритами миоцена (скв. 225, 227); Аденского залива — песчаниками миоцена (скв. 232); Тиморского моря — ракушняками плейстоцена (скв. 262); моря Росса — песками олигоцена (скв. 270—272); Калифорнийского залива, где в подножии континентального склона вскрыты конгломераты плиоценового возраста, залегающие на гранитах (скв. 475/476). Следует упомянуть аналогичные отложения, обнаруженные бурением в зонах островных и горных дуг, а также в некоторых краевых плато: Японской дуги — терригенные слои миоцена (скв. 438/439); Алеутской дуги — также слои позднего миоцена (скв. 184, 189); хребта Палау—Кюсю — вулканиты олигоцена (скв. 296); западного шельфа и склона Центральной Америки — горизонты аргиллитов, песков, гравия раннемиоценового — плейстоценового возраста (скв. 489—493), а также на поднятии Риу-Гранди (скв. 515, 517); хребте Китовый (скв. 519, 520).

Диагенетически измененные глубоководные отложения для олигоцен-плейстоценового комплекса, хотя и не показаны, но все же вскрыты в отдельных районах. В Каролинской котловине они представлены пачкой мраморов олигоценового возраста мощностью от 5 до 50 м (скв. 62, 63); в Южно-Фиджийской котловине — переслаиванием известняков и туфов аналогичного возраста, но мощностью до 10 м (скв. 205); в котловине Беллинсгаузена также породами карбонатной формации с отчетливыми признаками гидротермального воздействия и мощностью более 200 м, возраст этой толщи также олигоценовый (скв. 325); на плато Блейк — выветрелыми переотложенными известняками плейстоценового возраста, содержащими марганцевые конкреции, суммарной мощностью до 50 м (скв. 392); на северо-западе Гвианской котловины, вблизи Малой Антильской дуги, — аккреционной призмой терригенных и туфогенных отложений, т. е. вулканогенно-осадочной формацией миоценового возраста, мощностью 150—180 м (скв. 541—543).

Все упомянутые ареалы имеют весьма небольшую площадь и, за исключением плато Блейк, залегают непосредственно на базальтах океанической коры. Напротив, для таких же ареалов, выявленных вдоль подножия островных дуг Марианской и Палау—Кюсю, на континентальном склоне Центрально-Американского желоба и Калифорнийского бордерленда, намечается значительная протяженность, которая достигает 2—3 тыс. км.

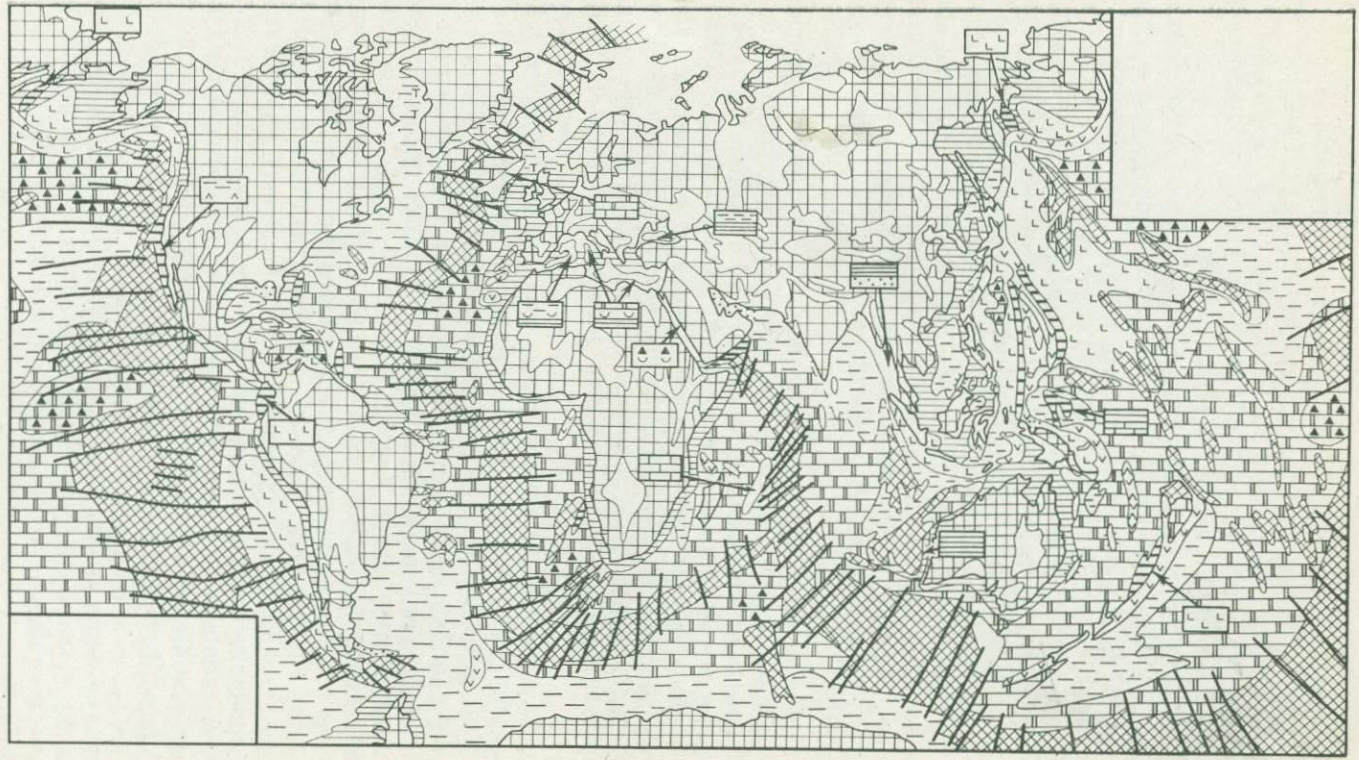


Рис. 26. Схема формационного состава олигоцен-плейстоценового комплекса.
Усл. обозначения см. на рис. 12 и рис. 24 (знак 1)

Вдоль дуг эти ареалы слагает толща сложного переслаивания подводнооползневых глыб габбро и базальтов, туфов и туфобрекчий, т. е. близких к вулканогенной олистостроме. Ее возраст олигоценовый, а суммарная мощность достигает 700 м. В Марианском троге уплотненные туфы и туфогенные песчаники мошностью до 250 м, но плиоценового возраста (см. рис. 23).

На континентальном склоне Калифорнийского полуострова и одноименного бордерленда, а также Центральной Америки строение ареалов упомянутых пород весьма похоже на подножие островодужных хребтов Филиппинского моря, поскольку здесь они представлены оползневыми чешуями туфоаргиллитов, андезитовых туфов, вулканокластических пород и конгломератов с обломками гранита, т. е. опять-таки олистостромового облика, которые залегают на верхнекампан-эоценовых породах. Однако в отличие от других активных окраин здесь нет аккреционной призмы осадков океанической плиты Кокос, хотя образование континентального склона датируется рубежом между олигоценом и миоценом. Суммарная мощность неоген-плейстоцена от 75 до 350 м (скв. 467, 468, 475/476).

По всему периметру обрамления ложа Тихого океана в сооружениях островных дуг образования комплекса представлены мощной толщей вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, состоящей в низах из двух субформаций: андезит-базальт-риолитовой и грубого флиша, отражающих основную стадию их эволюции. Они перекрыты грубообломочной вулканокластической формацией, характерной для раннеорогенной стадии и пользующейся локализованным вблизи островов распространением по площади.

В междуговых и окраиннодуговых впадинах упомянутые формации сменяются терригенными и вулканогенно-осадочными паралического и мелководно-морского генезиса.

Принципиально иные соотношения консолидированных осадочных пород устанавливаются в пределах Маскаренского хребта в Индийском океане. Здесь непрерывная рифогенная толща олигоцен-плиоценового возраста залегает либо на силлах базальтов (скважина на банке Назарет), либо на пелагических и мелководно-морских известняках эоцена — раннего олигоцена. Маскаренский хребет испытал интенсивное (до 1,2—1,6 км) антиизостатическое поднятие в конце эоцена, которое сменилось затем медленными нисходящими движениями. Еще одну инверсию знака движений можно предполагать для плейстоценового времени (рис. 27).

На пассивных окраинах Индийского и Атлантического океанов, равно как и в большинстве краевых морей, на рассматриваемом интервале времени преобладала терригенная седиментация (случаи эвапоритовой, карбонатной и рифовой седиментации редкое исключение) с замещением формаций паралического генезиса мелководно-морскими в направлении внешнего шельфа и континентального склона, а затем глубоководного в котловинах.

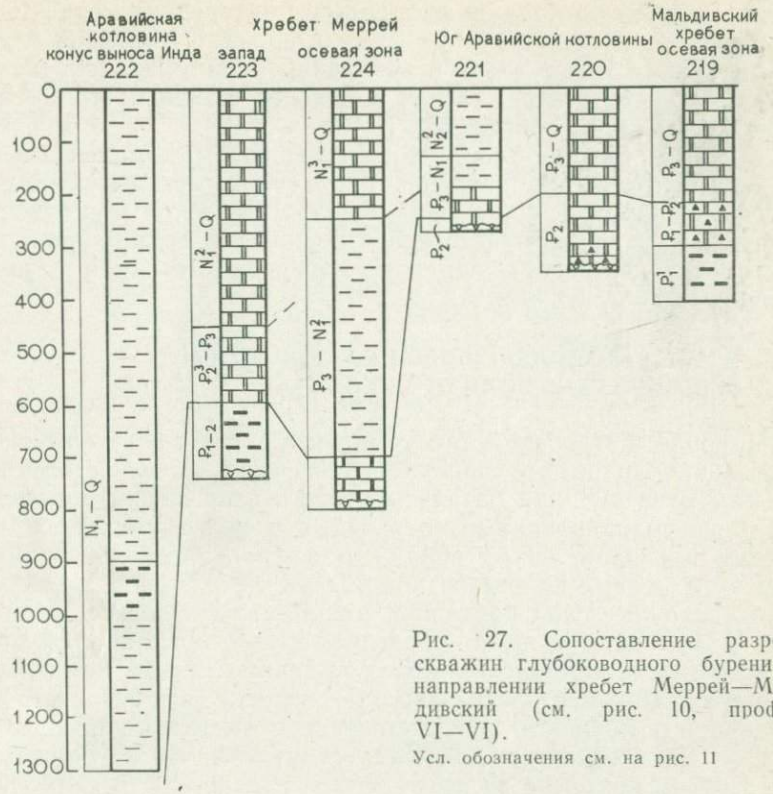


Рис. 27. Сопоставление разрезов скважин глубоководного бурения в направлении хребет Меррей—Мальдивский (см. рис. 10, профиль VI—VI).

Усл. обозначения см. на рис. 11

Упомянутые формации в районах интенсивных надвиговых перемещений неотектонического этапа (Эллинский хребет и подножие склона Сицилии в Восточном Средиземноморье, продолжение в Атлантическом океане структур Бетской Кордильеры, аккреционная призма Барбадосского хребта и др.) образуют толщи олистостром с хаотическим, порой перевернутым залеганием отдельных пачек.

Определенное усложнение в состав самой молодой, плейстоцен-современной, составляющей комплекса вносят ледовый разнос порой грубообломочного материала, переотложенные осадки латеритных кор выветривания в экваториальных широтах, повышенное содержание вулканокластики в карбонатных осадках вблизи районов современного вулканизма, термальные металлоносные илы активных рифтов скопления железо-марганцевых конкреций преимущественно там, где степень биогенной седиментации крайне низкая.

Из приведенных данных следует, что выделение осадочно-породных бассейнов в составе олигоцен-плейстоценового комплекса возможно лишь тогда, когда его мощность превышает 1—2 км. Подобная обстановка имеет место в системах островных и горных дуг (экстремальная мощность до 18 км в Калифорнийском бас-

сейне); многих котловинах окраинных и внутренних морей (экстремальная мощность более 10—12 км в Южно-Каспийской и до 8—10 км на юге Венесуэльской котловины); системах периокеанических прогибов (экстремальная мощность свыше 6 км в Амазонском, Гвинейском, Бенгальском).

В целом строение олигоцен-плейстоценового комплекса зависит от ряда факторов: направленности тектонических движений и возраста океанической коры; влиянии климатической зональности на седиментацию; пространственного положения дельт крупных рек; внутриокеанического и окраинно-океанического, имея в виду, и островные дуги, вулканизма.

ГЛАВА 8. КОМПЛЕКС ПОРОД СО СКОРОСТЯМИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ 3,5 ДО 5,5 км/с

Природа и строение этого комплекса достаточно дискуссионны, поскольку диапазону скоростей сейсмических волн от 3,5 до 5,5 км/с отвечают как базальты второго слоя океанической коры, так и консолидированные осадочные и вулканогенно-осадочные породы в разрезе чехла прежде всего континентальных окраин. При этом первые не только подстилают чехол, но и порой включают осадочные слои различной мощности, а вторые всегда залегают в основании разреза. Последнее дало основание И. К. Туезову в Охотском и Японском морях выделить данный комплекс под названием «нижней части разреза», а также рассмотреть распределение его мощности и соотношение с вышележащими слоями. Важная его особенность заключается и в том, что в Мировом океане в целом комплекс не имеет четких стратиграфических границ, а только сейсмические. Соответственно, порой он объединяет слои разных литолого-стратиграфических комплексов либо части одного из них. Все это вызывает необходимость отдельного анализа основных черт его строения и распределения мощности. В сущности эта задача определяется выделением трех типов регионов в Мировом океане по принадлежности комплекса, ко второму слою океанической коры; к вулканогенно-осадочной толще «нижней части разреза» чехла, главным образом краевых морей и островных дуг; к осадочным консолидированным породам различного генезиса, т. е. тоже к «нижней части разреза» чехла.

Строение второго слоя коры было изучено драгированием в зонах трансформных разломов, рассекающих срединные хребты, и глубоководным бурением. При этом его разрез в рейсах судна «Гломар Челленджер» 1—53 был вскрыт 23 скважинами с максимальным проникновением от 544 м (скв. 418А) до 589 м (скв. 332В). Сопоставление данных бурения и драгирований с материалами сейсмических исследований, в том числе и сейсмокаротажа, обнаружило, что рассматриваемый комплекс, в свою очередь, может быть подразделен на три слоя: 2*A* со скоростями продольных сейсмических волн от 3,5 до 4,5 км/с; 2*B* со скоростями от 4,5 до 5,5 км/с; 2*C* со скоростями 6,0—6,4 км/с [12].

Слой 2*A* состоит из пиллоу-базальтов, перемежающихся базальтовыми брекчиями, покровами массивных базальтов, прослоями карбонатных осадков и осадочных брекчий, сцементированных карбонатным цементом. Мощность этого слоя 1—1,5 км на гребне срединноокеанических хребтов и менее 0,1 км в их подножии. На большей части площади океанических котловин этот слой отсутствует, хотя он и обнаружен на отдельных участках в Тихом океане. Интересно, что пористость базальтов слоя 2*A* 5—15 % и водопроницаемость 10^{-2}—10^{-4} см^2. В базальтах обнаружены зоны высокой трещиноватости с открытыми трещинами в количестве 0,07 на 1 см^2 при средней длине трещин 150 мм и их ширине 2 мм.

Слой 2*B* существенно отличается от вышележащего прежде всего почти повсеместным присутствием в океанической коре хребтов и котловин. Петрохимически — это массивные нетрещиноватые базальты и диабазы, пронизанные в низах отдельными дайками. Пропластки осадочных пород в слое 2*B* практически отсутствуют. Пористость и водопроницаемость базальтов ничтожны или отрицательны.

Слой 2*C* представляет базальт-долеритовый дайковый комплекс, связанный постепенным переходом со слоем 2*B*. В этой связи суммарную мощность слоев 2*C* и 2*B* Ю. П. Непрочнов с соавторами [12] оценивают в Тихом океане до 1,5—2,0 км, а в Индийском и Атлантическом от 0,5 до 3—4 км.

Результаты бурения скв. 504B, расположенной на южном фланге рифтового хребта Коста-Рика (ответвление Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса), в области океанической коры раннемиоценового возраста подтвердили не только упомянутую модель, но и ее принципиальное сходство с офиолитовыми комплексами континентов. Скважина была пробурена на глубину 1076 м и вскрыла 700 м пиллоу-базальтов с горизонтами брекчий и осадков, т. е. слои 2*A* и 2*B*, а затем 376 м дайкового комплекса долеритов, который отождествляется со слоем 2*C*.

Слои 2*A* и 2*B* обогащены включениями железа, цинка, сульфидов меди, образовавшихся в процессе постмагматической гидротермальной активности. В офиолитах континентов сульфиды образуют промышленные месторождения, и предполагается, что их концентрация в рифте Коста-Рика может иметь аналогичное значение. Одновременно были выяснены и некоторые отличия пиллоу-базальтов от офиолитового комплекса, которые заключаются в отсутствии резкого увеличения с глубиной высокотемпературных фаций метаморфизма. Тем не менее поднятые образцы пород все же отражают воздействие двух стадий последующего изменения: зеленосланцевой по зернам актинолита, хлорита и эпидота и цеолитовой, т. е. низкотемпературной, по включениям лимонита, эпидота, хлорита и смектита.

В направлении к континентальному подножию устанавливаются два основных типа соотношений отложений второго слоя: а) замещение большинства его компонентов одновозрастными вулканогенно-осадочными толщами, что особенно показательно для обрам-

ления Карибского моря (о-ва Гаити, Куба), где слой 2*A* в результате неотектонических поднятий в отдельных блоках приподнят выше уровня моря; б) перекрытие пород второго слоя более молодыми консолидированными осадочными и вулканогенно-осадочными породами различного (мелководно-морского и глубоководного) генезиса (см. гл. 5, 6, 7), но характеризующимися скоростями продольных сейсмических волн от 3,5 до 5,7 км, т. е. относящихся тоже «к нижней части разреза» чехла.

Материалы изучения строения и формационного состава крупных литолого-стратиграфических комплексов чехла дна морей и океанов в совокупности с опубликованными данными морских геофизических работ (прежде всего Ю. П. Непрочнова и др. [12]) дают основание рассмотреть общую задачу — выяснение природы геофизического комплекса со скоростями сейсмических волн от 3,5 до 5,5 км/с, т. е. применительно к океанической коре слоев 2*A* и 2*B* совместно, а также распределения его мощности в различных районах Мирового океана, возможно приближенных к выделенным выше тектоническим областям и регионам (рис. 28).

В **Тихом океане** эта задача пока может анализироваться лишь для западной тектонической области. Здесь комплекс имеет небольшую мощность (порядка 1 км), которая на небольших участках вблизи системы глубоководных желобов увеличивается до 2,0—2,2 км. Только на крайнем юго-западе плато Онтонг-Джава мощность возрастает до 6—7 км.

В океанических котловинах и крупных возвышенностях на северо-западе этой области комплекс соответствует верхнему опаковому слою или, другими словами, тонкослоистой толще карбонатных пород с прослоями кремней позднемелового возраста. Кровля толщи выделяется в качестве сейсмического горизонта *A*. В разрезе фиксируется и нижний опаковый слой с кровлей в качестве горизонта *B*. Ему отвечают базальные карбонатные породы мелового возраста опять-таки с прослоями кремней. На тех участках, где карбонатно-кремнистая и уплотненная карбонатная формации отсутствуют, кровля комплекса отождествляется с поверхностью акустического фундамента, т. е. в данном случае с верхней частью слоя 2*A*, океанической коры. Последний представлен переслаиванием силлов и покровов базальтов с плотными карбонатными породами, а его мощность в районе Императорских гор, поднятия Шатского и Меланезийской котловины достигает 1,5 км.

В Индийском и Атлантическом океанах одна из первых попыток выяснения природы и мощности второго слоя была предпринята В. А. Панаевым в 1975 г. При этом оказалось, что в отдельных районах Сомалийской, Аравийской, Аргентинской, Гвианской, Канарской и Западно-Европейской котловин слои 2*A* и 2*B* якобы отсутствуют в разрезе океанической коры, а в других их суммарная мощность изменяется от 1 до 4—5 км. Одновременно вкрест простирания котловин по направлению к подножию континентального склона покровы базальтов этих слоев замещаются консолидированными осадочными породами.

Эти первые предварительные представления ныне могут быть в существенной степени изменены и дополнены. Сходство между этими океанами заключается главным образом в двух особенностях распределения мощности и природы рассматриваемого комплекса: первая определяется наличием разных направлений возрастания мощности к осевой зоне внутриокеанических подвижных поясов и уменьшения — к подножию континентального склона; вторая заключается в единстве строения комплекса в промежуточном пространстве между отмеченными направлениями, которое охватывает центральные части океанических котловин. Здесь его мощность сокращена до менее 1,5—1 км, причем на многих участках он не может быть выделен в разрезе по геофизическим данным. Такие участки намечаются на основании залегания осадочного чехла непосредственно на горизонтах океанической коры со скоростями сейсмических волн свыше 5,5 и от 6,5 до 7 км/с, т. е. присущих слою 2*C* или третьему слою. Они имеют широкое распространение в Мировом океане, так как выделяются во многих котловинах: Кокосовой, Бенгальской, Аравийской, Сомалийской, Мадагаскарской, Мозамбикской и Крозе в Индийском океане; Капской, Канарской, Иберийской, Западно-Европейской, Северо-Американской, Гвианской и Аргентинской в Атлантическом океане. Они, насколько можно судить по имеющимся материалам, имеют неправильную форму и самую различную, но преимущественно согласную ориентировку по отношению к внутриокеаническим подвижным поясам.

Природа этих участков дискуссионна, но наиболее правомерны два варианта: 1) по мере удревнения возраста океанической коры в удалении от зон спрединга ее плотность, а следовательно, и упругие свойства увеличиваются: 2) мощность слоев 2*A* и 2*B* минимальна и не получает отражения на сейсмических разрезах.

Второй из них подтверждается строением верхних горизонтов океанической коры района Азорского плато. Здесь наряду с пиллоу-базальтами второго слоя рядом скважин рейса 82 «Гломар Челленджера» под крайне маломощной пачкой базальтов либо непосредственно под осадками были вскрыты серпентиниты, серпентинизированные габбро, серпентинитовая брекчия, т. е. породы третьего слоя океанической коры (скв. 556, 558, 560).

