
Е. М. Рудич

**расширяющиеся
океаны:
факты
и гипотезы**

Е. М. РУДИЧ

РАСШИРЯЮЩИЕСЯ ОКЕАНЫ: ФАКТЫ И ГИПОТЕЗЫ



МОСКВА «НЕДРА» 1984



4475

Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы.— М.: Недра, 1984
251 с.

На основании анализа данных глубоководного бурения в Тихом океане и его окраинных морях устанавливаются общие закономерности пространственного распределения осадочного материала различного возраста. Прослежено изменение условий осадконакопления на протяжении последних 160 млн. лет. Отмечены черты существенного сходства в развитии Тихого, Атлантического и Индийского океанов во второй половине мезозоя и в кайнозое. Приведены оригинальные расчеты, показывающие изменение объема впадины Мирового океана от позднеюрской эпохи до четвертичного периода.

Для геологов, геофизиков, океанологов и географов.

Табл. 27, ил. 30, назв. — 50 назв.

Рецензент д-р геол.-мин. наук В. Д. Дибнер (ВНИИОкеангеология)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа продолжает и завершает обзор результатов глубоководного бурения в акватории Мирового океана, который был начат автором в недавно опубликованной монографии [18], посвященной бурению в пределах Атлантического и Индийского океанов и средиземных морей. Сейчас этот обзор дополняется анализом разрезов, вскрытых при глубоководном бурении в Тихом океане и его окраинных морях.

В работе границы Тихого океана приняты в основном в соответствии с определениями Международного гидрографического бюро. Два отступления от границ, предложенных сотрудниками Бюро, относятся к юго-западной и юго-восточной окраинам океана. На юго-западе, где работники Бюро отделили Индийский океан от Тихого условной линией, совпадающей с 147° в. д., использована более «геологическая» граница, лежащая несколько восточнее официальной и протягивающаяся от юго-восточной оконечности плато Милл, вдоль разлома Баллени к одноименным островам. По тем же соображениям на юго-востоке вместо границы Международного гидрографического бюро, проведенной на юг от мыса Горн по меридиану $68^\circ 04'$ з. д., граница между Атлантическим и Тихим океанами отнесена к так называемой «структурной линии Шотта», идущей вдоль дуги Южно-Антильского хребта. Таким образом, море Скоша отнесено к бассейну Тихого океана. Собственно океаническая акватория этого океана принята в границах, определяемых положением «андезитовой линии».

Бурение в Тихом океане было начато во время 5-го рейса «Гломар Челленджер» в апреле 1969 г. К декабрю 1979 г. в течение 36 рейсов (5—9, 16—21, 28—35 и 54—70) скважины были забурены в 255 точках. В трех из них (312 — рейс 32, 426 — рейс 54, 437 — рейс 56) бурение не проводилось.

Большая часть скважин (194) размещается в границах собственно океанической акватории, к которой с гидрографической точки зрения условно, но с учетом геотектонической позиции вполне оправданно, отнесен и Калифорнийский залив. В краевых морях — Беринговом, Японском, Филиппинском, Коралловом, Фиджи, Тасмановом, Росса, Скоша и в шельфовом бассейне плато Кэмпбелл — было пройдено 58 скважин.

В основу работы положены «Предварительные отчеты» по 32 рейсам «Гломар Челленджер» (тома 5—9, 16—21, 28—36, 54—59, 61—64 и 66—68), «Предварительные описания» по рейсам 54—66, краткие сведения по рейсам 56—59 и 66—70, опубликованные в ряде журналов, и «Краткие отчеты», относящиеся к рейсам 60 и 61.

Как и в первой книге [18], большое место в настоящей работе уделено разрезам, вскрытым океаническим бурением, выяснению условий (в первую очередь глубины) накопления океанических осадков. В обеих книгах морфология океанического ложа специально не рассматривается. Сведения о рельефе океанического дна приводятся лишь в той степени, которая необходима для понимания взглядов, отстаиваемых автором. В них нет также систематического обзора

характера движений океанического ложа для всей площади океанов. Подобная выборочность обусловлена чисто технической причиной — неравномерным распределением в океанической акватории буровых скважин. Именно этим обстоятельством объясняется крайняя лаконичность разделов, в которых характеризуются осадки, развитые в пределах Южного океана, и отсутствие в работе сводных палеогеографических схем.

Анализ разрезов, вскрытых в акватории Тихого океана и его окраинных морей, и выясненные на основании их изучения особенности движения ложа океана и формирования его впадины позволили сопоставлять тектоническое развитие трех океанов за последние 160 млн. лет. Это сопоставление показало как общие черты для трех океанов, так и некоторые отличия Тихого океана от океанов атлантического типа. Корректность такого сопоставления в настоящей книге не рассматривается, поскольку этот вопрос был обсужден достаточно подробно в предыдущей работе [18, гл. 1].

Материал, полученный к апрелю 1980 г. в ходе океанического бурения, позволил подойти к оценке изменения объема океанических впадин в результате их углубления и латерального разрастания, начиная с позднерурской эпохи. Расчеты показывают, что за последние 160 млн. лет объем впадины Мирового океана увеличился весьма значительно: по максимальной оценке — на 580 млн. км³.

Такое резкое увеличение объема впадины океана не сопровождается сколько-нибудь существенным снижением его уровня. К этому выводу приводит сопоставление приращения объема океанических впадин за послесреднеюрское время с глобальными регрессивными и трансгрессивными циклами. Закономерное чередование последних, отчетливо выраженное по меньшей мере в течение поздней юры — олигоцена, позволяет считать, что увеличение объема впадины Мирового океана, происходившее в это время, практически непрерывно компенсировалось поступлением в гидросферу Земли воды, высвобождавшейся из верхней мантии и коры.

В результате глубоководного бурения собран представительный материал, однозначно свидетельствующий о несомненном росте впадины Мирового океана (в результате как ее углубления, так и латерального разрастания) в течение позднего мезозоя и кайнозоя. Сейчас этот основополагающий факт тектонической истории океана несомненен, и из него следует настоятельная необходимость поиска источников воды, нужной для компенсации роста объема Мирового океана.

Работа была просмотрена в рукописи