Район Азорского плато выделяется среди других в океанических котловинах распространением «аномальных» базальтов с высоким отношением концентраций $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержанием редкоземельных элементов, что и отличает эти базальты от «нормальных» базальтов внутриокеанических подвижных поясов. Все это является указанием на то, что в районе Азорского плато, образовавшегося в зоне тройного сочленения плит, продукты магматизма поступают с больших глубин в верхней мантии, чем в осевых зонах спрединга внутриокеанических подвижных поясов (рейсы 37, 49).

Таким образом, выделенные участки отсутствия или существенного утонения второго слоя коры, а возможно, и изменения его петрофизических свойств могут быть в прошлом районами, где

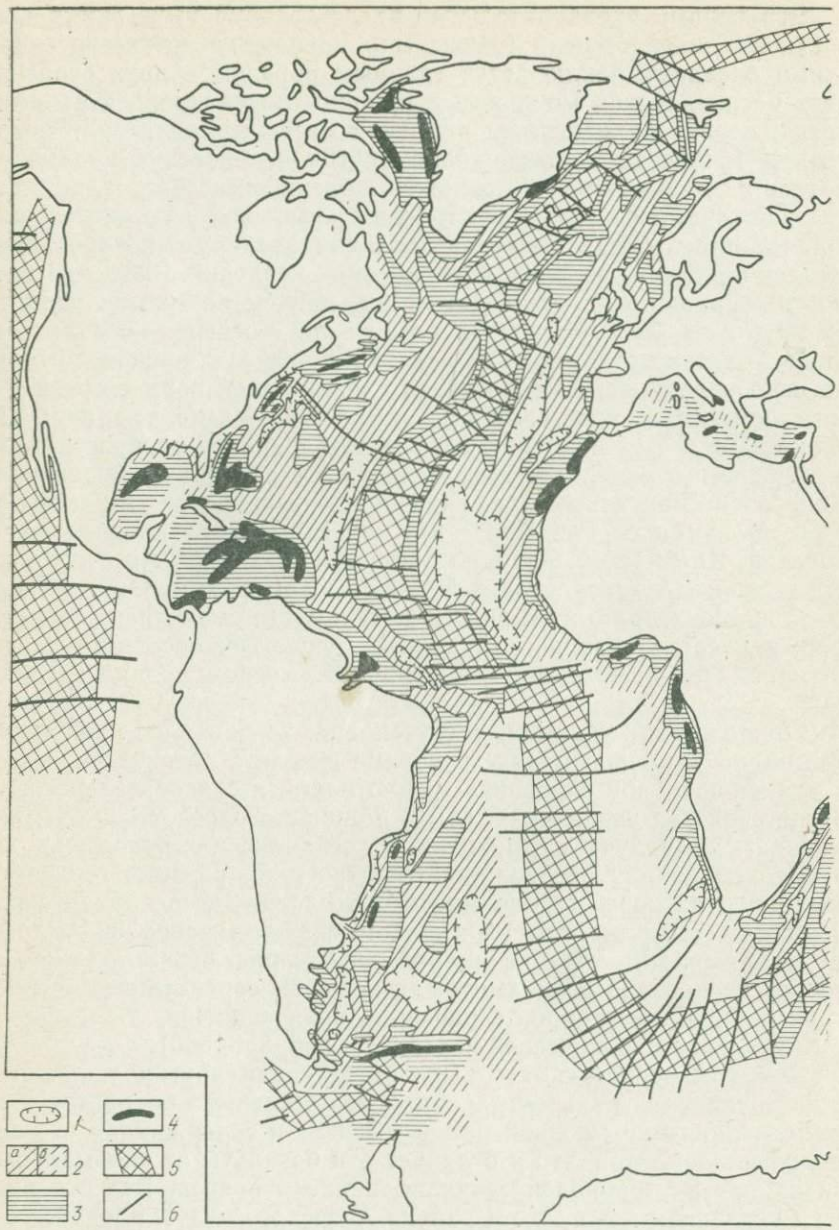
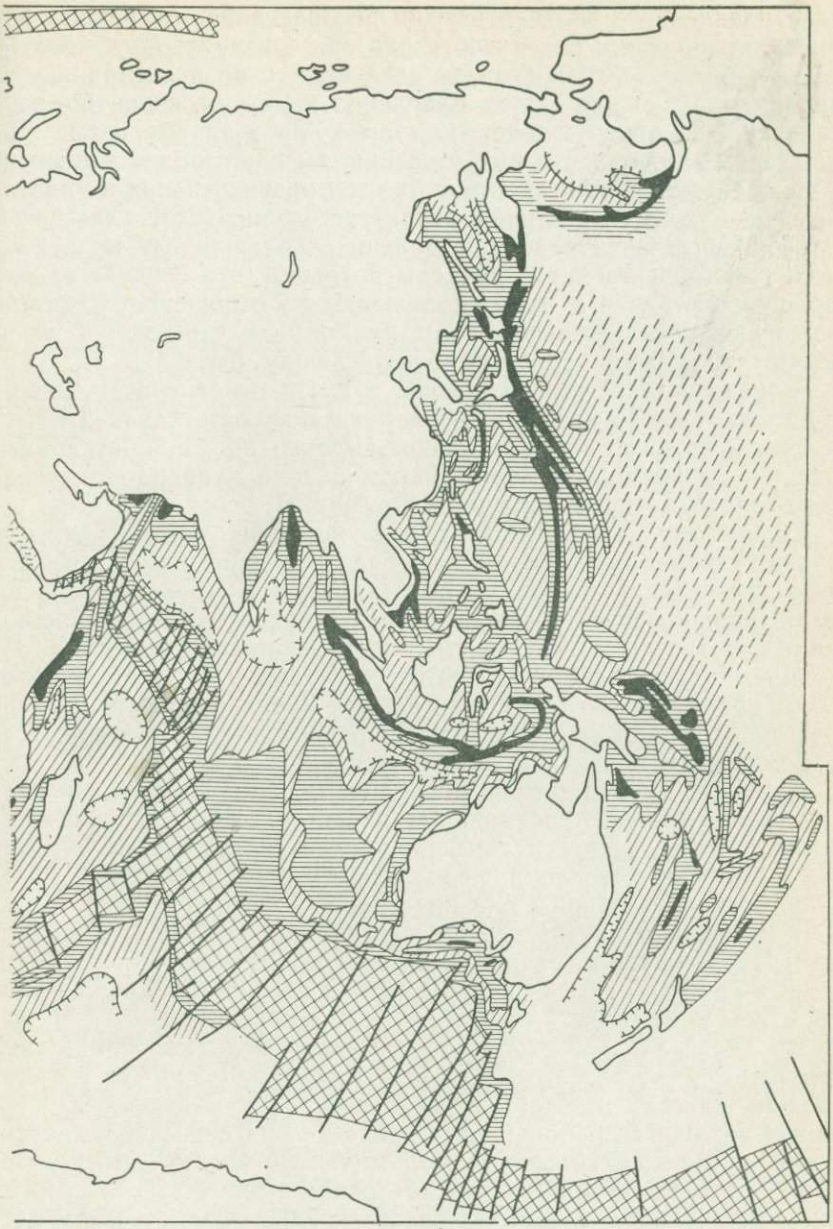


Рис. 28. Схема распределения мощности геофизического комплекса со скоростя
1 — ареалы отсутствия отложений; *2—4* — мощности: *2* — от 1 до 2 км (*а* — установленные,
ные пояса; *6* — некоторые разломы



ми сейсмических волн от 3,5 до 5,5 км/с.

6 — предполагаемые), *3* — от 2 до 5 км, *4* — свыше 5 км; *5* — внутриокеанические подвиж-

очаги плавления в верхней мантии располагались на разных глубинных уровнях и к поверхности дна при спрединге поступали более глубинные породы. Отсюда следует, что по простиранию зон спрединга положение очагов плавления в мантии, вероятно, неоднозначно, что обнаруживает не только латеральные, но и продольные неоднородности в ее строении, вызванные постоянным изменением положения в пространстве зон разуплотнения и уплотнения вещества. В современной структуре океанической коры участки былой выплавки вещества мантии с больших глубин перемещены преимущественно в пределы котловин, что следует из примерно симметричного их расположения по отношению к внутриокеаническим подвижным поясам, имея в виду, что контуры их известны пока лишь в первом приближении (см. рис. 28).

В пределах упомянутых поясов, т. е. Индоокеанских и Срединно-Атлантического хребтов, суммарная мощность слоев 2*A* и 2*B* 3—4 км и даже до 8 (?) км. Такое высокое значение установлено пока в единичном пункте на южном склоне Западно-Индоокеанского хребта, который обращен к котловине Крозе.

По другому направлению, т. е. к подножию континентального склона, распределение мощности более сложное, а состав комплекса претерпевает неоднократные изменения. Прежде всего коегде он наращивается вверх по разрезу горизонтами консолидированных осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Последние, в свою очередь, являются составным элементом выделенных в предыдущих главах аномальных ареалов уплотненных пород глубоководного и мелководно-морского генезиса позднеюрско-раннемелового и позднемелового — эоценового возраста. Еще одно изменение имеет место на подводной окраине континента. Здесь в разрезе комплекса появляются порой и допозднеюрские отложения, причем скорости свыше 5,5 км/с соответствуют не слою 2*C*, а преимущественно верхним слоям коры, переходной от типично континентальной к океанической.

В **Индийском океане** все эти особенности несколько индивидуальны для каждой из основных тектонических областей.

Северо-восточная область отличается прежде всего строением комплекса в котловинах, где в состав его верхней, осадочной составляющей входят относительно молодые породы позднемелового — эоценового возраста. Нижняя, вулканогенная составляющая, которая отвечает, по-видимому, слою 2*A*, вскрыта бурением в различных районах. Она представлена переслаиванием покровов и силлов базальтов с маломощными осадочными горизонтами: в Северо-Австралийской котловине позднеюрского возраста (скв. 261); Западно-Австралийской — раннемелового (скв. 260); Кокосовой — позднемелового (скв. 214); на юго-востоке Аравийской — эоценового (скв. 221). Эти различия находятся в прямой зависимости от возраста океанической коры в пункте бурения.

В осевой зоне периокеанических прогибов, т. е. на подводной окраине континентов, стратиграфический диапазон принадлежащих к комплексу осадочных отложений тоже неоднозначен: для

Австралии — на юге позднеюрско-раннемеловой и на западе — палеозойско-раннемеловой; для Индостана — на востоке от позднепермско-раннемелового (Бенгальский прогиб) до позднеюрско-раннемелового (Коромандельский прогиб), а на западе — преимущественно позднеюрско-раннепалеоценовый (впадины Кач и Камбейская в Аравийском прогибе) или сокращенный до объема Деканских траппов, т. е. конца мела — начала палеогена (Малабарский прогиб). Траппы присутствуют в разрезе осевой зоны прогиба и на западе Австралии (поднятие Скотт), но имеют позднеюрский возраст.

Одной из важных особенностей области является также наличие внутреннего ареала увеличенной до 2—3 км мощности, который осложняет строение котловин Северо-Австралийской, Западно-Австралийской и Уортон. Можно предполагать, что возрастание мощности происходит здесь главным образом за счет покровов базальтов, более молодых по отношению к подстилающей океанической коре. Ареал обрамляют обширные пространства сокращенной до менее 2 км мощности, которые отделяют его как от Индоокеанских хребтов, так и системы периокеанических прогибов. В пределах последней мощность вновь возрастает до 2—5 км с экстремальными значениями до 6,5—8 км в прогибах Отуэй и Юкла, свыше 8 км в Бенгальском, порядка 5,7 км во впадине Кач на севере Аравийского прогиба.

Западная тектоническая область неоднородна по стратиграфическому диапазону комплекса как в котловинах, так и на шельфе. На океаническом борту Сомалийского прогиба ему принадлежат слои позднеюрско-раннемелового, а в осевой зоне, т. е. на окраине Африканского континента, триас-ранне-среднеюрского возраста. В Мозамбикской котловине, имея в виду океанические борта одноименного прогиба и Агульяс, ориентировочно позднеюрско-раннеэоценового возраста с сокращением на юго-западе прогиба Агульяс до позднеюрско-раннемелового. Кровле комплекса здесь соответствует поверхность несогласия между отложениями раннего эоцена и среднего миоцена (скв. 241, 248). Осевые зоны этих двух прогибов характеризуются принадлежностью к данному комплексу отложений карбона — поздней юры, в том числе траппов свиты Карру, чем обнаруживается генетическое, но отнюдь не временно́е, сходство с западными системами периокеанических прогибов Австралии и Индостана.

Распределение мощности частично контролируется субмеридиональной зоной увеличенных до 3—4 км значений, которая включает хребты Меррей, Чейн и Мозамбикский. В свою очередь, все они представляют как бы ответвления от общей полосы повышенной до 4—5 км мощности на Аравийско-Индийском, Западно-Индийском и Африканско-Антарктическом хребтах. К востоку от субмеридиональной зоны мощность в котловинах порядка 0,6—1,8 км. На западе, напротив, мощность возрастает в периокеанических прогибах до 2—4 км с экстремальными значениями свыше

5 км в Оманском и Мозамбикском, а также свыше 8 км в Сомалийском прогибе.

В **Атлантическом океане** при определенной симметрии по отношению к Срединно-Атлантическому хребту намечается и различия между тектоническими областями, которые касаются строения комплекса и его стратиграфического диапазона как в котловинах, так и на подводной окраине континентов.

В восточной тектонической области стратиграфический диапазон верхней, осадочной составляющей может быть пока намечен лишь для некоторых котловин — Капской, Ангольской, Сенегальской, Канарской, Иберийской. Однако, судя по их географическому размещению, не исключено, что он характерен и для области в целом. Этот диапазон соответствует поздней юре — раннему мелу, причем интересной особенностью строения комплекса является наличие в разрезе Ангольской и, вероятно, Гвинейской котловин эвапоритов апт-альба, а также по меньшей мере в зоне шельфа Гвинейского прогиба покровов базальтов позднеюрского возраста. Последние залегают с несогласием на отложениях девона. Более древняя толща эвапоритов (ранне-среднеюрская) входит в его состав на подводной окраине континентов, почти на всем ее протяжении от Сенегала до Бискайского залива. При этом и возраст низов комплекса вдоль этой окраины оказывается самым разным: раннеюрским, а на отдельных участках триасовым в прогибах Капском и Ангольском; от раннемелового в рифте Бенуэ до девонского в Гана-Гвинейской впадине Гвинейского прогиба; от раннепалеозойского до триасового в прогибах Сенегальском, Ааюн и на юге Атласско-Иберийского; от позднеюрского до раннемелового на севере Атласско-Иберийского прогиба и впадинах Бискайского залива.

Распределение мощности, которое в принципе подчиняется общему плану строения периокеанических прогибов данной области, также неоднозначно и зависит от времени начала их формирования. Минимальной мощностью (2—2,3 км) отличаются прогибы северного и южного звеньев области — Капский и Атласско-Иберийский, промежуточной (до 4 км) — Сенегальский, экстремальной (свыше 5 км) — Ангольский и юг Атласско-Иберийского, до 7—12 км — прогиб Ааюн. Небольшие участки увеличенной до 2—3,5 км мощности имеют место и в котловинах за пределами океанического борта указанных прогибов. Все они подобно северо-восточной тектонической области Индийского океана связаны с вулканическими горами и поднятиями типа Мадейры, Азорских островов.

Западная тектоническая область весьма похожа на восточную. Стратиграфический диапазон комплекса в котловинах позднеюрско-раннемеловой, а элементом строения в прогибах Аргентинском и Бразильском являются эвапориты апт-альба. Однако на подводной окраине континентов этот диапазон дифференцирован. Вдоль морского обрамления Южной Америки возраст нижних горизонтов преимущественно среднеюрский, а в некоторых

впадинах Аргентинского прогиба — Сантуш и Байя-Бланка — триасовый или, возможно, палеозойский. Не исключено также наличие домезозойских слоев в осевой зоне впадин Гвианского прогиба — Сеара, Барейриньяс и Амазонской. При этом, кроме эвапоритов в его составе принимают участие покровы базальтов, которые вскрыты бурением в Аргентинском прогибе. Возраст верхних горизонтов, как и в котловинах, преимущественно раннемеловой, однако во впадинах Колорадо, Саладо, Пелотуш, Сантуш, Сеара и Барейриньяс соответствует низам или даже всему разрезу позднего мела в целом.

На аналогичном обрамлении Северной Америки возраст нижних горизонтов триасовый, но в Ньюфаундлендской впадине Ньюфаундленд-Лабрадорского прогиба удревняется до девон-каменноугольного. Эвапориты в этом районе ранне-среднеюрские, а покровы базальтов и другие вулканиты — триасовые или даже пермские. Верхние горизонты почти повсеместно раннемеловые, но во впадине Блейк — позднемеловые. Последний случай отражает унаследованное на этом участке от позднеюрско-раннемелового этапа формирование толщи рифовых известняков, которые представляют собой еще один своеобразный элемент состава комплекса. Как показано выше (см. гл. 5), рифовые известняки прослеживаются по всему протяжению подводной окраины от Флориды до Ньюфаундленда и далее в пределы одноименной ему котловины.

Распределение мощности также не обнаруживает кардинальных отличий от восточной области. В каждом из периокеанических прогибов ее фоновое значение порядка 3—4 км, но экстремальная мощность оказывается существенно разной для Южно- и Северо-Американской систем. В первом случае 5—6 км, а во втором до 8—9 км, причем зоны высокой мощности повсеместно узкие в поперечном сечении, поскольку маркируют контуры рифтовых грабенов ранней стадии эволюции этих прогибов. Еще одна особенность заключается в строении впадин Балтимор и Ново-Шотландской, где подобные грабены образуют субпараллельные ветви, отделенные приразломными поднятиями с сокращенной до 2—3 км мощностью комплекса.

Северная тектоническая область существенно отличается от двух предыдущих по ряду параметров: стратиграфическому диапазону рассматриваемого комплекса прежде всего на подводной окраине континентов в широком смысле, т. е. в шельфовых морях Ирландском, Северном, Баренцевом и собственно океанических шельфах; инверсии этого диапазона между котловинами и упомянутой окраиной; формационному составу; распределению мощности.

Стратиграфический диапазон верхней, осадочной составляющей отвечает отложениям конца позднемеловой эпохи, которые залегают непосредственно на слое 2*A* океанической коры. Распространение их по площади крайне ограниченно, поскольку 26 аномалия магнитного поля (возраст 60 млн. лет) приближена почти вплотную к подножию континентального склона. Соответственно в кот-

ловинах данной области к комплексу относятся главным образом вулканогенные образования слоев 2*A* и 2*B*. Напротив, на подводной окраине Европейского континента комплекс охватывает почти непрерывный осадочный разрез от раннего палеозоя до позднего мела, а на отдельных участках, например в Кельтской впадине, до позднего триаса включительно. Иная ситуация имеет место на окраинах Гренландии и моря Бафина в целом, где разрез комплекса включает мощные толщи базальтов палеоцен-эоценового возраста. Последние представляют лишь часть Брито-Арктической платобазальтовой провинции, фрагменты которой, правда незначительные по площади, известны и на европейской окраине. Таким образом, данная область отличается от двух других в Атлантическом океане преобладанием базальтов над осадочными породами в составе комплекса, особенно на западе, а также резким омоложением его нижних горизонтов в котловинах при существенно более древнем их возрасте (плоть до раннего — среднего палеозоя) на восточной и западной подводных окраинах континентов. Именно это обстоятельство и рассматривается в качестве инверсии стратиграфического диапазона.

Распределение мощности, в свою очередь, обнаруживает черты асимметрии, генетически связанные с интенсивностью вулканической активности в пределах западной подводной окраины по сравнению с восточной. Соответственно она составляет в рифтовых грабенах Ирландского, Северного и Баренцева морей, а также Норвежского шельфа от 2 до 4 км и достигает 8—12 км в аналогичных грабенах моря Баффина совместно с Восточной Гренландией. Еще четыре ареала увеличенной до 2—4 км мощности отвечают оси спрединга в Лабрадорском море, плато Роколл, Исландии с Фарерским порогом, хребту Ян-Майен. Из них только на плато Роколл осадочные породы в существенном объеме переслаиваются с покровами базальтов. В остальных трех случаях явно ведущая, если не абсолютная, роль принадлежит вулканогенным образованиям основного состава.

Регионы окраинных и внутренних морей весьма различны по особенностям строения комплекса, что находится в зависимости от их тектонической позиции, типа коры котловин и времени их образования. Все эти вопросы с возможной детальностью были рассмотрены в предыдущей книге автора [8]. Здесь же приводятся только краткие сведения с некоторыми дополнениями по новейшим материалам, касающимся Индосинийско-Филиппинского региона.

В позднекайнозойской, олигоцен-неогеновой группе морей современной активной океанической окраины (см. табл. 7) мощность комплекса в котловинах около 1—1,5 км и увеличивается к островным дугам до 2—3, а порой и более 5 км. По природе он представляет в котловинах генетический аналог второго слоя океанической коры, может быть, с несколько большей долей осадочных пород, а в островных дугах, присущий им вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплекс. Выше залегающий в котлови-

нах чехол, как это и следует из особенностей строения толщи олигоцен-плейстоцена, на значительной части их площади представлен неуплотненными осадками небольшой мощности.

В одновозрастных морях пассивных океанических окраин (см. табл. 6), связанных с зонами внедрений ответвлений внутриокеанических подвижных поясов (Калифорнийский залив, Скоша, Красное), комплекс в глубоководных котловинах представлен толеитовыми базальтами второго слоя океанической коры. В направлении к шельфу скорости в упомянутом слое возрастают до 5,5—6,2 км/с, и одновременно его перекрывают преимущественно осадочные и вулканогенно-осадочные породы со скоростями упругих волн свыше 3,5 км/с. Общая мощность комплекса изменяется от 1,5 до 2,5 км.

В позднемеловой — раннепалеогеновой группе морей современных и древних активных окраин черты различия между ними преобладают над сходством, но в принципе обнаруживают зависимость от времени формирования коры котловин.

Алжиро-Прованская котловина, наиболее молодая из них, обладает особенностями строения, которые представляют для данной группы определенное исключение. Они определяются наличием в составе комплекса высокоскоростной толщи эвапоритов мессинского яруса. Последние в осевых зонах широтного и меридионального рифтов залегают, по-видимому, непосредственно во втором слое коры. На северном шельфе и континентальном склоне комплекс включает осадочные образования от каменноугольного до миоценового возраста. Соответственно, его мощность в котловине 1—1,5 км и увеличивается к континентальному подножию до 2—4 км.

Коралловоморская и Южно-Китайская котловины несколько древнее, поскольку основная стадия разрастания их океанической коры приходится на эоцен, а заключительная, проявившаяся на востоке каждой из них соответственно на олигоцен (трог Ренелл), и миоцен (троги Западно-Лусонский и Манильский).

Однако ранняя стадия рифтогенеза в районе Кораллового моря имела место в позднемеловое, а Южно-Китайского — в юрско-раннемеловое время. Именно эти черты эволюции определяют стратиграфический диапазон комплекса в котловинах преимущественно как эоценовый, на шельфе и склоне Южно-Китайского моря как юрско-палеогеновый, а Кораллового — позднемеловой — палеогеновый.

Распределение мощности комплекса в этих краевых морях прямо противоположное. Коралловое море характеризуется общей тенденцией к увеличению мощности от 1,5 до 2—4 км в направлении с востока на запад, т. е. от наиболее молодой к относительно древней океанической коре. При этом на востоке намечаются, хотя и небольшие, ареалы отсутствия комплекса. Максимальная (свыше 5 км) мощность устанавливается на западе котловины, там, где могло иметь место тройное сочленение рифтов позднемелового времени. Из сейсмической характеристики разреза следует, что в

данном случае происходит замещение вулканогенно-осадочных образований на шельфе слоями 2*A* и 2*B* в котловине.

Южно-Китайское море, напротив, отличается минимальной, т. е. порядка 1—1,5 км, мощностью в котловине с увеличением до 2—3 км к подножию континентального склона. На шельфе намечается чередование участков увеличенной и минимальной мощности с преобладанием вторых на его юго-западе и юго-востоке, т. е. преимущественно там, где минимальна и суммарная мощность чехла. При этом ареал экстремальной (свыше 5 км) мощности распространен в западном районе шельфа. Состав комплекса подобно таковому в Коралловом море испытывает замещение от слоев 2*A* и 2*B* в котловине к преимущественно вулканогенно-осадочным на шельфе.

Разрастание коры Соломонова моря, Венесуэльской и Колумбийской котловин Карибского моря происходило в позднемеловое время. Строение комплекса котловин здесь отличается большим числом осадочных горизонтов в составе слоя 2*A*, что кстати подтверждено не только скважинами глубоководного бурения (скв. 153), но и разрезами на юге Гаити и о-ве Малаита в Соломоновом архипелаге. Стратиграфический его диапазон в котловинах существенно шире. В Венесуэльской и Колумбийской котловинах он охватывает интервал от сенона до эоцена включительно. Распределение мощности имеет общую тенденцию к увеличению от центральной части котловин к континентальному склону и островным дугам обрамления. Однако это изменение составляет в Соломоновом море от 1,5 до более 5 км, а в двух рассматриваемых котловинах Карибского моря от 2—3 до более 5 км.

Возрастным аналогом краевых морей с позднемеловой корой в системе пассивных окраин являются моря Уэдделла, Росса, Лабрадора, Баффина и Тасманово. Для первых двух материалы по строению комплекса пока отсутствуют, а другие были рассмотрены при описании северной тектонической области Атлантического океана. Тасманово море отличается от многих других в общей возрастной группе прежде всего наличием обширного ареала отсутствия образований комплекса в центральной части котловины, которая отвечает району наиболее интенсивного разрастания океанической коры. Стратиграфический диапазон комплекса, представленного в котловине преимущественно осадочными, а на хребте Лорд-Хау вулканогенно-осадочными образованиями, сокращен до верхних горизонтов позднего мела, но на западном шельфе (впадина Гипсленд) увеличивается до юры — позднего мела. Мощность порядка 1,5 км как в котловине, так и на подводных хребтах Лорд-Хау и Норфолк, но с экстремальным значением свыше 5 км в Новокаледонской котловине.

Последний представитель группы — Черное море — занимает существенно иную тектоническую позицию, поскольку находится в переходной области от стабильных в фанерозое Европейской и Скифско-Мизийской плит к древней активной окраине океана Тетис. Из сейсмических данных и общегеологических соотношений

следует, что стратиграфический диапазон комплекса должен соответствовать в котловине интервалу от поздней юры до мела, а на западном и северо-западном шельфе от раннего палеозоя до позднего мела включительно. В составе же должны преобладать осадочные образования с подчиненными горизонтами вулканогенных пород.

Позднеюрско-раннемеловая группа краевых морей активных окраин включает лишь Берингово (без Командорской котловины) и Мексиканский залив.

В Беринговом море комплекс состоит из верхней, осадочной и нижней, вулканогенной составляющих, причем вторая из них рассматривается как аналог слоев 2*A* и 2*B* океанической коры. При этом стратиграфический диапазон верхней составляющей соответствует интервалу от поздней юры до раннего мела. В Алеутской котловине мощность комплекса от менее 2 до более 5 км. Зоны наибольшей мощности распространены на Алеутской дуге, в полосе киммерид о-вов Прибылова и на юге хребта Бауэрса. В направлении к континентальному склону комплекс выклинивается, причем ареал отсутствия охватывает и север Алеутской котловины. Обратное соотношение между суммарной мощностью чехла и комплекса наряду с пологими углами наклона его слоев вызывает предположение, что вкрест простирания может происходить замещение вулканогенных пород осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями.

Мексиканский залив по особенностям строения комплекса отличается от Берингова моря, но сходен с Черным и Восточным Средиземноморьем. Это сходство вызвано, вероятно, их позицией в переходной области от стабильных в фанерозое плит к древним и современным активным окраинам. Стратиграфический диапазон комплекса здесь едва ли не самый широкий в краевых морях. Он соответствует для котловины интервалу от ранней юры или триаса до позднего мела, а для шельфа от каменноугольной до меловой эпохи включительно. В составе явно преобладают осадочные образования, в том числе и эвапориты. Мощность более 5,5 км в прогибе, находящемся в северо-западной части котловины Сигсби, вблизи поднятия Кампече и, по-видимому, в Предкубинском прогибе. На остальной площади Мексиканского залива она от 5 до 2 км с тенденцией сокращения до менее 1 км в сторону шельфа. Подобное распределение, вероятно, отражает положение первичных рифтов, подобно тому, как это имеет место в Коралловом море.

В системе древних пассивных окраин возрастным аналогом Берингова моря и Мексиканского залива являются моря Ионическое и Леванта, т. е. Восточное Средиземноморье. Возрастной интервал комплекса здесь от раннего палеозоя до миоцена, а в котловинах от поздней юры до миоцена включительно. Подобно Мексиканскому заливу в составе преобладают осадочные породы с толщей эвапоритов, но последние имеют молодой, миоценовый возраст. Мощность изменяется от 9 до 1—2 км и увеличивается в направлении к Африканскому континенту.

Таким образом, для окраинных и внутренних морей, так же как и для океанов, устанавливается зависимость строения комплекса от времени формирования океанической (ныне порой субокеанической) коры и принадлежности к определенной тектонической области или региону, причем для краевых морей весьма существенной оказывается и их тектоническая позиция.

*
* *

Попытка раздельного анализа строения четырех крупных комплексов осадочной оболочки океанов и морей, а также комплекса пород со скоростями сейсмических волн от 3,5 до 5,5 км/с предоставила возможность для существенной детализации в каждом из них ее гетерогенного подтипа, представленного ареалами консолидированных пород. Существенно новым в рассматриваемом вопросе является выявленное участие в составе этих ареалов пород не только континентального и мелководно-морского, но и глубоководного генезиса.

Основное различие между среднеюрско-нижнемеловым и верхнемеловым — эоценовым комплексами, с одной стороны, а олигоцен-плейстоценовым, с другой, заключается в том, что в двух нижних комплексах рассматриваемые ареалы пород различного генезиса не только пространственно тесно совмещены, но и порой наследуют друг друга во времени, т. е. ареалы уплотненных глубоководных отложений в верхнемеловом — эоценовом комплексе располагаются над блоками мелководно-морской седиментации в позднеюрско-раннемеловую эпоху. Подмеченная особенность по принципу обратной связи способствует прогнозированию распространения мелководно-морских отложений (или почти наверняка уплотненных глубоководных) в позднеюрско-раннемеловом комплексе с учетом контуров распространения допозднемеловой океанической коры.

В олигоцен-плейстоценовом комплексе подобные ареалы связаны главным образом с районами лавинной седиментации, т. е. с краевыми морями, внутриостроводужными рифтами, дельтовыми толщами, наложенными на структуру нижележащих комплексов. В последнем случае, как правило, они имеют дискордантную ориентировку по отношению к структуре этих комплексов.

В тектонической позиции рассматриваемых ареалов устанавливаются определенные различия между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами.

В Тихом, относительно более древнем океане обнаруживается связь этих ареалов с внутренней его областью, где переработке подверглась не континентальная, а океаническая кора, как это и предусмотрено механизмом внутриплитного тектогенеза (см. гл. 10).

Отсюда следует необходимость выделения внутриокеанических деструктивно-аккреционных блоков или призм, к категории которых в Тихом океане принадлежат и некоторые геоблоки в пони-

мании Л. И. Красного [6]. В молодых океанах — Атлантическом и Индийском — эти ареалы располагаются преимущественно на их окраинах в области деструкции былой континентальной, а ныне коры переходного и океанического типов. Хотя механизм деструктивных процессов во многом не выяснен, само выделение таких областей [17] встречает подтверждение в проведенном анализе.

В нефтегазоносном отношении различие в тектонической позиции ареалов консолидированных пород заключается в их сопряжении с крупными очагами нефтегазообразования в осевых зонах периокеанических прогибов в Индийском и Атлантическом океанах и, напротив, в отсутствии такого сопряжения в Тихом океане.

ГЛАВА 9. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЧЕХЛА И НАПРАВЛЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Суммарный объем чехла дна морей и океанов был определен ранее в 291,4 млн. км³, что составляет 65,8 % объема чехла всех седиментационных бассейнов континентов и Мирового океана или 20,4 % объема стратисферы Земли в целом, т. е. совместно с миогеосинклиналями. На долю седиментационных бассейнов современной активной окраины, т. е. внутридуговых морей и рифтов, приходилось 24,3 млн. км³; морей переходных областей к этой окраине — 38 млн. км³; морей переходной области к древней океанической окраине, т. е. запада Средиземноморского пояса Евразии и Мексиканского залива — 33,7 млн. км³; современной пассивной окраины совместно с осадочным чехлом сопредельных районов глубоководных котловин — 165,7 млн. км³; ложа Тихого океана — 30 млн. км³; внутриплатформенных синеклиз в пределах отдельных краевых морей (Гудзонова залива и др.) — 1 млн. км³ [24].

Количественная оценка позднемезозойских литологических формаций на континентах и в океанах, предпринятая на серии карт масштаба 1 : 30 000 000, обнаружила, что в течение поздней юры и мела сформировалось $127 \cdot 10^6$ км² площади океанической коры, или 43,5 % современной ее площади и 36,6 % всей площади Мирового океана. Объем осадков шельфа и континентальных склонов для верхней юры оказался равным 17,7 млн. км³, ложа океана — 1,2 млн. км³; нижнего мела — соответственно 41,5 и 8,8 млн. км³, верхнего мела — 34,5 и 15 млн. км³. Масса отложений между континентами и подводными их окраинами, с одной стороны, и ложем океана, с другой, распределилась следующим образом. в верхней юре — 55,43 и 2 %, в нижнем мелу — 51,42 и 7 %, в верхнем мелу — 50,37 и 13 %. На этом основании были сделаны выводы о перераспределении в течение позднего мезозоя глобальной массы осадков в направлении ложа океанов, явном увеличении в позднемеловое время выноса осадков за пределы шельфа в зону глубоководной океанической седиментации, вероятном возрастании подмеченной тенденции в кайнозое [19].

Подсчет распределения объемов только между пелагическими областями океанов обнаружил, что в Тихом содержится порядка 45, Индийском — 26 и Атлантическом — 62, а в сумме — 133 млн. км^3 [14, т. 4].

Однако этот подсчет охватывал в Индийском и Атлантическом океанах ареалы распространения чехла мощностью свыше 2—4 км. Такая мощность имеет место в седиментационных бассейнах пассивных окраин, наложенных как на подводную окраину континентов, так и собственно ложе океана в подножии континентальных склонов. Соответственно, в тектоническом аспекте в распределении объемов между бассейнами переходных зон и ложа океана возникла доля неопределенности.

Попытка изучения количественных параметров чехла и направленности седиментации в пределах океанов и морей, предпринятая в данной работе, основывается на картах распределения мощности верхнеюрско-нижнемелового, верхнемелового — эоценового и олигоцен-плейстоценового комплексов масштаба 1 : 25 000 000. Она имеет целью выяснить особенности изменения рассматриваемых параметров как во времени, так и пространстве, т. е. от раннего, среднеюрско-раннемелового этапа океанообразования к позднему, олигоцен-плейстоценовому с одновременной дифференциацией для каждого из океанов в отдельности на осложняющие их строение тектонические области, а также регионы островных дуг и краевых морей. Одновременно эти особенности анализируются раздельно для седиментационных бассейнов переходных зон от континента к океану, т. е. шельфа, континентального склона и его подножия, с одной стороны, ложа океана — с другой. Первые из этих бассейнов выделяются в контуре мощности чехла более 1 км. Применительно к котловинам ряда краевых морей ситуация обратна, т. е. на подводной окраине континентов мощность чехла менее 1 км, а в глубоководных котловинах значительно больше, что должным образом учтено при подсчете.

Подсчет распределения площадей и объемов, как и в предыдущей коллективной работе [24], был проведен методом тройного интегрирования с введением поправки за искажение проекции карт. В этом подсчете из-за недостаточности фактических данных только частично были учтены Арктический и Антарктический сегменты Мирового океана, равно как для познеюрско-раннемелового и позднемелового — эоценового комплексов регионы краевых морей, что несколько ограничивает общую применимость достигнутых результатов.

Суммарная площадь распространения **верхнеюрско-нижнемелового комплекса** 69,4 млн. км^2, а объем 49,9 млн. км^3 против 69,2 млн. км^3, подсчитанных в работе А. Б. Ронова с соавторами [19]. Это различие объясняется, вероятно, отсутствием в проведенном подсчете прежде всего материалов по Арктическому сегменту, где на значительной площади подводной окраины континентов комплекс распространен почти повсеместно. Распределение объемов комплекса обнаруживает существенные неоднородности его

строения как в отдельных океанах, так и тектонических областях. Однако в интенсивности седиментации более существенны различия между подводной окраиной континентов и глубоководными котловинами.

Тихий океан, где океаническая кора позднеюрско-раннемелового возраста сохранилась только в западной тектонической области, выделяется наибольшей ее площадью — 28,4 млн. км² и, напротив, наименьшим объемом осадков — 2,61 млн. км³ (табл. 8).

В Индийском океане площадь океанической коры этого возраста составляет 4,8 млн. км², а суммарная площадь распространения комплекса, т. е. совместно с подводной окраиной континентов, — 10 млн. км². На долю этой окраины приходится 9,65 млн. км³ осадков, а глубоководных котловин всего лишь 1,85 млн. км³. Каждая из трех тектонических областей этого океана характеризуется индивидуальными значениями объема, особенно на подводных окраинах континентов. Наибольшие они в северо-восточной области (6,45 млн. км³), вдвое меньшие (3,2 млн. км³) в западной тектонической области. Глубоководные котловины, напротив, при существенно разной площади отличаются почти равными объе-

Таблица 8

Количественные параметры седиментации в позднеюрско-раннемеловое время

Тектонические области океанов, регионы краевых морей	S, млн.км²		V, млн. км³		Q_c, км³/год		L, см/10³ лет	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
Тихий, западная	—	28,4	—	2,6	—	0,052	—	0,18
Индийский:								
южная	—	6,5	—	1,3	—	0,26	—	0,3
северо-восточная	2,5	3,1	6,4	0,9	0,13	0,019	5,2	0,61
западная	1,7	1,7	3,2	0,9	0,064	0,018	3,7	1,0
Атлантический:								
восточная	3,0	3,8	8,7	1,7	0,17	0,034	5,6	0,9
западная	6,3	6,6	12,4	3,5	0,25	0,07	3,9	1,0
северная	1,0	1,4	1,8	0,8	0,036	0,016	3,6	1,1
Средиземноморско-Персидский	1,4	—	3,6	—	0,072	—	5,2	—
Антарктический (частично)	1,0	1,0	1,5	0,5	0,03	0,01	3,0	1,0
В целом	16,9	52,5	37,6	12,3	0,75	0,246	4,4	0,5

Примечание. S — площадь, V — объем, Q_c — объемная скорость седиментации (V/50 млн. лет), L — средневзвешенная скорость седиментации ($\frac{V}{S}$ /50 млн. лет), А — шельф, склон и подножие, Б — глубоководные котловины.

мами осадков, т. е. 1,3; 0,95 и 0,9 млн. км³. Однако это заключение для южной тектонической области в связи с недостаточной ее изученностью нельзя признать однозначным.

Атлантический океан выделяется более чем вдвое большей площадью позднеюрско-раннемеловой океанической коры и, соответственно, суммарной площадью распространения комплекса, равной 22,2 млн. км². На долю подводной окраины континентов при площади 10,3 млн. км² приходится 22,9 млн. км³ осадков, а глубоководных котловин с площадью 11,8 млн. км² всего лишь 6,0 млн. км³.

Распределение объема между тектоническими областями Атлантического океана подобно Индийскому весьма неоднозначно, причем как на подводной окраине континентов, так и в котловинах. Однако для этого океана намечается довольно тесная корреляция между площадью распространения комплекса в каждой тектонической области и объемом чехла. Наибольшей площадью подводной окраины (порядка 6,3 млн. км²) и глубоководных котловин (6,6 млн. км²) отличается западная тектоническая область, где объемы осадков соответственно равны 12,4 и 3,5 млн. км³. Для восточной области все эти значения вдвое меньше, за исключением объема отложений на подводной окраине континента, равного 8,7 млн. км³. Вполне закономерно, что значения площади и объема минимальны для северной тектонической области, где разрастание океанической коры в широком масштабе проходило на последующих этапах, т. е. позднемеловом — эоценовом и олигоцен-плейстоценовом.

В краевых морях подсчет площадей и объемов мог быть проведен в первом приближении лишь для Средиземноморско-Персидского региона и моря Уэдделла в Антарктическом сегменте. В первом случае площадь распространения, подсчитанная в контурах современной береговой линии, составляет 1,4 млн. км², а объем чехла 3,6 млн. км³, во втором — 2 млн. км² при объеме 1,5 и 0,5 млн. км³ соответственно на подводной окраине континента и в глубоководной котловине.

Однако неоднозначность значений площадей распространения комплекса и его объемов еще не обнаруживает истинных черт сходства и различия в направленности седиментации между океанами и их тектоническими областями. Для этих целей более представительны такие показатели, как объемная скорость и средневзвешенная по площади линейная скорость осадконакопления.

Первый из них является лишь относительно объективным, поскольку находится в прямой зависимости от площади седиментационного бассейна, т. е. при равной интенсивности осадконакопления любого типа (биогенного, хемогенного или терригенного) в удаленных друг от друга регионах его значения будут выше при большей площади. Второй, полученный делением объема на площадь и время седиментации, напротив, является вполне объективным. Он отражает совокупность влияния тектонических и палеогеографических факторов на интенсивность рассматриваемого про-

цесса. Отсюда для выявления черт сходства и различия в этом вопросе необходимо совместное использование указанных показателей.

Сравнение их на примере рассматриваемого комплекса обнаруживает два обстоятельства, которые, как будет показано далее, справедливы и для вышележащих: почти повсеместно в 3—5 раз, а иногда на порядок, больший темп осадконакопления в седиментационных бассейнах переходных зон от континентов к океанам по отношению к бассейнам глубоководных котловин; хотя и разные, но идентичные по порядку величины значения, присущие каждой из групп бассейнов. Последнее убеждает в общей правомерности проведенных подсчетов.

В пассивных окраинах по темпу седиментации особо выделяются западная и восточная тектонические области Атлантического океана, что отражает их раннее образование и сочетание терригенного и хемогенного осадконакопления. Значение объемной скорости здесь 0,17—0,25 км^3/год и средневзвешенной 3,9—5,6 см/10^3 лет. Высокие значения средневзвешенной скорости, равные 5,2 см/10^3 лет, устанавливаются также для северо-восточной тектонической области Индийского океана и краевых морей Средиземноморско-Персидского региона, представлявших для данного отрезка времени южную пассивную окраину Тетиса. Объемная скорость, напротив, относительно низкая — 0,072—0,13 км^3/год. Ее наименьшие значения 0,03—0,06 км^3/год при близкой средневзвешенной скорости 3—3,7 см/10^3 лет отличают западную тектоническую область Индийского, северную Атлантического и бассейн моря Уэдделла в Антарктическом регионе. Эти минимальные значения объемной скорости обусловлены их малой площадью и поздним формированием северной тектонической области Атлантического океана.

Среди глубоководных котловин наибольшей объемной скоростью (0,05—0,07 км^3/год) характеризуются западные тектонические области Тихого и Атлантического океанов, тогда как средневзвешенная скорость для первой из них более чем в 5 раз меньше. В этом случае разные соотношения между объемной и средневзвешенной скоростями находятся в прямой зависимости от более чем в 4 раза большей площади западной тектонической области Тихого океана. Здесь же повышенный вклад в седиментацию вносила биогенная продуктивность океана при положении значительной части площади дна выше критической для карбонатонакопления глубины.

Напротив, при равной площади южной тектонической области Индийского и западной Атлантического океанов, близких по позиции, т. е. приближенных к обширным ареалам денудации на континентах (в этом отличие от запада Тихого океана), значение объемной скорости в первом случае вдвое меньше, чем во втором, а средневзвешенной скорости в 3 раза. Такое противоречие может быть следствием, вероятно, заниженных значений мощности, которые из-за недостатка фактического материала были приняты при

подсчете объема чехла для южной тектонической области Индийского океана, и оно нуждается в последующей проверке. В целом же седиментация позднеюрско-раннемелового времени отличалась большей интенсивностью для тектонических областей Индийского и Атлантического океанов по сравнению с Тихим.

Верхнемеловой — эоценовый комплекс распространен на более значительной площади, чем нижележащий, равной 165,1 млн. км², в том числе 146,8 млн. км² в области океанической коры. Суммарный его объем составляет 68,5 млн. км³, что на 18,2 млн. км³ больше, чем подсчитано А. Б. Роновым с соавторами [19] только для верхнего мела. Если учесть, что мощность палеоцен-эоценовых слоев в глубоководных котловинах в среднем порядка 0,1 км, то оба варианта подсчета практически идентичны.

Распределение объемов комплекса подобно верхнеюрско-нижнемеловому неоднозначно как для отдельных океанов, так и тектонических областей и регионов краевых морей, сформировавшихся на этом этапе.

Тихий океан отличается от всех других наибольшей площадью коры доолигоценового возраста, равной 62,2 млн. км², и наименьшим объемом осадков комплекса — 8,5 млн. км³. Седиментационные бассейны переходной к ложу океана зоне сформировались на плато Онтонг-Джава с утолщенной океанической корой и Новозеландском, но с деструктивной континентальной корой. Общая их площадь 0,9 млн. км², а объем рассматриваемых слоев 1,3 млн. км³ (табл. 9).

В Индийском океане площадь синхронной по возрасту коры 38,4 млн. км², а суммарная площадь распространения комплекса 42,7 млн. км². На долю подводной окраины континентов приходится 4,9 млн. км³ осадков комплекса, а глубоководных котловин — 12,9 млн. км³. Наибольший объем в западной тектонической области — 3,4 млн. км³, а наименьший в северо-восточной — 1,5 млн. км³. Глубоководные котловины также обнаруживают неоднозначность объемов. Они составляют нарастающий ряд в 1,6; 3,4 и 7,9 млн. км³ к западной тектонической области с наименьшей площадью 9,2 млн. км².

Атлантический океан характеризуется существенным снижением скорости разрастания коры, поскольку ее площадь не вдвое больше одновозрастной коры Индийского океана, как было к началу позднемеловой эпохи, а почти равновелика — 36 млн. км². Суммарная площадь распространения комплекса 44,6 млн. км² против 42,7 млн. км² в Индийском океане. В пределах подводной окраины континентов на площади 8,6 млн. км² сосредоточен 21 млн. км³ осадков, а в глубоководных котловинах — только 9,6 млн. км³. Распределение объема между тектоническими областями как на подводной окраине континентов, так и в глубоководных котловинах обнаруживает корреляцию с площадью. Наибольшим значением площади седиментационных бассейнов подводной окраины — 4,6 и глубоководных котловин — 20,2 млн. км² выделяется западная тектоническая область, где объемы отложений комплекса со-

Таблица 9

Количественные параметры седиментации в позднемеловое — эоценовое время

Тектонические области океанов, регионы краевых морей	S, млн. км²		V, млн. км³		Q_c, км³/год		L, см/10³ лет	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
Тихий:								
юго-восточная	—	7,1	—	0,6	—	0,01	—	0,1
западная	0,9	55,1	1,3	7,9	0,02	0,12	2,2	0,2
Индийский:								
южная	—	14,6	—	1,6	—	0,02	—	0,2
северо-восточная	2,5	14,6	1,5	3,4	0,02	0,5	0,9	0,3
западная	1,8	9,2	3,4	7,9	0,05	0,03	2,9	0,3
Атлантический:								
восточная	2,6	12,8	3,8	2,8	0,06	0,04	2,2	0,3
западная	4,6	20,2	10,8	5,9	0,16	0,09	3,6	0,5
северная	1,5	3,0	6,4	0,9	0,1	0,01	6,5	0,5
Филиппинский (частично)	—	1,0	—	0,1	—	0,01	—	0,2
Новогвинейско-Новозеландский	0,1	6,6	0,2	1,8	0,003	0,03	3,9	0,5
Мексикано-Карибский	1,2	1,4	3,4	3,9	0,05	0,06	4,3	3,2
Средиземноморско-Персидский	1,7	—	3,2	—	0,05	—	2,9	—
Антарктический (частично)	1,4	1,2	3,1	0,6	0,05	0,01	3,4	0,8
Океаны и краевые моря в целом	18,3	146,8	37,1	31,4	0,57	0,48	3,1	0,3

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 8; временной диапазон седиментации — 65 млн. лет, для Филиппинского региона — 15 млн. лет.

ответственно равны 10,8 и 5,9 млн. км³. Отложения комплекса в пределах восточной области по рассматриваемым параметрам подобны позднеюрско-раннемеловым, поскольку значения площадей распространения и объемов примерно в 2—2,5 раза меньше, чем для западной тектонической области. Аналогичное соотношение для северной области при минимальных значениях ее площади обнаруживает существенное превышение объема отложений, залегающих на подводных окраинах континентов. Однако в глубоководных котловинах это превышение минимально.

Среди краевых морей по концентрации объема ведущая роль принадлежит Мексикано-Карибскому региону, где на общей пло-

щади 2,6 млн. км^2 сосредоточено 7,1 млн. км^3 отложений, в том числе 3,4 млн. км^3 на подводной окраине континентов. Примерно аналогичное значение объема в контурах такой окраины устанавливается и для Средиземноморско-Персидского региона. Новогвинейско-Новозеландский регион выделяется среди всех других превышением значений объема отложений котловины над подводной окраиной в 9 раз. Однако здесь оно синхронно и превышению площади седиментационных бассейнов в 60 раз. Минимальные объем и площадь распространения присущи Филиппинскому региону, где образование океанической коры проходило главным образом в послеэоценовое время.

Отличительной чертой седиментации в океанах на позднемеловом — эоценовом этапе является почти повсеместное уменьшение ее интенсивности по сравнению с предыдущим этапом. Оно фиксируется как на подводных окраинах континентов, так и в глубоководных котловинах. Исключение в этом плане представляют западная тектоническая область Тихого и южная Индийского, а также северная в Атлантическом океане. В первых двух случаях темп седиментации сохраняется на прежнем уровне, а в третьем увеличивается вдвое. Эти особенности обусловлены: обширной позднемеловой трансгрессией на континентах, представлявших на большей части площади шельфовые моря; существенным вкладом вулканической активности в строение комплекса, что вызвало накопление мощных толщ базальтов преимущественно на западной подводной окраине континента северной тектонической области.

На общем фоне особо выделяется юго-восточная тектоническая область Тихого океана, формирование которой началось на позднемеловом — эоценовом этапе. Здесь самые низкие объемная (0,01 км^3/год) и средневзвешенная (0,1 см/10^3 лет) скорости седиментации. Для западной тектонической области этого океана при сохранении темпа седиментации фиксируется возрастание ее объемной скорости от 0,05 в позднеюрско-раннемеловое до 0,12 км^3/год в позднемеловое — эоценовое время. Это вызвано соответствующим прогрессивным увеличением здесь площади океанической коры от 28,4 до 55,1 млн. км^2.

Направленность седиментации в тектонических областях Индийского океана в отличие от Тихого обнаруживает черты различия для подводной окраины континентов и сходства в пределах глубоководных котловин. Различие определяется более высокой объемной (0,05 км^3/год) и средневзвешенной скоростью седиментации присущей бассейнам западной и, напротив, относительно низкой, равной 0,02 км^3/год и 0,9 см/10^3 лет — бассейнам северо-восточной тектонической области. Таким образом, по отношению к нижележащему комплексу здесь устанавливается перераспределение во времени как объемов, так и интенсивности седиментации.

Сходство заключается в выравнивании интенсивности осадконакопления при небольших вариациях его объемной скорости. Последнее может быть объяснено совместным влиянием двух факторов — неоднозначной площадью океанической коры и ведущей

ролью терригенной седиментации в котловинах северо-восточной области. Диапазон изменений объемной скорости от 0,02 до 0,05 км³/год, а средневзвешенной от 0,2 до 0,3 см/10³ лет, причем для южной области намечается равенство значений с западной тектонической областью Тихого океана.

Тектонические области Атлантического океана по рассматриваемым параметрам обнаруживают принципиальное сходство с направленностью седиментации в Индийском океане. Оно определяется следующими признаками: неравномерной ее интенсивностью на подводных окраинах континентов, входящих в состав разных тектонических областей; напротив, близкими значениями интенсивности в глубоководных котловинах; перераспределением во времени ареалов повышенной интенсивности. Различие с другими океанами, прежде всего Индийским, вызвано более высокой интенсивностью осадконакопления, возможно обусловленной повышенной биогенной продуктивностью на позднемеловом — эоценовом отрезке времени.

Одновременно для Атлантического океана намечается обратное соотношение между объемной и средневзвешенной скоростями. Первая достигает на подводной окраине континентов западной тектонической области самого высокого значения, равного 0,16 км³/год, а вторая 3,6 см/10³лет. Напротив, для той же окраины северной области объемная скорость 0,1 км³/год, а средневзвешенная — 6,5 см/10³ лет. В последнем случае экстремальная средневзвешенная скорость формирования комплекса вызвана интенсивной вулканической деятельностью, обусловившей накопление мощных толщ базальтов. Окраины восточной области характеризуются самыми низкими объемной (0,06 км³/год) и средневзвешенной (2,2 см/10³ лет) скоростями седиментации.

Глубоководные котловины всех трех тектонических областей близки по средневзвешенной скорости, которая составляет 0,3—0,5 см/10³ лет. Однако значения объемной скорости зависят от площади котловин и изменяются от 0,01 до 0,09 км³/год.

Регионы краевых морей обнаруживают принципиальное сходство с тектоническими областями океанов по значениям объемной скорости седиментации на подводной окраине континентов и в котловинах, а также средневзвешенной скорости на этих окраинах. Элементы различия между ними определяются близостью рассматриваемых параметров для Филиппинского и Новогвинейско-Новозеландского регионов к тектоническим областям Тихого, а остальных к таким же областям Индийского и Атлантического океанов.

Для первой группы объемная скорость составляет от 0,003 до 0,03 км³/год; средневзвешенная скорость на подводных окраинах континентов в Новогвинейско-Новозеландском регионе 3,9 см/10³ лет и в котловинах 0,5—0,6 см/10³ лет.

Вторая группа отличается более высокими значениями объемной скорости преимущественно порядка 0,05—0,06 км³/год, а средневзвешенной на подводной окраине континентов от 2,9 до

4,3 см/10^3 лет и в котловинах Антарктического региона 0,8 см/10^3 лет. Исключение представляет Мексикано-Карибский регион, где значения средневзвешенной скорости для разных его частей близки между собой. Столь высокая (4,2 см/10^3 лет) средневзвешенная скорость в котловинах обусловлена спецификой формирования комплекса — в осадочном бассейне Мексиканского залива на большей части площади в мелководно-морских условиях; серии таких же бассейнов Карибского моря при повышенной вулканической активности в процессе седиментации. Последнее сочетание вызвало необходимость включить в состав комплекса образования второго слоя океанической коры.

Подмеченное сходство интенсивности седиментации в регионах краевых морей и океанов свидетельствует о единой природе их образования.

В **олигоцен-плейстоценовом комплексе** рассматриваемые количественные параметры были определены для общей площади дна морей и океанов в 282,9 млн. км^2, в том числе 37,3 млн. км^2 для подводных окраин континентов. В подсчет не были включены значительная часть Арктического и Антарктического сегментов, а также осевая зона внутриокеанических хребтов, где комплекс распространен спорадически в мощности менее 0,1 км. При этом следует учитывать, что в направлении к континентальному склону Северного Ледовитого океана намечается существенное сокращение мощности комплекса, а в Антарктиде с олигоценового времени началось покровное оледенение. В этой связи полученное значение объема комплекса, равное 141,6 млн. км^3, довольно близко к его суммарному объему в Мировом океане.

Распределение этого объема и интенсивности седиментации между тектоническими областями океанов, регионами островных дуг и краевых морей обнаруживает важные отличия от двух нижележащих комплексов. Они определяются: лавинной седиментацией в отдельных областях и регионах; унаследованным от позднемелового — эоценового времени выравниванием различий интенсивности осадконакопления в глубоководных океанических котловинах; общим трендом в сторону возрастания этой интенсивности; появлением депоцентров лавинной седиментации не только на подводных окраинах континентов, но и в некоторых глубоководных котловинах краевых морей, а также внутри- и окраинодуговых рифтах (табл. 10).

Тихий океан, как и в случаях нижележащих комплексов, выделяется наибольшей площадью распространения, равной 116,6 млн. км^2, и наименьшим объемом осадков — 17,44 млн. км^3. В области переходной к ложу океана зоне наряду с унаследованными от позднемелового — эоценового времени седиментационными бассейнами плато Онтонг-Джава и Новозеландского здесь в пределах юго-восточной тектонической области сформировались новые, связанные с юго-восточным окончанием Чилийского желоба и морем Скоша. Для этой области учтены также материалы по седиментационному бассейну Беллинсгаузена, формирование которого

Таблица 10

Количественные параметры седиментации в олигоцен-плейстоценовое время

Тектонические области океанов, регионы островных дуг и краевых морей	S, млн. км²		V, млн. км³		Q_c, км³/год		L, см/10³ лет	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
Тихий:								
юго-восточная	0,28	19,4	0,78	4,16	0,02	0,12	8,0	0,6
западная	0,55	95,9	1,33	11,2	0,04	0,32	6,8	0,3
в том числе широтная зона	—	(9,7)*	—	(3,3)	—	0,09	—	1,0
Индийский:								
южная	1,7	18,4	2,9	3,3	0,08	0,09	4,8	0,5
северо-восточная	3,5	23,3	14,7	4,6	0,42	0,13	12,0	0,5
западная	1,5	14,0	1,1	3,7	0,03	0,1	2,0	0,7
Атлантический:								
восточная	1,6	24,3	2,3	4,6	0,07	0,13	4,0	0,5
западная	5,3	28,4	13,2	7,55	0,4	0,2	7,1	0,7
северная	1,45	3,9	1,9	1,25	0,05	0,04	3,7	0,9
Регион морского обрамления островных дуг и горных сооружений, в том числе сектора:								
Южно-Центрально-Американско-Карибский	0,7	—	2,2	—	0,06	—	8,9	—
Северо-Американско-Алеутский	0,56	—	1,85	—	0,05	—	9,1	—
Камчатско-Японский	0,68	—	2,7	—	0,08	—	11,4	—
Филиппинско-Сумматринский	3,0	—	6,1	—	0,17	—	5,7	—
Новогвинейско-Новозеландский	0,78	—	1,75	—	0,05	—	6,3	—
Средиземноморский	0,14	—	0,2	—	0,006	—	4,0	—
Регионы краевых морей:								
Дальневосточный	3,45	1,6	7,8	3,8	0,22	0,1	6,4	6,6
Индосинийско-Филиппинско-Андаманский	2,6	6,9	6,6	3,0	0,19	0,09	7,2	1,2
Новогвинейско-Новозеландский	0,9	5,75	1,2	2,4	0,03	0,07	3,8	1,1
Мексикано-Карибский	2,08	1,83	5,3	2,0	0,15	0,05	7,3	2,9
Средиземноморско-Персидский	2,00	1,22	1,8	5,6	0,05	0,16	2,6	13,1
Каспийско-Черноморский	0,35	0,7	0,08	2,5	0,002	0,07	0,7	9,7
Арктический (частично)	1,6	—	2,21	—	0,06	—	3,9	—
Антарктический (частично)	1,8	—	4,3	—	0,12	—	6,8	—
Мировой океан в целом	37,3	245,6	82,3	59,3	2,35	1,7	6,7	4,8

* В итоговом подсчете не участвует.

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 8; временной диапазон седиментации 35 млн. лет.

началось с позднемеловой эпохи. Общая площадь бассейнов переходной зоны 0,83 млн. км^3, а объем осадков комплекса составляет 2,11 млн. км^3.

Неоднородность седиментации в Тихом океане получила отражение в отсутствии корреляции между площадью и объемом. Первая для западной области почти в 5 раз больше, чем в юго-восточной, а второй соответственно только в 2,5 раза. При этом западная тектоническая область включает широтную зону повышенной мощности, где объем комплекса 3,3 млн. км^3 из 11,2 млн. км^3, присущих данной области в целом. Такие особенности свидетельствуют, вероятно, о большем влиянии терригенной составляющей на темп седиментации по сравнению с биогенной продуктивностью даже в сочетании с далеким ветровым разносом пеплового материала (см. рис. 26).

В Индийском океане общая площадь распространения комплекса 62,4 млн. км^2, а в глубоководных котловинах —55,7 млн. км^2. Соотношение между площадью и объемом обратное: на окраинах континентов при площади седиментационных бассейнов данного комплекса 6,7 млн. км^2 сосредоточено 18,7 млн. км^3 синхронных по возрасту осадков, а в котловинах при в 9 раз большей площади только 11,6 млн. км^3. Эти параметры по отношению к верхнемеловому — эоценовому комплексу на подводных окраинах оказываются несколько меньшими, а в котловинах при площади, большей в полтора раза, объем практически не увеличивается. Однако, как будет показано далее, такое соотношение отнюдь не свидетельствует о снижении темпа седиментации на позднейшем этапе океанообразования.

Резко неравнозначно распределение объема между тектоническими областями, причем особенно на подводных окраинах континентов, т. е. на долю западной области приходится 14,7 млн. км^3, южной — 2,9, западной — 1,1 млн. км^3. В глубоководных котловинах, напротив, объемы вне зависимости от площади почти равные: южная — 3,3 млн. км^3 северо-восточная — 4,6, западная тектоническая область — 3,7 млн. км^3.

Атлантический океан, где скорость разрастания океанической коры в отличие от позднемелового — эоценового времени была равновеликой Индийскому океану, обладает соответственно почти аналогичными площадями распространения комплекса: суммарной — 64.95 млн. км^2; на подводных окраинах — 8,35; в котловинах — 56,6 млн. км^2. Соотношение между площадью и объемом также обратное: на окраинах континентов — 17,4, а в котловинах — 13,4 млн. км^3. По отношению к двум нижележащим комплексам на подводных окраинах континентов указанные параметры, как и в Индийском океане, оказываются несколько меньшими, а в глубоководных котловинах при площади, большей в 5 и 1,5 раза, объем возрастает соответственно только втрое и вдвое. Эта особенность характеризует одну из черт отличия строения комплекса в Атлантическом и Индийском океане. Особенно она удивительна

при приблизительно равном соотношении в этих океанах ареалов терригенной и карбонатной седиментации.

Распределение объемов между тектоническими областями также отличается от Индийского океана, поскольку неравнозначно как на подводных окраинах континентов, так и в глубоководных котловинах. Максимальный объем приходится на западную область (для ее аналога в Индийском океане, напротив, объем минимален), в том числе на окраину континента — 13,2 и котловины — 7,55 млн. км^3; на восточную соответственно 2,3 и 4,6 млн. км^3, т. е. еще одно исключение из правила для океанов, поскольку в котловине объем больше, чем на окраине континента; минимальный объем содержится в северной области, на окраине континентов — 1,9 млн. км^3 и в котловинах — 1,25 млн. км^3. При этом для тектонических областей Атлантического океана все же заметна корреляция между распределением площадей и объемов.

Регион седиментационных бассейнов островных дуг и горных сооружений, или, другими словами, современных активных и трансформных (т. е. колумбийского типа, по В. В. Белоусову) окраин, сформировался главным образом на олигоцен-плейстоценовом этапе, хотя ранняя стадия эволюции отдельных звеньев имела место еще в меловое время. Его суммарная площадь — 5,88 млн. км^2, а объем комплекса — 14,8 млн. км^3. В сравнении с более ранним подсчетом [24] значение площади идентично, а объема — меньше на 8,8 млн. км^3. Такое расхождение вызвано участием в строении чехла отдельных бассейнов образований верхнемелового—эоценового комплекса, которые не учтены в данном подсчете.

При примерном равенстве площадей групп седиментационных бассейнов каждого сектора, составляющих 0,56—0,78 млн. км^2, изменения объемов также невелики — от 1,85 до 2,7 млн. км^3. Максимальные площадь (3,0 млн. км^2) и объем (6,1 млн. км^3) присущи Филиппинско-Суматринскому сектору (преимущественно за счет Зондской дуги), а минимальные площадь (0,14 млн. км^2) и объем (0,2 млн. км^3) — бассейнам Средиземноморского сектора, т. е. Тирренского и Эгейского морей.

Регионы краевых морей при относительно небольшой суммарной площади распространения рассматриваемого комплекса (33,5 млн. км^2) содержат довольно значительный (48,6 млн. км^3) объем его осадков. При этом они обнаруживают удивительные черты сходства и различия с тектоническими областями Индийского и Атлантического океанов.

Эти черты определяются соотношением между значениями площадей и объемов на подводных окраинах континентов и в глубоководных котловинах каждой тектонической области океанов и региона краевых морей. В подводных окраинах континентов должны быть отмечены близкие по порядку величины значения площади и, напротив, существенно меньшие в краевых морях значения объемов. Глубоководные котловины характеризуются обратными связями — значительно меньшей площадью в краевых морях и, напротив, близкими по порядку величины значениями объемов. На-

ибольшей концентрацией объема преимущественно за счет Берингова моря выделяется Дальневосточный регион. Здесь на общей площади бассейнов 5,05 млн. км^2 сосредоточено 11,6 млн. км^3, в том числе 7,8 млн. км^3 на подводной окраине континентов. Подобная ситуация — превышение объема на подводной окраине над глубоководными котловинами — имеет место в Индосинийско-Филиппинско-Андаманском и Мексикано-Карибском регионах. В остальных регионах — Новогвинейско-Новозеландском, Средиземноморско-Персидском, Каспийско-Черноморском — объем осадков комплекса в котловинах превышает его значения на подводных окраинах континентов соответственно в 2, 3 и 25 раз. Наименьшей суммарной площадью (1,05 млн. км^2) и таким же объемом (2,58 млн. км^3) отличается Каспийско-Черноморский регион. Однако минимальное значение объема, как это будет показано далее, отнюдь не свидетельствует о низкой интенсивности седиментации.

Эта интенсивность, за отдельными исключениями, повсеместно выше, чем для позднемелового—эоценового этапа океанообразования, причем не только на подводных окраинах континентов, но и в глубоководных котловинах. Одновременно она резко неравнозначна на подводных окраинах континентов всех тектонических областей и регионов, а также в глубоководных котловинах краевых морей. Напротив, для океанических котловин она достаточно близка. Отмеченные обстоятельства представляют некоторые характерные черты седиментации олигоцен-плейстоценового времени.

Для Тихого океана они, хотя и менее отчетливы, но все же достаточно ощутимы. В переходной к ложу океана зоне юго-восточной тектонической области объемная скорость седиментации составляет 0,02 км^3/год и средневзвешенная достигает 8 см/10^3 лет, т. е. значения, которые отвечают лавинной седиментации. Одновременно и в глубоководных котловинах этой области по отношению к позднемеловому — эоценовому времени объемная скорость возрастает в десять, а средневзвешенная в 6 раз.

Западная область Тихого океана отличается более высокими значениями объемной скорости: до 0,04 в переходной зоне и 0,32 км^3/год для глубоководных котловин, что отражает прямую корреляцию с большей площадью. Темп седиментации выше по отношению к позднемеловому — эоценовому времени, но, напротив, ниже в сравнении с юго-восточной тектонической областью, поскольку средневзвешенная скорость для переходной к ложу океана зоне составляет 6,8 см/10^3 лет и глубоководных котловин — 0,3 см/10^3 лет. Существенно выше ее значение для широтной зоны карбонатно-кремнистой седиментации, где достигает 1 см/10^3 лет.

Среди тектонических областей Индийского океана особенно выделяется северо-восточная, где объемная скорость седиментации равна на подводной окраине 0,42 км^3/год и в котловинах 0,13 км^3/год, а средневзвешенная — соответственно 12,0 и 0,5 см/10^3 лет. Первые три указанных значения превышают аналогичные для позднемелового — эоценового времени в 20 и 12 раз. Только средневзвешенная скорость в котловинах увеличивается от 0,3 до

0,5 см/10^3 лет. Столь экстремальная лавинная седиментация на подводной окраине континентов этой области во многом обусловлена интенсивным выносом реками Ганг и Инд обломочного материала, поступающего с растущих горных сооружений Сулейман-Киртара, Гималаев и Аракан-Йомы.

Остальные две тектонические области этого океана по интенсивности седиментации не столь уникальны. Объемная скорость на подводных окраинах (от 0,03 до 0,08 км^3/год) и котловинах практически одинаковая (0,09—0,1 км^3/год). Для средневзвешенной скорости соответствующие значения от 2 до 4,8 и 0,5—0,7 см/10^3 лет. В этих случаях увеличение интенсивности седиментации от предыдущего этапа океанообразования либо не ощутимо (западная область), либо не более чем в 2 раза (южная область).

В Атлантическом океане также намечается перераспределение тектонических областей по интенсивности седиментации. Наибольшая она для западной области, где значения объемной скорости вдвое выше, чем в позднемеловое — эоценовое время, равно как и средневзвешенной скорости на подводной окраине континентов. Здесь она отвечает понятию лавинной седиментации главным образом за счет окраины Южной Америки и Антильской дуги, так как достигает 7,1 см/10^3 лет. Рост значения средневзвешенной скорости в котловинах аналогичен указанному для северо-восточной области Индийского океана, т. е. от 0,5 до 0,7 см/10^3 лет.

Северная область в отличие от всех других характеризуется снижением вдвое темпа седиментации на подводных окраинах континентов по всем рассматриваемым параметрам, но в котловинах объемная скорость возрастает на порядок, а средневзвешенная от 0,5 до 0,7 см/10^3 лет.

Восточная область не менее своеобразна, поскольку объемная скорость на подводных окраинах сохраняется на уровне позднемелового — эоценового времени, а средневзвешенная увеличивается вдвое, т. е. от 2,2 до 4,8 см/10^3 лет. Котловины этой области, напротив, выделяются увеличением объемной скорости от 0,04 до 0,09 км^3/год, т. е. вдвое, а средневзвешенной от 0,3 до 0,5 см/10^3 лет. Интересно, что все эти различия имеют место при близких значениях площадей подводных окраин восточной и северной, но таком же соотношении площади котловин для западной и восточной тектонических областей.

В регионе морского обрамления островных дуг и горных сооружений к подводным окраинам континентов Индийского и Атлантического океанов с лавинной седиментацией близки три сектора: Южно-Центрально-Американско-Карибский, Северо-Американско-Алеутский и Камчатско-Японский. Значения объемной скорости здесь соответственно 0,06; 0,06 и 0,08 км^3/год, а средневзвешенной — 8,9; 9,1 и 11,4 см/10^3 лет. Различие между этими секторами определяется ведущим вкладом терригенной седиментации с формированием аккреционных призм у зон субдукции в двух первых из них и вулканогенной составляющей в третьем.

Остальные секторы (Филиппинско-Суматринский, Новогвинейско-Новозеландский и Средиземноморский) характеризуются соответственно объемной скоростью 0,17; 0,05 и 0,006 км³/год, а средневзвешенной — 5,7; 6,3 и 4,0 см/10³ лет. Таким образом, специфика седиментации на активных океанических окраинах определяется сочетанием низкой объемной и высокой средневзвешенной скоростей.

Регионы краевых морей не менее своеобразны. Лавинной седиментацией, т. е. средневзвешенной ее скоростью более 7 см/10³ лет, на подводных окраинах континентов отличаются два: Индосинийско-Филиппинско-Андаманский и Мексикано-Карибский, где объемная скорость соответственно 0,19 и 0,15 км³/год, а средневзвешенная 7,2 и 7,3 см/10³ лет. В глубоководных котловинах морей этих регионов рассматриваемые параметры существенно ниже — объемной скорости 0,09 и 0,05 км³/год и средневзвешенной 1,2 и 2,9 см/10³ лет. Тем не менее значение средневзвешенной скорости все же в 2—6 раз выше, чем в океанических котловинах.

Одновременно два региона Средиземноморско-Персидский и Каспийско-Черноморский, несмотря на небольшие значения объемов, выделяются низким темпом седиментации на подводных окраинах и крайне высоким (лавинным) в глубоководных котловинах. Значения объемной скорости соответственно равны 0,05 и 0,002 км³/год на подводных окраинах, 0,16 и 0,07 км³/год в котловинах; средневзвешенной скорости 2,6 и 0,7 см/10³ лет на подводных окраинах, 13,1 и 9,7 см/10³ лет в котловинах.

К принятому в данной работе значению лавинной седиментации близки еще два региона — Дальневосточный и Антарктический (представленный осадочными бассейнами только юго-восточного обрамления Антарктиды).

Первый из них характеризуется резким различием объемной скорости для подводных окраин (0,22 км³/год) и котловин (0,1 км³/год) но, напротив, почти равной средневзвешенной скоростью (6,4 и 6,6 см/10³ лет). Второй — объемной скоростью 0,2 км³/год, а средневзвешенной — 6,8 см/10³ лет, причем эти значения отвечают только подводной окраине континента.

Остальные регионы краевых морей (Новогвинейско-Новозеландский и Арктический) почти идентичны подводным окраинам по объемной (0,05—0,06 км³/год) и средневзвешенной (3,8—3,9 см/10³ лет) скоростям седиментации. Однако в первом эти значения снижаются для котловин по объемной скорости до 0;07 км³/год и средневзвешенной порядка 1,1 см/10³ лет.

Таким образом, для подавляющего числа случаев отмечается коренное перераспределение направленности седиментации в регионах краевых морей. Оно определяется снижением ее уровня на подводных окраинах континентов до значений, иногда вполне сопоставимых с глубоководными котловинами океанов. Напротив, глубоководные котловины позднемезозойско-раннекайнозойской группы этих морей на олигоцен-плейстоценовом этапе эволюции представляют районы лавинной или близкой к ней седиментации.

Относительно низкий ее уровень, но все же выше, чем для океанических котловин, в 2—5 раз, имеет место только там, где разрастание океанической коры началось на различных отрезках позднекайнозойского времени. Подмеченная специфика седиментации находится в прямой связи с направленностью и знаком тектонических движений, т. е. низкая ее интенсивность проявляется при примате горизонтальных, а высокая — вертикальных движений. Смещение же депоцентров лавинной седиментации в пределы котловин ряда краевых морей свидетельствует о коренном изменении знака движений от растяжения к интенсивным вертикальным опусканиям.

Сравнительный анализ количественных параметров чехла и направленности седиментации на трех основных этапах океанообразования в позднемезозойско-кайнозойское время прежде всего подтверждает выводы общего плана, полученные в предыдущих работах.

— О крайне неравномерном распределении объема между группами седиментационных бассейнов континентов (34,2 %), переходной зоны от континента к океану (46,7 %) и глубоководных котловин океанов (19,1 %); сосредоточении 43,7 % объема в периокеанических прогибах, т. е. переходной зоне пассивных окраин, наложенных в структурном отношении на триаду окраина континентов — переходная зона — котловина и занимающих только 15,9 % поверхности Земли, а также 16 % объема во впадинах краевых (окраинных и внутренних) морей, представляющих лишь 4,8 % упомянутой поверхности [24].

— О принципиальных значениях скоростей осадконакопления в пелагических областях океанов и отчасти на континентальном склоне и его подножии; о неравномерности скорости пелагической седиментации во времени с общим минимумом в позднемеловое — раннеэоценовое время и максимумом в неоген-плейстоцене; единстве направленности изменения скоростей для всех трех океанов; более низкой скорости карбонатонакопления в сравнении с терригенной седиментацией [14, т. 4].

— О правомерности порядка величины распределения объемов между отложениями позднеюрско-раннемелового и позднемелового возраста; перераспределении в течение позднего мезозоя глобальной массы осадков в направлении ложа океанов и вероятном увеличении этой тенденции в кайнозое [19].

Одновременно предпринятые подсчеты дали основание существенно уточнить распределение объема между тремя основными комплексами чехла дна морей и океанов, а также его суммарное значение; впервые выяснить объем олигоцен-плейстоценового комплекса и дифференциацию объема каждого из комплексов между тектоническими областями океанов, регионами краевых морей и секторами островных дуг; аналогичным образом распределение и перераспределение во времени и пространстве скоростей седиментации между упомянутыми областями, регионами и секторами;

наметить зависимость между положением депоцентров лавинной седиментации и знаком тектонических движений.

Распределение объемов между комплексами и каждого из них в отдельности прежде всего обнаруживает зависимость от общей направленности океанообразования, т. е. времени проявления ранней фазы рифтогенеза и скорости разрастания океанической коры, позиции отдельного океана по отношению к областям денудации на континентах. В сумме на долю верхнеюрско-нижнемелового комплекса приходится 49,9 млн. км³ верхнемелового — эоценового — 68,5 и олигоцен-плейстоценового — 141,6 млн. км³.

Каждый из комплексов индивидуален по распределению объема в Мировом океане. Верхнеюрско-нижнемеловой отличается сосредоточением в Тихом океане 2,6 млн. км³, Индийском — 12, Атлантическом — 28,6, Средиземноморско-Персидском регионе краевых морей — 3,6, а Антарктическом на части его площади — 2 млн. км³. Для верхнемелового — эоценового комплекса распределение близкое, но существенно иное, поскольку на долю Тихого океана приходится 10 млн. км³, Индийского — 18, Атлантического — 21, Новогвинейско-Новозеландский регион — 2, Мексикано-Карибский — 7, Средиземноморско-Персидский — 3, Антарктический в тех же рамках — 4 млн. км³.

Олигоцен-плейстоценовый комплекс резко выделяется среди остальных формированием в эпоху, когда подавляющая часть площади континентов представляла область денудации. При этом обращает внимание равенство площадей распространения комплекса на платформах Лавразии (23,9 млн. км²) и Гондваны (21,4 млн. км²). Его суммарный для Земли объем составляет 177,7 млн. км³, или порядка 15 % от общего объема стратосферы. На долю дна морей и океанов приходится 141 млн. км² и континентов — 36,7 млн. км³. Различия между отдельными океанами в распределении объема, которые были отмечены для нижележащих комплексов, напротив, выравниваются, но все же значительная его часть приходится на бассейны островных дуг и краевых морей, а именно: в Тихом океане — 17 млн. км³, Индийском — 30, Атлантическом — 31, в островных дугах — 15, краевых морях — 48 млн. км³ (рис. 29).

Раздельный по комплексам подсчет объемов для каждого из океанов в отдельности уточнил и его суммарное значение. На долю Тихого приходится 30 млн. км³, Индийского — 60, Атлантического — 80, Арктического сегмента — 38, Антарктического — 20 и краевых морей с островными дугами — 95 млн. км³, т. е. в сумме 323 млн. км³ или с учетом объема палеозойско-нижнемезозойского комплекса на шельфах * порядка 340 млн. км³. Это значение суммарного объема на 50 млн. км³ превышает более раннее его определение в 291 млн. км³, что вызвано новыми данными о крайне

* Значения объемов для Арктического и Антарктического сегментов, а также отложений палеозойско-раннемезозойского возраста приняты в соответствии с предыдущим подсчетом [24].

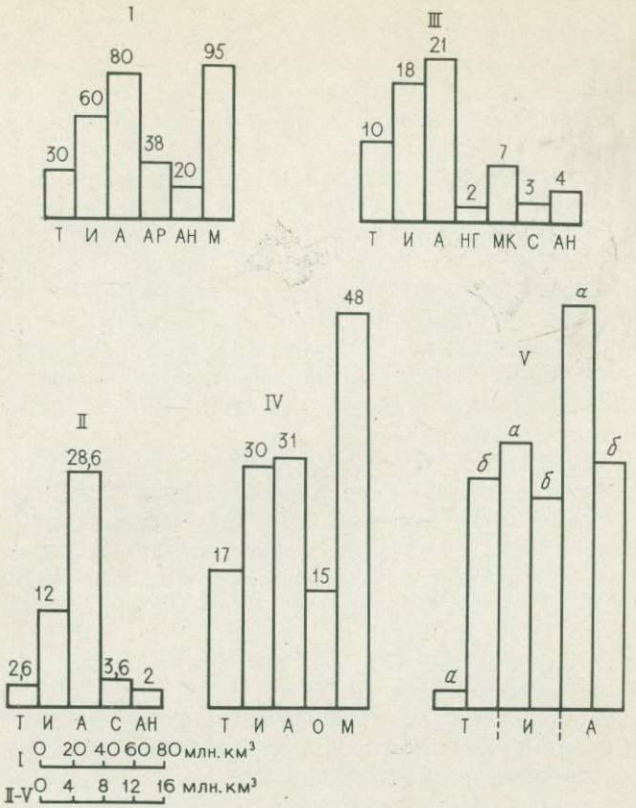


Рис. 29. Гистограммы распределения объемов чехла.

I — суммарного объема в Мировом океане; II — позднеюрско-раннемелового комплекса; III — позднемелового—эоценового комплекса; IV — олигоцен-плейстоценового комплекса; V — между седиментационными бассейнами переходных зон от континентов к океанам (*а*) и глубоководными котловинами (*б*). Вертикальные масштабы: I — для гистограммы суммарного объема; II—V — всех остальных. Абревиатура: Т — Тихий океан, И — Индийский океан, А — Атлантический океан, Ар — Арктический сегмент, Ан — Антарктический сегмент, М — краевые моря в целом, С — Средиземноморско-Персидский регион, НГ — Новозеландский регион, МК — Мексикано-Карибский регион, О — внутридуговые моря и рифты

большой мощности чехла во многих районах пассивных окраин континентов.

Распределение объема между седиментационными бассейнами переходной зоны и собственно ложа океанов особенно неравнозначно для Тихого и Атлантического, но довольно близко для Индийского, хотя и при наличии тренда в сторону переходной зоны. В Тихом океане это соотношение выражено 2 и 28 млн. км³, Индийском — 33 и 26; Атлантическом — 50 и 30 млн. км³. Таким образом, общая уникальность переходных зон от континентов к океанам в плане аккумуляции более половины объема чехла всех седиментационных бассейнов Земли получает еще одно подтверждение (см. рис. 29).

Направленность интенсивности седиментации в океанах и морях устанавливается из сравнения ее скорости на трех различных этапах океанообразования: позднеюрско-раннемеловом, позднемеловом — эоценовом и олигоцен-плейстоценовом. В подводных окраинах континентов фоновые ее значения (порядка 3—5 см/10^3 лет) довольно часты для самого раннего и позднего этапов. Однако на олигоцен-плейстоценовом этапе в юго-восточной области Тихого, северо-восточной Индийского и западной тектонической области Атлантического океанов появляются ареалы лавинной (>7 см/10^3 лет) седиментации, которые не имели места в геологическом прошлом. Эти ареалы, как это было правомерно показано А. П. Лисицыным [9], обусловлены повышенным сносом обломочного материала с растущих при коллизии континентов горных сооружений. Промежуточный, позднемеловой — эоценовый, этап характеризуется снижением в этих районах скорости седиментации в полтора-два раза.

Несколько иные изменения темпа седиментации в пределах глубоководных котловин океанов. Наиболее высокой скоростью (0,9—1 см/10^3 лет) отличается позднеюрско-раннемеловой этап; на позднемеловом — эоценовом она несколько снижается (0,3—0,5 см/10^3 лет), а на олигоцен-плейстоценовом вновь возрастает (0,5—0,7 см/10^3 лет). Определенное исключение в этом плане представляет ложе Тихого океана, где скорости седиментации на двух ранних этапах близки (0,1—0,3 см/10^3 лет), а на заключительном несколько увеличиваются (0,3—0,6 см/10^3 лет). Только в широтной климатической зоне западной области этого океана скорость достигает 1 см/10^3 лет. Все эти колебания значения скорости намечены для крупных интервалов времени в 55, 65 и 35 млн. лет. Они, в свою очередь, испытывают флюктуацию на более кратких отрезках порядка 15—20 млн. лет (А. П. Лисицын, П. А. Ронов). Однако эта скорость в котловинах постоянно была на порядок и более ниже темпа седиментации на подводных окраинах континентов.

Существенную поправку в общий анализ темпа седиментации вносят биогенная продуктивность океанов и вулканическая активность. Эти два фактора наряду с денудацией вызывают прогрессивный рост объема в котловинах от раннего к позднему этапу океанообразования в соответствии с увеличением площади океанической коры при спрединге.

Краевые моря по направленности изменения темпа седиментации обнаруживают черты сходства и различия с океанами. Сходство определяется равным с океанами по порядку величины темпом седиментации как на подводной окраине, так и в котловинах на ранней стадии их образования, т. е. в период примата горизонтальных движений при «спрединге краевых морей». Различие для некоторых регионов этих морей обусловлено перераспределением ареалов низкой скорости седиментации на подводные окраины континентов и, напротив, трансформацией котловин в депоцентры лавинной седиментации. Такое перераспределение, как и на окраи-

нах континентов с лавинной и близкой к ней по темпу седиментацией, находится в генетической зависимости от коренного изменения знака движений на нисходящие вертикальные с большой амплитудой (до 8—10 км). Таким образом, количественный анализ направленности седиментации еще раз убедительно подчеркивает единство природы котловин океанов и краевых морей с корой океанического и субокеанического типов.

В совокупности три фактора лавинной седиментации могут быть намечены для океанов и морей: высокоамплитудные нисходящие вертикальные движения блоков вблизи ареалов обширной денудации в пределах платформенных и горных областей; горообразование при коллизии континентов, имеющее следствием интенсивный вынос обломочного материала с формированием мощных толщ дельтовых осадков; вулканизм в зоне современных активных окраин.

На фоне планетарных особенностей направленности седиментации в Мировом океане могут быть намечены и региональные, которые контролируются изменением положения во времени и пространстве осей спрединга, равно как и миграцией зон разуплотнения в верхней мантии (мантийных диапиров) из области краевых морей в сторону сопредельных горных сооружений. Эти эндогенные процессы во многом определяют перераспределение интенсивности седиментации между тектоническими областями океанов и регионами краевых морей от одного этапа к другому.

В Тихом океане появление депоцентра лавинной седиментации на подводной окраине юго-восточной области в олигоцен-плейстоценовое время обусловлено возникновением Чилийского ответвления Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса, что, в свою очередь, вызвало трансформацию активной окраины Антарктанд в пассивную окраину.

Индийский океан отличается перераспределением наибольшей интенсивности седиментации от северо-восточной тектонической области на позднеюрско-раннемеловом этапе к западной на позднемеловом — эоценовом и затем вновь к северо-восточной. Эти события уместно связать с изменением на рубеже раннего и промежуточного этапов положения в пространстве осей спрединга, а также с коллизией Индостанской плиты с Гималаями.

В Атлантическом океане перераспределение тех же этапов имело место от восточной тектонической области к северной и далее к западной. Здесь оно было вызвано последовательностью событий разрастания океанической коры и, вероятно, преобладанием аплитуды вертикальных движений в пределах подводной окраины западной области над восточной.

В регионах краевых морей такое перераспределение, как показано выше, обусловлено изменением знака тектонических движений в пределах глубоководных котловин. Одновременно должно отметить равенство интенсивности седиментации с современными океанами для тех из них (Средиземноморско-Персидский,

частично Мексикано-Карибский), которые представляли в геологическом прошлом окраины палеоокеанов.

Отсюда следует, что темп седиментации в древних и современных океанах вполне идентичен.

И, наконец, крайне дискуссионна проблема дефицита осадков в океанах по отношению к интенсивности современного стока, оцениваемого в 12—18 км³/год [14, т. 4].

Средние значения темпа объемной седиментации в Мировом океане обнаруживают ее прогрессивный рост от 1 км³/год для позднеюрско-раннемелового к 1,05 км³/год в позднемеловое — эоценовое и до 4,05 км³/год для олигоцен-плейстоценового времени (см. табл. 8—10). Эти данные свидетельствуют о закономерном увеличении стока к современной эпохе по мере увеличения масштаба океанообразования. Одновременно оказывается, что значения современного стока в 12—18 км³/год не могут быть использованы для оценки дефицита осадков в океанах.

Такой дефицит, как это неоднократно обсуждалось ранее, является следствием поглощения части объема осадочного чехла в зонах субдукции. Упомянутые зоны протяженностью до 30 тыс. км располагаются по периферии ложа Тихого океана; протяженностью 3,5 тыс. км по окраине северо-восточной области Индийского океана; общей протяженностью 2 тыс. км на отдельных отрезках периферии западной тектонической области Атлантического океана. Объемная скорость седиментации и, соответственно, средневзвешенная мощность чехла глубоководных котловин каждого из этих регионов существенно различны: максимальные их значения составляют для Тихого океана 0,32 км³/год и 0,3 км; северо-восточной области Индийского океана 0,13 км³/год и 0,7 км; западной области Атлантического океана 0,2 км³/год и 0,9 км*.

Подсчет возможного объема осадков, который мог быть поглощен в современных зонах субдукции на протяжении последних 20 млн. лет, при средней для океанов скорости спрединга, равной 3 см/год, и указанных значениях средневзвешенной мощности дает следующие результаты: Тихий — 5,4 млн. км³; Индийский — 1,5, Атлантический — 1,1 млн. км³. В сумме это составляет порядка 2,2 % суммарного объема чехла в Мировом океане. Раздельная экстраполяция вероятного значения поглощенного объема в геологическое прошлое на 155 млн. лет дает значения: Тихий — 40 млн. км³, Индийский — 11, Атлантический — 8 млн. км³, или в сумме 18 % суммарного объема в Мировом океане.

Однако обе предложенные оценки являются явно завышенными, поскольку значительная часть объема чехла сосредоточена в аккреционных призмах вблизи зон субдукции. Так, например, в аккреционной призме Барбадосского хребта по данным геофизических работ и глубоководного бурения не более 5 % общей мощности чехла приходятся на поддвигающийся слой, тогда как

* Чехол подводных окраин континентов к современным зонам субдукции отношения не имеет и в предложенной оценке не учитывается.

остальные 95 % образуют собственно упомянутую призму. Осадочный чехол палеоокеанов при коллизии континентов подвергается скучиванию в сложных покровно-складчатых сооружениях. Его реликты, сформировавшиеся на древних подводных окраинах в фанерозое, представлены ныне мощными толщами миогеосинклиналей, а реликты чехла глубоководных котловин участвуют в составе офиолитовых комплексов эвгеосинклиналей — океанической коры морей и океанов геологического прошлого.

Суммарный объем осадочной толщи миогеосинклиналей (655 млн. км^3) вдвое превышает тот же объем в современной системе Мирового океана. Последнее означает, что прото-, палео- и современные моря и океаны обладают существенным сходством в интенсивности седиментации и, вероятно, площади.

Таким образом, по совокупности прямых и косвенных признаков объем чехла глубоководных котловин, попадающий в зоны субдукции, является ничтожным и не может иметь существенного значения, в частности, для нефтегазообразования, как это утверждается в некоторых работах (О. Г. Сорохтин).

В целом итоги количественного анализа дают основание для следующих выводов:

1) темп седиментации не зависит от длительности интервала, а только от направленности тектонических движений;

2) современные и палеоокеаны близки по темпу седиментации;

3) низкие скорости седиментации характеризуют примат горизонтальных, а высокие — вертикальных тектонических движений;

4) единство раздвиговой природы котловин краевых морей и океанов подтверждается параметрами интенсивности седиментации;

5) темп седиментации испытывает перераспределение во времени и пространстве, обусловленное миграцией осей спрединга и изменением скорости разрастания океанической коры во времени от одного океана к другому;

6) общее снижение темпа седиментации приходится на позднемеловое — эоценовое время;

7) лавинная седиментация вызвана тремя факторами, действующими иногда совместно: высокоамплитудными нисходящими движениями блоков; мощным речным стоком с накоплением дельтовых толщ; вулканизмом;

8) интенсивность поглощения осадков в зонах субдукции по параметру объема жестко ограничена низкой скоростью седиментации в глубоководных котловинах и образованием аккреционных призм;

9) олигоцен-плейстоценовая стадия эволюции Земли отличается общим увеличением темпа седиментации в морях и океанах.

РАЗДЕЛ III
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ

Геология вулканогенно-осадочного чехла дна океанов и морей обнаруживает наличие существенных неоднородностей его строения, которые проявляются в количественных параметрах седиментации, различиях состава и распределения мощности, существующих между каждым из четырех комплексов, с одной стороны, а с другой — между крупными сегментами Земли — Тихоокеанским, Индоокеанским, Атлантическим и Арктическим. Они устанавливаются и для осложняющих строение сегментов тектонических областей океанов, регионов краевых морей, секторов островных дуг и морского обрамления горных сооружений. Эти неоднородности являются следствием сложного взаимодействия глубинных и поверхностных процессов при формировании океанической коры. В свою очередь, они контролируют распространение в Мировом океане седиментационных бассейнов разных генетических типов и подтипов, тектонические предпосылки их нефтегазоносности.

ГЛАВА 10. ЭЛЕМЕНТЫ ДИНАМИКИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ И ОБРАЗОВАНИЯ КРАЕВЫХ МОРЕЙ

Взаимосвязи геологии чехла с глубинной структурой океанов и морей во многом контролируются двумя особенностями эволюции рассматриваемых регионов: миграцией осей спрединга во времени и пространстве; дискретностью спрединга и его энергии, имея в виду широкий диапазон изменения скорости разрастания океанической коры вплоть до полного его прекращения в отдельные интервалы времени, чередование интервалов усиления и снижения сжимающих напряжений в литосфере.

Индикаторами связей и динамики являются: глобальные и региональные неоднородности строения чехла; несогласное залегание разновозрастных структурных этажей в чехле; пространственное положение «аномальных» для современных абиссальных глубин ареалов распространения осадочных и вулканогенно-осадочных формаций континентального и мелководно-морского генезиса, равно как диагенетически измененных формаций чехла глубоководного генезиса; возраст вулканогенных хребтов; тектоническая позиция и время образования внутриплитных поднятий. Эти индикаторы дают возможность выявить: соотношение между горизонтальными и вертикальными движениями в области океанической литосферы; ареалы деструкции континентальной литосферы с преобразованием в переходную к океанической (ранее анализ подобного рода был предпринят Ю. М. Пущаровским); элементы механизма

внутриплитного тектогенеза, вызывающего порой повторную, рекуррентную деструкцию литосферы океанической; особенности геодинамических событий прежде всего на ранней стадии образования коры краевых морей.

Направленность **механизма внутриплитного тектогенеза** устанавливается на основании изучения распространения перерывов в океанской седиментации и пространственного положения вулканогенных хребтов. В частности, на примере одного из наиболее крупных региональных несогласий — эоценового, прежде всего в районах запада Тихого и северо-востока Индийского океана (рис. 30).

Глубоководным бурением в рейсах 1—69 отсутствие осадков эоцена было отмечено в 149 скважинах. В соответствии с теорией спрединга в 96 скважинах, пробуренных на склонах срединных хребтов, оно обусловлено послеэоценовым возрастом океанической коры. Из 53 скважин в районах, выбранных для анализа, находятся 36; а остальные 17 удалены друг от друга на обширных пространствах запада Индийского и Атлантического океанов, но в любом случае тяготеют к внутриокеаническим вулканогенным или глыбовым внутриплитным поднятиям (Канарских островов, Мадейры, отдельным блокам Блейк-Багамского плато, Мозамбикскому хребту и др.). При этом вулканогенные хребты повсеместно надстраивают более древнюю океаническую кору и, соответственно, отражают развитие конструктивно-деструктивного процесса.

В Мировом океане общая площадь отсутствия осадков эоцена достигает 115,9 млн. км². Из них 77,8 млн. км² отвечают послеэоценовой океанической коре срединных хребтов; 9,2 — аналогичной по возрасту коре краевых морей; 22,4 — районам глубоководных котловин, тяготеющим к активным окраинам, и 6,5 млн. км² различного типа, но все же преимущественно вулканогенным хребтом. Таким образом, на долю этого несогласия в пределах доолигоценовой океанической коры приходится 28,9 млн. км², или около 14 % площади.

При обсуждении связей между указанными ареалами и внутриплитным тектогенезом обращает внимание ряд особенностей строения, эволюции и динамики как океанических плит, примыкающих к зонам субдукции, так и собственно этих зон, а именно: древний, позднеюрско-меловой возраст океанической коры (исключением является олигоценовый возраст коры Каролинской котловины); значительно более молодой (от раннемелового до палеоцен-эоценового) возраст вулканогенных хребтов, сформировавшихся на этой коре; дискордантное соотношение простирания упомянутых хребтов, равно как и ареалов отсутствия эоцена с ориентировкой аномалий магнитного поля позднеюрско-меловой коры, которые зачастую как бы просвечивают через покровы более молодых базальтов; расслоение океанической литосферы, установленное в Курило-Японской и некоторых других зонах субдукции, когда ее кровля испытывает воздымание, а низы — погружение и поддвиг; необходимость для поддержания процесса субдукции значительных

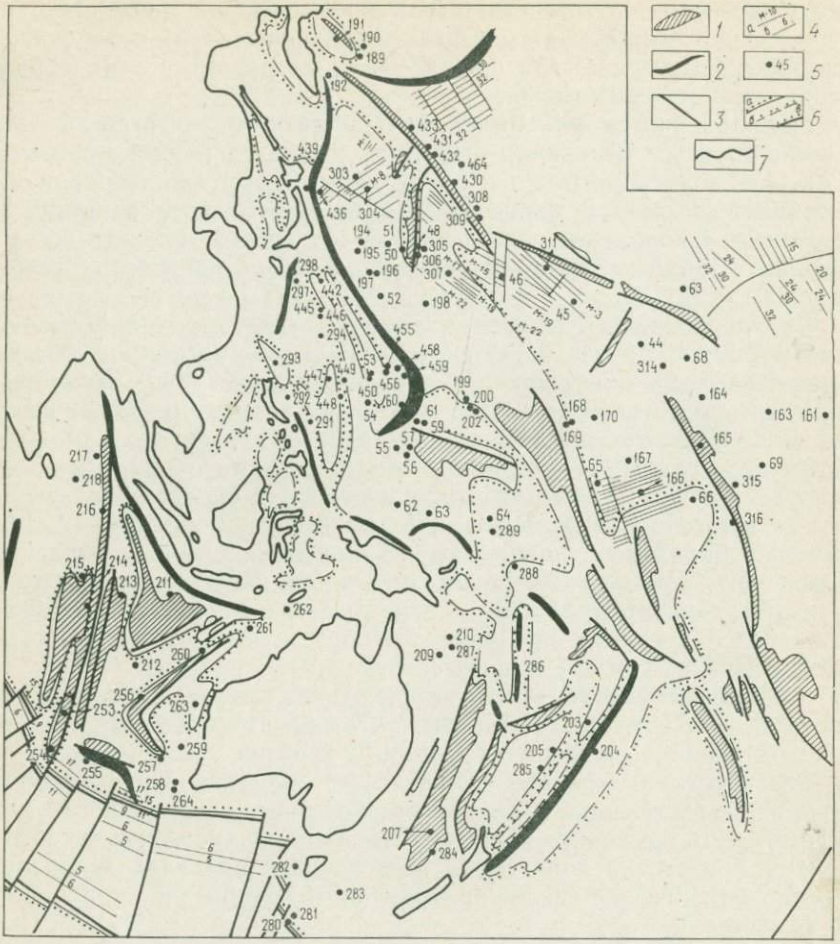


Рис. 30. Схема ареалов отсутствия осадков эоценового возраста на западе Тихого и северо-востоке Индийского океанов.

1 — вулканогенные и глыбовые хребты; *2* — глубоководные желоба; *3* — некоторые разломы; *4* — магнитные аномалии (*а* — позднеюрско-раннемеловые, *б* — позднемеловые—кайнозойские); *5* — скважины глубоководного бурения; *6* — контуры ареалов отсутствия эоцена (*а* — установленные, *б* — предполагаемые, *в* — по краям олигоцен-плейстоценовой коры внутриокеанических хребтов); *7* — береговая линия

горизонтальных напряжений сжатия, которые оцениваются в 100—200 МПа [7].

Из отмеченных особенностей следует, что механизм внутриплитного тектогенеза контролируется прежде всего соотношением между силами, действующими на океаническую литосферу в зоне спрединга (F_1), и силами сопротивления поддвигу со стороны активной окраины (F_2). В наиболее общем случае силы F_1, обусловленные ростом и растеканием мантийного диапира в зоне спрединга, должны быть больше сил F_2 сопротивления продвижению плит в зону

поддвига. Дискретность спрединга приходится на интервалы геологической истории, когда $F_2 > F_1$. Одним из таких интервалов и является эоценовое время, которое является завершающим этапом перестройки позднеюрско-раннемеловой системы спрединга на позднемеловую — кайнозойскую и, соответственно, характеризуется глобальным снижением скорости спрединга минимум в 2 раза.

Соотношение сил $F_2 > F_1$ вызывает коробление океанической литосферы, ее вторичный разогрев в результате подтока значительных объемов разогретого вещества астеносферы к подошве растущего сводового поднятия, которое, однако, никогда не достигает поверхности океана, расслоение литосферы вследствие ее дифференциации по вязкости и, наконец, растрескивание литосферы с новообразованием системы вулканогенных хребтов. При существенной длительности процесса образуются «отгороженные» котловины краевых морей с дальнейшей переработкой, деструкцией литосферы в тылу зон субдукции.

Подток астеносферы к подошве сводового поднятия обусловливает возрастание теплового потока и, как следствие, повышение температуры придонных вод, что приводит к новому перераспределению течений и перерывам в седиментации.

В дальнейшем при соотношении сил $F_1 > F_2$, вызванном поступлением новых объемов дифференциата мантии, процесс субдукции возобновляется. Расслоенная океаническая литосфера по мере продвижения к зонам субдукции испытывает скучивание в районах типа хребтов Шатского, Онтонг-Джава и др. или обдукцию подобно тому, как это происходило в районе дуги Соломоновых островов. Все это отвечает теории тектонической расслоенности литосферы и подтверждается геологической обстановкой в древних аналогах океанических бассейнов [15, 16].

Для западной части Тихого океана последовательность геодинамических событий, вызванных механизмом соотношения сил, представляется в следующем виде (рис. 31): поздний мел $F_1 > F_2$) — интенсивный спрединг, вулканизм в зоне активной окраины; палеоцен ($F_1 = F_2$) — замедление спрединга, перерыв в вулканизме на активной окраине, начало расслоения литосферы; эоцен ($F_1 < F_2$) — перерыв в спрединге, интенсивное коробление и расслоение океанической литосферы, образование новой системы вулканогенных хребтов с возобновлением вулканизма на некоторых из более древних, перерыв в океанской седиментации; олигоцен ($F_1 > F_2$) — возобновление спрединга и субдукции, остывание и погружение океанической литосферы, ее скучивание, интенсивный вулканизм на активной окраине, новообразование коры многих краевых морей.

В Индийском и Атлантическом океанах в отличие от Тихого горизонтальные сжимающие напряжения достигают необходимых значений для коробления океанической литосферы и начала антиизостатических восходящих ее блоков эпохи интенсивного спрединга после коллизии континентов при закрытии океана Тетис.

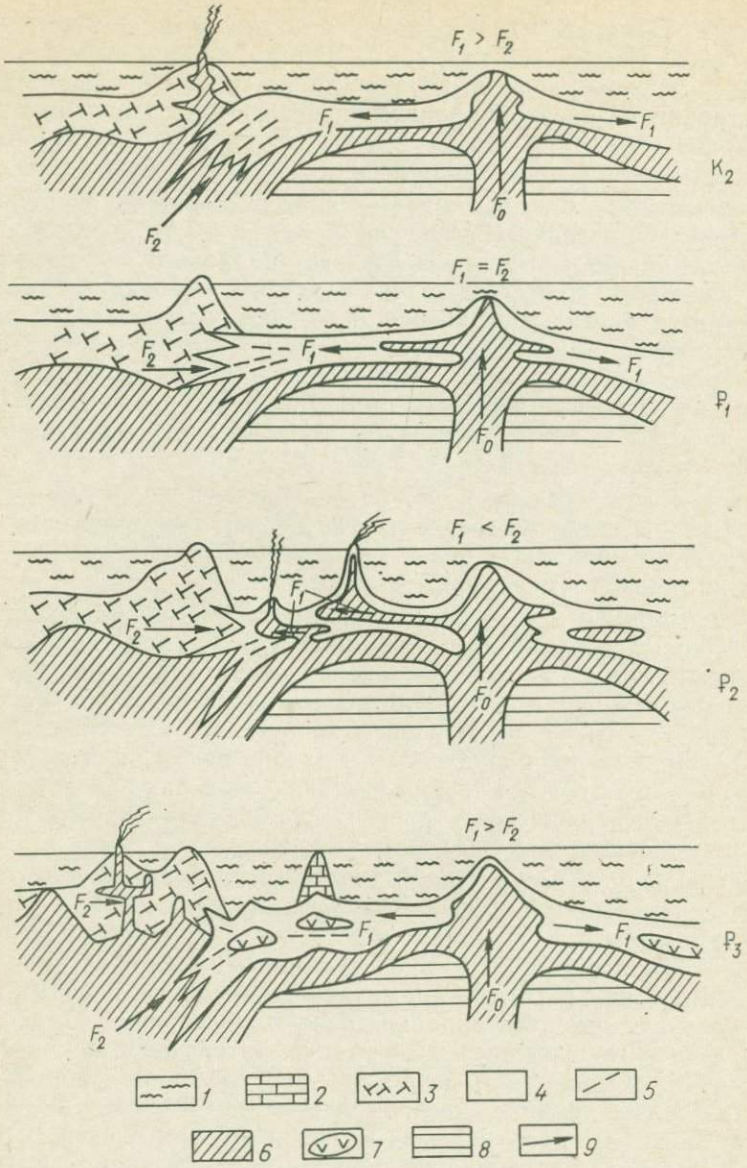


Рис. 31. Модель механизма внутриплитного тектогенеза позднемеловой — олигоценовой эволюции северо-запада Тихого океана.

1 — водная оболочка; *2* — рифовые массивы; *3—4* — литосфера (*3* — краевых морей и островных дуг, *4* — океанических плит); *5* — элементы расслоения литосферы; *6* — слой пониженной вязкости (астеносфера, зоны разуплотнения в литосфере, магматические камеры и каналы); *7* — линзы уплотнения и остывания в литосфере; *8* — подастеносферные слои верхней мантии; *9* — векторы сил

Дальнейшая схема процесса вполне идентична намеченной для западных районов Тихого океана.

Итоги общего процесса внутриплитного тектогенеза в этих двух океанах и, по-видимому, в котловинах Северного Ледовитого океана весьма разнообразны. Они определяются образованием: наложенных внутриокеанических вулканогенных хребтов (типа Коморского, о-вов Зеленого Мыса, Канарских и др.); глыбовых поднятий разной амплитуды — от наибольшей, присущей хребтам Маскаренский и Китовый, до наименьшей, характерной для поднятий, осложняющих подошву чехла типа Бенгальской и других котловин; ареалов утоненной, полого изогнутой литосферы в направлениях, поперечных к внутриокеаническим подвижным поясам (Гвинейская котловина), представляющим, вероятно, зачаточные формы ответвлений глобальных осей спрединга. Подобно областям неотектонических поднятий на континентах все эти разновидности дислокаций океанической литосферы получают отражение в сокращении ее мощности (под вулканогенными хребтами на 20—30 км в сравнении с сопредельными блоками океанических плит), аномалиях теплового потока, сейсмичности. Вне зависимости от наличия выявленных дислокаций распределение аномалий повышенного теплового потока и сейсмичности на океанических плитах оказывается индивидуальным в пределах каждой из тектонических областей и их секторов, что еще раз подчеркивает неоднородность их строения. Своеобразие механизма внутриплитного тектогенеза определяется также тем обстоятельством, что конструктивная его составляющая явно преобладает над деструктивной.

Таким образом, перерывы в океанской седиментации, равно как и на континентах, отражают направленность тектогенеза. При существующем подразделении этих перерывов на три категории [14, т. 4] необходимо признать, что глобальные перерывы являются индикаторами крупных горизонтальных перемещений континентов, региональные — вертикальных движений блоков в соответствии с механизмом внутриплитного тектогенеза, локальные — либо опять-таки этим механизмом, способствующим скучиванию литосферы и соответствующему поднятию отдельных глыб в ложе океана. Отсюда океанический тектогенез, характеризующийся сложным сочетанием горизонтальных и вертикальных перемещений расслоенной литосферы, остается ведущим фактором в формировании структуры не только консолидированной океанической коры, но и ее вулканогенно-осадочного чехла. Различие с континентами в природе перерывов заключается лишь в агентах денудации — поверхностных процессах, придонных течениях и растворении карбонатов при погружении ниже критической глубины.

Относительно **механизма формирования коры глубоководных котловин краевых морей** прежде всего следует отметить, что с позиций тектонической типизации еще А. Д. Архангельским и А. Мелленграафом, а затем многими другими исследователями они рассматривались в качестве современных геосинклиналей. Для подавляющего большинства рассматриваемых морей приведенные в

книге материалы подтверждают эти представления. При этом следует иметь в виду, что они характеризуют главным образом раннюю стадию эволюции морских впадин. Соответственно, оказывается возможным судить о различиях в начальных эпохах развития по меньшей мере фанерозойских складчато-геосинклинальных систем. Одновременно приходится учитывать еще два обстоятельства: 1) специфику природы океанической коры глубоководных котловин, возникающей либо в результате растяжения и деструкции коры срединных массивов (Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин, М. В. Муратов и А. Л. Яншин), либо являющейся реликтом Тетиса, что наиболее вероятно для Восточного Средиземноморья и Мексиканского залива (Б. Бижю-Дюваль, Дж. Уайт и др.), либо образовавшуюся после растяжения островной дуги, вулканогенного или складчатого хребта (Лау, Сикоку, Калифорнийский залив, Тасманово море); 2) наличие, хотя и немногих окраинных и внутренних морей, находящихся на поздней, орогенной стадии, имея в виду, что по формационному составу чехла они более соответствуют поднятию внутрискладчатой впадины (Берингово, Южный Каспий, Адриатическое и др.) и платформенной стадии эволюции (Баренцево, Северное и др.).

Черты сходства и различия в строении краевых морей обнаруживают, что направленность их эволюции контролируется преобразованиями в верхних горизонтах мантии, которые охватывают как подвижные пояса, так и находящиеся в их пределах или на периферии морские впадины. В совокупности эти черты свидетельствуют о трех важнейших элементах геодинамики, обуславливающих преобразование континентальной коры в океаническую (или субокеаническую) и формирование во многих случаях современных глубоководных котловин: различных масштабах растяжения (деструкции) континентальной коры, особенно на ранней стадии эволюции; миграции вулканизма, а соответственно и мантийных диапиров (или, другими словами, зон частичного плавления вещества мантии, отвечающих астеносфере) во времени и пространстве; существенном изменении в ходе эволюции состояния вещества мантии от разогрева и разуплотнения до охлаждения и уплотнения.

Элементы геодинамики, отмеченные выше, встречают определенное подтверждение в имеющихся знаниях об изостатических аномалиях силы тяжести и других показателях современной геодинамической обстановки (М. Е. Артемьев, А. Г. Гайнанов). Областям активного современного мантийного диапиризма отвечают интенсивные положительные изостатические аномалии, повышенные тепловой поток и выделение сейсмической энергии (Японское, Эгейское, Тирренское и другие моря современных активных окраин), напротив, котловины, где в мантии преобладают охлаждение и уплотнение, характеризуются отрицательными или близкими к нулю изостатическими аномалиям, пониженным тепловым потоком и отсутствием ощутимого выделения сейсмической энергии (Мексиканский залив, Черное море, Восточное Средиземноморье и др.).

Должно отметить и случаи иного сочетания этих показателей (Коралловое море и др.), когда тепловой поток повышен, изостатические аномалии отрицательны и сейсмичность отсутствует. Подобная обстановка отражает, вероятно, начало отмирания мантийного диапира и перехода от разуплотнения к уплотнению.

Элементы геодинамики дают основание обратиться к дальнейшей детализации предложенной ранее модификации процесса образования глубоководных котловин, названной механизмом миграции мантийных диапиров [8]. Предполагалось, что такой процесс подразделяется на четыре стадии: раннюю — роста мантийного диапира с возникновением сводового поднятия континентальной (добавим или океанической) коры; начальную, или растекания мантийного диапира и образования рифтов; основную — уплотнения вещества в астенолинзе, отделенной от основного слоя астеносферы, и оформления очертания глубоководной котловины; завершающую, или оттока вещества астеносферы, интенсивных нисходящих движений блоков в котловине, орогенеза и нового рифтогенеза на ее обрамлении.

Идея сопряженности процессов «образование котловин — орогенез» была высказана на примере Черного моря около 25 лет назад М. В. Муратовым, а затем поддержана Е. Е. Милановским. Однако в те далекие годы еще ничего не было известно о глубинах залегания астеносферы и направленности контролируемого ею вулканизма. Соответственно, неизвестными оставались глубинные уровни перемещения вещества. Результаты проведенного анализа подтверждают эту идею и существенным образом уточняют позицию и глубинные уровни процессов уплотнения и оттока вещества мантии. Первые имеют место в изолированной линзе былого разогретого вещества, находящейся затем в остывающей до менее 1100—1200 °С области, вблизи подошвы литосферы. Вторые происходят в удаленном от поверхности Земли на глубину 100—250 км глобальном слое астеносферы, разогретом до температур свыше 1400 °С.

При единой для всех типов окраинных и внутренних морей направленности процессов особенно различным оказывается характер деструкции коры на ранней стадии эволюции, что зависит от формы, объема и продолжительности внедрения мантийного вещества пониженной вязкости. Важным является и тектоническая природа места внедрения мантийного диапира. В морях пассивных окраин и переходных областей к древним или современным активным окраинам это обычно платформенные поднятия различного типа — сводового (Красное, Северное и др.), окраинного (Японское, Восточно-Китайское и др.) или древние срединные массивы (Коралловое, Южно-Китайское, Черное и др.). Для внутренних морей активной окраины необходимо признать возможность растяжения поперек оси орогенного сооружения или вулканогенного хребта, а также переработку более древней, дораннекайнозойской океанической коры (Филиппинское море, вероятно, Алеутская котловина).

Отсюда получает подтверждение важнейший вывод об отсутствии обязательной связи мантийного диапиризма с зонами субдукции при образовании краевых морей [43]. В регионах этих морей намечаются три типа геодинамической обстановки возникновения мантийных диапиров: в тылу островных дуг или внутридуговых пространствах (как это и предусмотрено известной схемой Д. Карига); в зонах, субпараллельных и дискордантных к пассивным окраинам современных и древних океанов, особенно наглядное на примере Северного моря; в регионах, испытавших трансформацию от пассивных окраин к активным, что влечет за собой последующую переработку древней океанической коры. Последние два случая характеризуются также повторным, рекуррентным мантийным диапиризмом, большей частью резко несогласным к районам его проявления в предшествующие геологические эпохи. Более того, изменение положения в пространстве зон восходящих потоков разогретого вещества мантии происходит и на современном этапе тектонической активности Земли, причем новообразованный поток оказывается секущим по отношению к тектоническим элементам более ранних генераций.

Неоднократный разогрев литосферы обеспечивает резкую ее дифференциацию по вязкости, скольжение отдельных пластин друг относительно друга при спрединге. Последнее находит подтверждение в ныне известном сходстве многих надвиговых офиолитовых серий фанерозойских складчато-геосинклинальных систем с разрезами коры рассматриваемых морских впадин.

В соответствии с отмеченными выше особенностями выделяются четыре разновидности деструкции, реально имеющие место в различных морских котловинах (рис. 32): I — рассредоточенная или диффузная (Японское, Тирренское, Черное, Северное и др.); II — спрединговая (Тасманово, Скоша, Баффина и Калифорнийский залив и др.); III — спрединговая, завершенная или прорванная с повышенной проницаемостью литосферы и поступлением дериватов мантии непосредственно на дно рифтовой долины (Красное, Ново-Гвинейское и др.); IV — отгороженная, когда переработке подвергается океаническая кора (Банда, Филиппинское, Алеутская и Командорская котловины).

Сходство начальной стадии рассредоточенной деструкции коры морских впадин пассивных окраин и переходных областей к древним активным окраинам было отмечено выше. Однако их отличие от морей иного типа, которое выражается в преобладании щелочного базальтового вулканизма, отсутствии офиолитов, образовании относительно узких рифтов, проявляется, вероятно, не всегда. Следует предполагать, что в котловинах с субокеанической корой под мощным покровом осадков могут находиться образования офиолитовой ассоциации. Их присутствие в разрезе зависит от внедрения такого объема мантийного вещества, которое вызывает интенсивное растяжение.

Правомерность собственно механизма миграции мантийных диапиров и связанного с ними вулканизма встречает подтвержде-

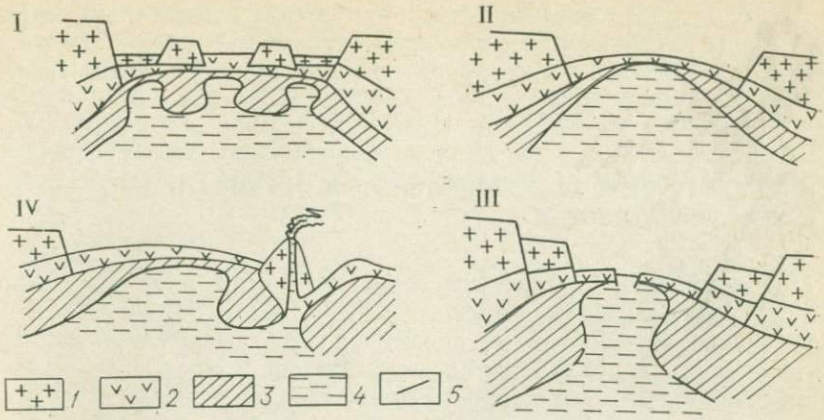


Рис. 32. Разновидности (I—IV) начальной стадии деструкции коры краевых морей.

1 — «гранитно-метаморфический слой» коры; *2* — «базальтовый слой» коры; *3* — верхняя мантия; *4* — астеносфера и ее магматические дериваты; *5* — глубинные разломы

ние в эволюции как океанических пространств, так и многих окраинных и внутренних морей. Миграция осей спрединга имела место на западе Тихого океана на рубеже 110 млн. лет, а в его восточной области — в промежутке от 40 до 20 млн. лет, в Индийском океане — от 65 до 55 млн. лет, на севере Атлантического океана — от 50 до 55 млн. лет назад. При этом изменение положения в пространстве осей спрединга происходило под большим (порой прямым) углом.

В окраинных и внутренних морях кроме рассмотренных выше случаев могут быть отмечены и другие примеры, а именно: дискордантное соотношение отмерших осей спрединга в Филиппинском море — раннекайнозойской (или более ранней) северо-западного простирания в Западно-Филиппинской котловине и позднекайнозойских (позднеолигоцен-среднемиоценовых) в котловинах Парасе-Вела и Сикоку; смещение осей спрединга к востоку в Новогвинейско-Новозеландском регионе от позднемеловой эпохи в Тасмановом море до позднекайнозойской в море Фиджи; дискордантное соотношение осей растяжения в Южно-Китайском море — позднемезозойской северо-восточной и раннекайнозойской субширотной; возникновение на западе Берингова моря в раннем кайнозое оси спрединга, наложенной на раннемезозойскую океаническую кору, обусловившей образование Командорской котловины; дискордантное по отношению к простиранию структур Апеннин и Динарид направление современной деструкции коры Тирренского и Адриатического морей, отраженное в узком (северо-восточной ориентировки) ареале повышенного выделения сейсмической энергии, который пересекает Апеннинский полуостров и находит продолжение в Паннонской впадине.

Таким образом, внутриплитный тектогенез и механизм образования коры глубоких краевых морей — элементы единого процесса взаимодействия сил в литосфере под влиянием миграции осей и дискретности спрединга.

ГЛАВА 11. ПРИРОДА ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Проблема неоднородностей строения Земли рассматривалась еще в работах В. И. Вернадского и Н. С. Шатского, причем в качестве главной планетарной неоднородности выделялись два сегмента — Тихоокеанский и Индо-Атлантический. Новейшие исследования глобального плана обнаруживают наличие неоднородностей строения континентов и океанов на всех уровнях (от нижней мантии до поверхности консолидированной коры), которые устанавливаются по совокупности геохимических, петрографических и тектонических признаков, и генетические связи неоднородностей с конвективными течениями вещества мантии [18].

Особый анализ был посвящен структурным неоднородностям строения океанов типа — срединные хребты, океанические плиты, внутриплитовые поднятия и т. д. [25].

Конвективные течения вне зависимости от решения многих дискуссионных проблем, их характера и природы заключаются в подъеме разогретых легкоплавких дифференциатов мантии (Е. В. Артюшков). Соответственно, они вызывают разуплотнение в верхних горизонтах мантии и низах коры над восходящими и, наоборот, уплотнение в удалении от них или над нисходящими потоками конвекции. Отсюда разуплотнение и уплотнение, рассмотренные на фоне динамической обстановки верхних оболочек Земли в целом, представляют две противоположные ветви их эволюции.

Разуплотнение вызывает и контролирует как деструктивный, так и конструктивный процесс. Деструкция имеет многогранное проявление от крупномасштабного спрединга до ограниченного рифтогенеза, а в минимальном варианте — преобразование континентальной коры на ранней стадии эволюции океанов и краевых морей в кору «переходного» типа. Формирование базифицированной «переходной» коры, являющееся результатом физико-химической океанизации, предваряет спрединг океанической коры, представляющий механическую океанизацию [22].

Конструктивный процесс отражен в сочетании с деструкцией внутриплитным, океаническим и окраинно-океаническим островодужным вулканизмом. При уплотнении коры и верхних горизонтов мантии он приобретает ведущую роль в случае интенсивных нисходящих, преимущественно вертикальных движений, характерных для поздней стадии эволюции пассивных океанических окраин и краевых морей.

Отсюда следует, что генетическая классификация земной коры Р. М. Деменицкой [3] не только находит полное подтверждение, но и должна быть дополнена еще одним, конструктивно-деструктивным типом, отражающим надстройку внутриокеанических плит вулканогенными хребтами, а также утолщение коры при формировании глыбовых поднятий (Маскаренского хребта и др.). К этому же типу коры принадлежат, вероятно, «оленды» Л. И. Красного [6].

В глобальном плане кроме океанов и краевых морей разуплотнение характерно для вполне закономерной предрифтовой и рифтовой стадий развития эпиплатформенных и эпигеосинклинальных горных сооружений. Эта особенность рассматривается В. Е. Хаиным [22] в качестве начальной стадии их деструкции. Уплотнение, напротив, присуще главным образом платформенному этапу развития континентальной коры. Оно приводит к «вырождению» астеносферы, т. е. ликвидации элемента частичного плавления порядка 3—7 % ее общего объема, отжатию астеносферы в разных направлениях от древних ядер платформенных областей и в конечном итоге обусловливает наряду со смещением конвективных ячей концентрический рисунок современной внутриокеанической рифтовой системы. Одновременно уплотнение имеет место на крыльях внутриокеанических хребтов и в пределах собственно ложа океана. Соотношение между собой областей уплотнения и разуплотнения на пассивных и активных океанических окраинах существенно различно, отражая особенности их тектонического строения и эволюции. На пассивных окраинах уплотнение нарастает к древним платформам, по мере увеличения мощности литосферы. Активные океанические окраины выделяются появлением за глубоководными желобами протяженных линейных зон разуплотнения под островными и горными дугами наряду с изометричными районами разуплотнения, тяготеющими к котловинам внутренних морей. Динамическая обстановка, благоприятствующая возникновению упомянутых районов и зон, была подготовлена в результате неоднократной и разнонаправленной миграцией мантийных диапиров в процессе эволюции киммерийских и альпийских складчато-геосинклинальных систем.

В подобном понимании вполне закономерно размещение в общей структуре Земли и зон Заварицкого — Беньофа, которые возникают в обстановке наиболее высоких напряжений между областями уплотнения и разуплотнения, создающих возможности для субдукции океанической литосферы.

Таким образом, глобальный механизм тектонических движений контролируется перераспределением во времени и пространстве поясов разуплотнения и уплотнения. Этот механизм, длительно действующий при становлении внутренних оболочек Земли, отличается определенной прерывистостью, что, в свою очередь, вызвало дискретность разрастания океанической коры. Упомянутое разрастание не охватывало современных океанических пространств в целом, а происходило по отдельным секторам, которые отвечают

как выделенным выше тектоническим областям и регионам краевых морей, так отдельным их частям (например, южный, центральный и северный сектора Атлантического океана). Более того, оно было осложнено неоднократным изменением во времени и пространстве положения осей спрединга, что ранее для краевых морей было названо «механизмом миграции мантийных диапиров». Такая миграция, наиболее существенная во вторую половину раннемеловой и эоценовую эпохи, т. е. на уровне 110—90 и 50—35 млн. лет, свидетельствует о несомненной первичности мантийных диапиров по отношению к разрастанию коры океанов и морей, а также о наличии минимум трех их масштабов — глобального, внутриокеанического и окраинно-континентального.

Глобальный — отвечает мировой системе внутриокеанических подвижных поясов и устанавливается по наличию двух главных систем магнитных аномалий: позднеюрско-раннемеловой и позднемеловой — кайнозойской. Первая имеет главенствующую широтную ориентировку, а ее продолжения скрыты ныне сооружениями внутриконтинентальных и окраинно-континентальных подвижных поясов. Вторая — преимущественно долготное простирание с многочисленными апофизами в пределы ряда краевых морей.

Внутриокеанический мантийный диапиризм ответствен за внутриплитные антиизостатические вертикальные движения и конструктивно-деструктивную океаническую литосферу. Итогом этого диапиризма являются образование наложенных на более древнюю океаническую кору вулканогенных хребтов, возникновение внутренних сводовых и глыбовых поднятий, расслаивание океанической литосферы с горизонтальным смещением отдельных пластин, динамотермальное воздействие на диагенез океанских осадков.

Окраинно-континентальный мантийный диапиризм подобно внутриокеаническому является производным от глобального диапиризма. Он обусловлен горизонтальной конвекцией в астеносфере с образованием восходящих потоков разогретого, частично расплавленного вещества в тылу активных окраин и многих районов пассивных окраин. В итоге окраинно-континентального диапиризма, как бы наложенного в подавляющем большинстве случаев на континентальную литосферу древней консолидации и в остальных случаях на океаническую литосферу, возникают рифтовые системы шельфовых морей, имеют место «спрединг малых океанических бассейнов» и порой диффузный, рассредоточенный спрединг, деструкция океанической литосферы в «отгороженных» краевых морях, образование офиолитовых аллохтонов на обрамлении краевых морей в сооружениях складчато-надвиговых поясов. Все это подтверждает представления А. В. Пейве, Ю. М. Пущаровского, В. И. Хаина о равном по порядку ранге конструктивных (аккреционных) и деструктивных процессов в литосфере.

Неоднородности, созданные сложным взаимодействием мантийных диапиров трех масштабов в пределах тектонических областей океанов и регионах краевых морей, в пространственном отноше-

нии контролируются крупнейшими трансформными разломами, которые по предложению В. И. Ханна можно назвать магистральными. К их категории в Тихом океане принадлежит Великий Тихоокеанский геораздел Л. И. Красного; в Индийском океане — разломы хребта Девяностого градуса, Оуэн — Мадагаскарский; в Атлантическом — разломы Романш и Чарли-Гиббса.

Эндогенные, мантийные и экзогенные процессы в своей неразрывной взаимосвязи вызвали наличие неоднородностей различного порядка и в строении чехла дна морей и океанов — глобальных, региональных и локальных.

Черты сходства касаются только срединных хребтов с тяготеющими к ним районами глубоководных котловин в контурах позднемеловой — кайнозойской системы магнитных аномалий, т. е. области, где чехол представлен преимущественно неуплотненными осадками малой (не более первых сотен метров) мощности. Однако и здесь они нарушены климатической зональностью седиментации, что особенно очевидно для олигоцен-плейстоценового комплекса. Еще одним элементом сходства является циркумконтинентальная зональность, но она также нарушена как набором структурных этажей и их соотношением между собой, так и мозаикой распределения мощности в пределах систем краевых морей.

Выделение и выявление все новых элементов позднеюрско-раннемеловой системы магнитных аномалий имело следствием обнаружение различий в строении чехла, которые определяются ведущей ролью тектонической зональности при формировании структуры его нижних горизонтов. Отличие в распределении по площади и структуре этих горизонтов, имеющее место между океанами и их тектоническими областями, а также регионами краевых морей, во многом контролирует неоднородности строения чехла в целом. Для краевых морей это различие определяется прежде всего взаимосвязью седиментационных бассейнов с современными и древними океаническими пространствами.

В вертикальном разрезе они отражены различным набором и формационным составом структурных этажей, каждый из которых соответствует определенной стадии эволюции океанов и морей. Однако время проявления самой ранней из них было существенно неоднозначным даже для отдельных секторов тектонических областей океанов и регионов краевых морей. В наиболее полном варианте эти стадии, равно как и соответствующие им этажи, могут быть намечены для периокеанических систем опусканий на пассивных океанических окраинах:

— ранняя рифтовая (скорее предрифтовая) стадия, отвечающая палеозойско-среднеюрскому интервалу времени и проявившаяся главным образом в центральном секторе Атлантики, на востоке и западе Индийского океана;

— поздняя рифтовая, или ранняя океаническая, стадия, соответствующая позднеюрско-раннемеловому времени, являющаяся ранней стадией для южного сектора Атлантики и севера Индийского океана;

— зрелая океаническая стадия, совпадающая с позднемеловым — эоценовым временем, но генетически соответствующая поздней рифтовой стадии для отдельных групп краевых морей (Кораллово-Тасманоморской, Мексикано-Карибской и др.);

— поздняя океаническая, или неотектоническая, стадия, отвечающая олигоцен-плейстоценовому времени, но однотипная поздней рифтовой стадии для подавляющего большинства (не имея в виду «отгороженных») и зрелой океанической стадии для указанных выше групп краевых морей.

Наиболее неоднозначной является граница между верхнеюрско-нижнемеловым и верхнемеловым — эоценовым структурными этажами, которая фиксируется подошвой гемипелагической толщи «черных сланцев», т. е. началом интенсивных нисходящих движений блоков на пассивной окраине континентов. Соответственно, к верхнемеловому — эоценовому этажу могут принадлежать порой и отложения апт-альбского возраста. Аналогичным образом неоднозначно распространение этажей по площади.

В пределах ложа собственно Тихого океана отсутствует самый нижний этаж, а его восточной и юго-восточной тектонических областей — два и даже порой три нижних этажа. Отсутствие этих же этажей присуще также подавляющему большинству котловин краевых морей переходной области к современной активной окраине и непосредственно в ее пределах. Нижний, палеозойско-среднеюрский этаж не имеет распространения в котловинах, а порой и континентальной окраине Индийского и Атлантического океанов. Кроме того, частично эти котловины характеризуются иногда и отсутствием в разрезе отложений юрского возраста, т. е. сокращенным объемом верхнеюрско-нижнемелового этажа. Для котловин Евразийской области Северного Ледовитого океана присуще распространение отложений преимущественно олигоцен-плейстоценового этажа, а Амеразийской области — трех верхних этажей.

При этом строение нижних двух этажей контролируется преимущественно тектоническим фактором с влиянием климатической зональности на соленакопление; промежуточного, позднемелового — эоценового — тектоническим и климатическим, а верхнего — совместным влиянием тектонической, циркумконтинентальной и климатической зональности при ведущей роли последней во внутренних районах ложа Тихого океана.

Неравномерное по времени и интенсивности развитие рифтогенных прогибов на пассивных окраинах получило отражение в резких разницах мощности верхнеюрско-нижнемелового структурного этажа вплоть до полного его отсутствия там, где ранняя стадия эволюции приходится на позднемеловое время, например в Южно-Австралийском периокеаническом прогибе.

Соответственно могут быть выделены два их типа: с совпадением ориентировки осевых зон по всем структурным этажам; с несогласным залеганием верхних этажей на нижних. Отсюда как континентальная, так и океаническая литосфера переходных зон оказывается осложненной структурными элементами двух катего-

рий — первичными, которые возникли на ранней стадии раскрытия океанов и морей, и вторичными, новообразованными, наложенными на более древние этажи.

Первичные элементы отличаются характерным тройным сочленением рифтов, возникших над растущими мантийными диапирами, а также дискордантным соотношением отдельных их звеньев с современной структурой океанов и морей. Вторичные, напротив, преобладанием согласных простираний с упомянутой структурой. Другими словами, верхние этажи залегают в подобных случаях с несогласием на нижних.

Основное отличие самого верхнего, олигоцен-плейстоценового этажа от всех нижележащих определяется условиями его формирования при сочетании горизонтальных и вертикальных движений блоков земной коры на неотектоническом этапе. Горизонтальные перемещения, обусловленные спредингом, преобладают во внутренней области океанов и многих (но отнюдь не всех) краевых морей, а вертикальные — преимущественно на окраинах континентов, на континентальном склоне и шельфе, в пределах краевых морей переходной области к древней океанической окраине, превращенной на этом этапе в сложное покровно-складчатое горное сооружение при коллизии континентов. Вертикальные движения вызваны различными процессами: восходящие блоков океанической коры — механизмом внутриплитного тектогенеза; нисходящие блоков коры переходного типа — прогрессивным остыванием астеносферы по мере разрастания океанической коры и формирования глобального пояса мантийных диапиров в осевой зоне современных внутриокеанических подвижных поясов. Такое сложное сочетание движений различного знака и интенсивности получило достаточно отчетливое отражение в распределении мощности олигоцен-плейстоценового комплекса.

Отметим также, что образование внутренних поднятий различного типа, как глыбовых, так и вулканогенных, которые являются непременным элементом строения глубоководных океанических котловин, сопровождается возникновением аномальных ареалов утоненной океанической литосферы в сравнении с известной схемой «возраст литосферы — ее мощность».

Глобальные неоднородности вызваны различиями в наборе структурных этажей, отвечающими общей направленности эволюции чехла, выявленными в итоге общего анализа Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Следует предполагать, что они сохраняются и в Северном Ледовитом океане. При этом модели «чистого спрединга», т. е. характеризующегося относительным постоянством простирания оси разрастания на протяжении позднего мезозоя — кайнозоя, соответствует только часть площади Атлантического океана к югу от широты магистрального трансформного разлома Чарли-Гиббса, т. е. соответствующая центральному и южному его секторам.

Региональные неоднородности определяются неоднократной перестройкой структурного плана, вызванной миграцией во времени

и пространстве мантийных диапиров всех масштабов. Они характеризуют различия в строении чехла, существующие между тектоническими областями океанов и регионами краевых морей. В последних эти неоднородности обусловлены также прерывистыми во времени интенсивными нисходящими движениями блоков на неотектоническом этапе в морях древних океанических окраин, которые имеют место в связи с оттоком разогретого вещества астеносферы к сопредельным горным сооружениям и соответствующим охлаждением и уплотнением коры и верхней мантии. Эти движения сопровождаются лавинной седиментацией с накоплением экстремальной мощности отложений олигоцен-плейстоценового комплекса.

Локальные неоднородности отражают различия между секторами (например, центральным и южным в Атлантическом океане) тектонических областей океанов и отдельными морскими впадинами в рамках выделенных регионов краевых морей, равно как и входящими в их состав крупными седиментационными бассейнами. Последнее сближает их с геоблоками в понимании Л. И. Красного [6].

Таким образом, современная структура вулканогенно-осадочного чехла дна океанов и морей создана в результате взаимодействия двух противоположных состояний верхней мантии — разуплотнения и уплотнения, которое в ходе общей эволюции Земли испытывало неоднократные изменения во времени и пространстве. Вполне вероятно, что оно находилось под влиянием ротационных сил вращения Земли и ограниченных пульсаций ее радиуса. Разуплотнение обусловило в расслоенной на отдельные пластины литосфере горизонтальные перемещения различного масштаба — от интенсивного спрединга до внутриконтинентального рифтогенеза, равно как и повторную тектоно-магматическую деструкцию, включая антиизостатические восходящие движения блоков океанической коры с образованием глыбовых и вулканогенных хребтов; уплотнение — прерывистые во времени интенсивные вертикальные, нисходящие, движения блоков коры самого различного типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная структура вулканогенно-осадочного чехла дна океанов и морей создана деструктивным и конструктивным процессами, вызванными взаимодействием двух состояний верхней мантии и низов коры — разуплотнения и уплотнения. Оба они, в свою очередь, являются производными от направленности конвективных течений в мантии.

Разуплотнение обуславливает как деструктивный, так и конструктивный процесс. Уплотнение, напротив, только конструктивный. Первый, т. е. деструкция, имеет многогранное проявление от крупномасштабного спрединга до ограниченного рифтогенеза, а в минимальном варианте — преобразование континентальной коры на ранней стадии эволюции океанов и краевых морей в кору «переходного» типа. Второй, конструктивный, отражен в сочетании с деструкцией внутри- и окраинно-океаническим, т. е. островодужным, вулканизмом, а также приобретает ведущую роль при интенсивных нисходящих, главным образом вертикальных движениях, характерных для поздней стадии эволюции пассивных океанических окраин и краевых морей.

Положение в пространстве ячей конвективных течений и, соответственно, взаимодействия двух состояний верхней мантии в процессе эволюции Земли испытывало неоднократные изменения во времени и пространстве. Наиболее достоверно они пока могут быть намечены лишь для последних 150 млн. лет геологической истории. Отражением этих изменений являются множественные системы полосовых магнитных аномалий, имеющие место в океанах и морях, равно как и существенно меньшие по масштабу зоны рассредоточенного и спокойного магнитного поля.

Коренное изменение пространственного положения глобальных поясов разуплотнения и уплотнения имело место на рубеже раннего и позднего мела, т. е. в промежутке времени от 110 до 80 млн. лет, и на рубеже между палеоценом и олигоценом в промежутке времени от 50 до 35 млн. лет.

Эти изменения имели следствием перестройку зон уплотнения и разуплотнения регионального плана — в области океанических плит и краевых морей. Ранее подобные события были названы автором «механизмом миграции мантийных диапиров». Частным его случаем является смещение по простиранию времени возникновения первичных рифтов на окраинах океанов и в котловинах краевых морей. Миграция разуплотнения по простиранию внутриокеанических хребтов и в сторону от их оси происходит в направлении наименьшего сопротивления вещества мантии под континентами, что приводит к формированию окраинно-континентальных рифтов на субстрате более древних внутриконтинентальных рифтов, порой с поворотом под прямым углом (Красное море, Калифорнийский залив, Северная Атлантика).

Этот же механизм в сочетании с дискретностью спрединга контролирует антиизостатические движения блоков океанической коры с образованием глыбовых поднятий и возникновением ареалов ее рекуррентной конструктивно-деструктивной переработки, определяющей формирование наложенных на более древнюю кору внутриокеанических вулканогенных хребтов. Одновременно он способствует утонению и расслоению океанической литосферы с последующим сближением отдельных ее пластин под действием горизонтальных сжимающих напряжений (скучивание), а в зонах активных окраин — обдукции и субдукции этих пластин. Соответственно на активных окраинах, где в верхних горизонтах коры вулканическая активность зачастую сочетается с внутридуговым рифтогенезом, конструктивно-деструктивный процесс оказывает наибольшее влияние на состав и структуру чехла. Примечательно, что все это имеет место при относительно кратковременном периоде существования этих окраин (порядка 30—20 млн. лет) с последующим преобразованием в складчато-надвиговое сооружение или пассивную окраину.

Таким образом, общая направленность эволюции океанов и краевых морей определялась неоднократным изменением положения во времени и пространстве поясов разуплотнения и уплотнения разного масштаба — глобального, регионального и локального, что, в свою очередь, имело следствием формирование неоднородностей в чехле, коре и верхних горизонтах мантии.

Глобальные неоднородности вызваны различиями в наборе, строении и соотношении структурных этажей чехла Тихого, Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

Региональные неоднородности определяются неоднократной перестройкой структурного плана, а также запаздыванием ранней стадии формирования морей современных окраин по отношению к той же стадии в океанах. Они характеризуют различие в строении чехла, существующее между тектоническими областями океанов и регионами краевых морей. В последних эти неоднородности обусловлены также интенсивными нисходящими движениями блоков в морях древних океанических окраин из-за миграции поясов разуплотнения (мантийных диапиров) после коллизии континентов в районы сопредельных складчато-надвиговых горных сооружений. Эти движения сопровождаются лавинной седиментацией с накоплением экстремальной мощности олигоцен-плейстоценовых отложений.

Локальные неоднородности отражают различия между секторами тектонических областей океанов и отдельными впадинами регионов окраинных и внутренних морей, равно как и входящими в их состав крупными седиментационными бассейнами.

В количественных параметрах неоднородности отражены: неравнозначными значениями объема чехла и интенсивности седиментации, которые устанавливаются для каждого океана и их тектонических областей, регионов краевых морей, секторов островных дуг; перераспределением темпа седиментации во времени и пространстве, обусловленным миграцией осей спрединга и изменением

скорости разрастания океанической коры во времени от одного океана к другому. Разрастанию коры при спрединге отвечают низкие скорости седиментации, а вертикальным движениям — высокие, порой уровня лавинной, причем общий порядок скоростей в глубоководных котловинах океанов и на ранней стадии эволюции краевых морей подчеркивает единство их раздвиговой природы.

Различия в направленности эволюции чехла крупных тектонических элементов Мирового океана вызвали формирование пяти основных групп седиментационных бассейнов: внутриокеанической, современных активных океанических окраин, переходных областей от древних к современной активной окраине, переходных областей от стабильных плит к древним и современным активным окраинам, современных пассивных окраин.

При этом в строении внутриокеанических, а также океанического борта бассейнов пассивных окраин принимают участие «аномальные» ареалы консолидированных пород континентального, мелководно-морского и глубоководного генезиса, возникшие на ранней и промежуточной стадиях океанообразования. В Атлантическом и Индийском океанах эти ареалы располагаются преимущественно на их окраинах, т. е. в областях деструкции былой континентальной и порой повторной конструктивно-деструктивной переработки новообразованной океанической коры. В Тихом и отчасти Индийском океанах обнаруживается взаимосвязь «аномальных» ареалов с внутренними областями, где конструктивно-деструктивными процессами, включая антиизостатические восходящие движения, перерабатывается океаническая кора, как это и предусмотрено механизмом внутриплитного тектогенеза.

Для геологии нефти и газа значение результатов общего анализа применительно к каждой из генетических групп осадочных бассейнов определяется: закономерностями структуры чехла, в том числе и глубоководных котловин; установленными вертикальными и горизонтальными рядами формаций осадочного, вулканогенно-осадочного и вулканогенного генезиса, включая «аномальные» ареалы консолидированных пород в глубоководных котловинах; количественными параметрами чехла и интенсивности седиментации каждого из рассмотренных комплексов в отдельности. В совокупности эти итоги представляют теоретическую основу районирования осадочных бассейнов в Мировом океане по перспективам нефтегазоносности.

Наиболее дискуссионные проблемы геологии океанов и морей, подлежащие выяснению при дальнейших исследованиях, включают: изучение природы и пространственного распространения областей отсутствия комплекса пород океанической коры, характеризующегося скоростями сейсмических волн от 3,5 до 5,5 км/с; «аномальных» ареалов консолидированных пород осадочного чехла, их мощности и формационного состава в глубоководных котловинах; времени и направленности тектонических событий ранней стадии эволюции мощных осадочных бассейнов на пассивных океанических окраинах и в пределах отдельных краевых морей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белоусов В. В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М., Недра, 1982.

2. *Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недра, 1969.

3. *Деменицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. Изд. 1-е, М., Недра, 1967; изд. 2-е, М., Недра, 1975.

4. *Земная* кора и история развития Средиземного моря. М., Наука, 1982.

5. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1969.

6. *Красный Л. И.* «Океанские земли» и микроматерики Тихого океана. — Тихоокеанская геология, 1982, № 1, с. 19—25.

7. *Кропоткин П. Н.* Механизм движения земной коры. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 25—40.

8. *Левин Л. Э.* Геология окраинных и внутренних морей. М., Недра, 1979.

9. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978.

10. *Магницкий В. А.* Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., Наука, 1968.

11. *Милановский Е. Е.* Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры, М., 1981, с. 38—60.

12. *Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Базовкина И. Г.* Строение второго слоя океанической коры по геофизическим данным. ВИНИТИ, 1981, сер. общ. геол., т. 12.

13. *Нефтегазоносность* и угленосность Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. ВНИИЗарубежгеология, 1978.

14. *Океанология. Т. 1.* Геофизика океанского дна. Ред. Ю. П. Непрочнов. Т. 3. Осадкообразование и магматизм океана. Ред. П. Л. Безруков. Т. 4. Геологическая история океана. Ред. А. С. Монин, А. П. Лисицын. М., Наука, 1979—1980.

15. *Пейве А. В.* Геология сегодня и завтра. — Природа, 1977, № 6, с. 3—7.

16. *Пейве А. В., Савельев А. А.* Структуры и движения в литосфере. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 5—24.

17. *Пущаровский Ю. М.* Тектонические движения в океанах. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.

18. *Пущаровский Ю. М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможная интерпретация. — Геотектоника, 1982, № 5, с. 3—16.

19. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н.* Глобальная количественная оценка распространенности позднемезозойских литологических формаций на континентах и в океанах. Геология, геофизика и геохимия океанов. — Тез. докл. II Всесоюзного съезда океанологов. Севастополь, 1982, вып. 7, ч. 2, с. 37—38.

20. *Тектоническое* строение моря Уэдделла/Г. Э. Грикуров, И. Н. Кадмина, Е. Н. Каменев и др. — В сб.: Геофизические исследования в Антарктиде. Л., НИИГА, 1980, с. 29—43.

21. *Фролова Т. И., Гущин А. В.* Латеральные вариации базальтовой магмы. — Труды Ин-та геол. и геохим. Урал. науч. центра, вып. 155, Свердловск, 1979, с. 22—43.

22. *Хаин В. Е.* Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление. — В сб.: Тектоника и структурная геология. Планетология. Межд. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол., М., Наука, 1976, с. 5—13.

23. *Хаин В. Е., Левин Л. Э.* Основные черты тектоники континентов и океанов. М., ВНИИЗарубежгеология, 1980.

24. *Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И.* Некоторые количественные параметры глобальной структуры Земли. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 25—37.

25. *Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Тектоническая неоднородность дна Мирового океана. — Сов. геология, 1981, № 7.

26. *Austin G. H.* Regional geology of Eastern Canada offshore BAAPG, 1973, v. 57, N 7, p. 1250—1275.

27. *Bally A. W.* In „Continental margins", 1979. — National Academy of Sciences, Washington D. C., p. 302.

28. *Boillot G., Dupeubl P., Musellec P.* Carte geologique du plateau continental nord-portugais. — Bull. de la Soc. Geol. de France, 1975, v. XVII, NI, p. 437—636.

29. *La Brecque I. L., Kent D. V., Kande S. C.* Revised magnetic polarite time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. — Geology, 1977, v. 5, pp. 330—335.

30. *Curray J. R., Moore D. G.* Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalays. — Geol. Soc. of America Bull., 1971, v. 82, p. 563—572.

31. *Emery K. O., Uchupi E., Bowin C. O., Phillips J.. Simpson E. S.* Continental margin off Western Africa: Cape St. Francias to Walvis ridge. BAAPG, 1975, v. 59, N 1, pp. 3—59.

32. *Goldflam P., Hinz K., Wiegel W., Wissmann G.* Some features of the nortwest African margin and magnetic quiet zone. — In „The evolution of passive continental margin in the licht of recent deep drilling results", 1979, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A294, p. 87—95.

33. *Heitzler I., Dickson G., Herron E., Pitman W. S.* III, *Le Pishon X.* Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. — J. Geoph. Res., 1968, v. 73, N 6, pp. 2119—2136.

34. *Hinz K., Schlüter H. U.* The geological structure of the western Barents sea. — Marine Geology, 1978, v. 26, N 3—4, pp. 199—230.

35. *Houtz R., Ewing J.* Upper crustal structure as a function of plate age. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, pp. 2490—2498.

36. *Houtz R. E., Ludwig W. J., Millman J. D., Crow J. A.* Structure of the northern Brazillian continental margin. — Geol. Soc. of Am. Bull., 1977, v. 88, N 5, pp. 711—719.

37. *Jacobson R. S., Shor J.. Kieckhefer R. M., Purdy G. M.* Seismic refraction and reflection studies in the Timor-Aru system and Australian continental shell. — „Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins", 1979, AAPG Memoir 29, p. 209—222.

38. *Initial* reports of the Deep Sea Drilling Project, v. I—LXIII, Washington, U. S. Cov. Pr. Off., 1969—1981.

39. *Initial* core descriptions. DSDP, Leg 64—80, La Jolla, Calif, 1979—1982.

40. *Kaila K. L., Krishna V. G., Mall D. M.* Crustal structure along Mehmadabad — Billimora profile in the Cambay basin, India, from deep seismic soundings. — Tectonophysics, 1981, v. 76, N 1—2, pp. 99—130.

41. *Keen C. E., Cordsen A.* Crustal structure, seismic stratigraphy, and rift processes of the continental margin off eastern Canada: ocean bottom seismic refraction results off Nova Scotia. — Canadian Jour. of Earth Sci., 1981, v. 18, N 10, pp. 1523—1538.

42. *Klitgord K. D., Grow J. A.* Jurassic seismic stratigraphy and basement structure of Western Atlantic magnetic quiet zone BAAPG, 1980, v. 64, N 10, pp. 1658—1680.

43. *Kropotkin P. N.* The crustal structure and origin of the basins of Japan sea and some other seas of the Circum — Pacific mabile belt. — Jour. Phys. Earth (Tokyo), 26, Suppl., 1978, p. 527—535.

44. *Larson R. L., Hilde T. W. C.* A revised scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. — J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 17, pp. 2586—2594.

45. *Leyden R., Ludwig W. J., Ewing M.* Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay and Rio de Janeiro, Brazil BAAPG, 1971, v. 55, N 12, pp. 2161—2173.

46. *Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M.* Structure of the Argentine continental Margin, BAAPG, 1968, v. 52, N 12, p. 2337—2368.

47. *Ludwig W. J., Nafe J.* Seismic-refraction measurments on the Southeast African continental margin. — Jour. Geoph. Res., 1968, v. 73, N 12, pp. 3701—3715.

48. *Maurrasse F., Husler J., George G.* et al. Upraised Caribbean sea floor below acoustic reflector „B" at the Southern peninsula of Haiti. — Geol. on Mijnbouw, 1979, v. 58, pp. 71—83.

49. *Rabinowitz P. D., La Brecque J.* The Mesozoic South Atlantic ocean and evulution of its continental margins. — Jour of Geophys. Res., 1979, v. 84, N 11, pp. 5973—6002.

50. *Sellevol M. A.* Seismic refraction measurements and continuous seismic profiling on the continental margin of Norway between 60 °N and 69 °N. — Norges geologiske undersokels, 1975, v. 29, N 316, pp. 219—235.

51. *Sheridan R. E.* Geophysical recognition and structure of carbonate platform and platform edges on passive continental margins. — Marine Geol, 1981, 44, N 1—2, pp. 171—180.

52. *Taylor P. T., Kovach L. C., Vogt P. R., Jonson G. L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic basin. Jour. Geophys. Res. 1981, vol. 86, N B7, pp. 6323—6333.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

РАЗДЕЛ I. **Основные черты тектоники Мирового океана** 9

Глава 1. Океанические пространства 9

Глава 2. Окраинные и внутренние моря 41

РАЗДЕЛ II. **Геология осадочного чехла** 72

Глава 3. Принципы глобальной сейсмостратиграфии и некоторые петрофизические параметры чехла 74

Глава 4. Палеозойско-раннеюрский комплекс 93

Глава 5. Среднеюрско-раннемеловой комплекс 100

Глава 6. Позднемеловой—эоценовый комплекс 125

Глава 7. Олигоцен-плейстоценовый комплекс 158

Глава 8. Комплекс пород со скоростями сейсмических волн от 3,5 до 5,5 км/с 190

Глава 9. Количественные параметры чехла и направленности седиментации 205

РАЗДЕЛ III. **Некоторые вопросы геодинамики** 228

Глава 10. Элементы динамики океанических плит и образования краевых морей 228

Глава 11. Природа глобальных и региональных неоднородностей . . 238

Заключение 245

Список литературы 248

Леонид Элиазарович Левин

ГЕОЛОГИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Редактор издательства **В. И. Макеев**
Переплет художника **С. Н. Голубева**
Художественный редактор **Е. Л. Юрковская**
Технические редакторы **Е. В. Воробьева, Л. Г. Лаврентьева**
Корректор **Г. Г. Большова**

ИБ № 5298

Сдано в набор 07.05.84. Подписано в печать 04.09.84. Т-17934. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая.
Усл. печ. л. 15,75. Усл. кр.-отт. 15,75. Уч.-изд. л. 18,0.
Тираж 565 экз. Заказ 1036/9122—1. Цена 3 р. 10 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Зр. 10к.

4443

ЧЕЗТРА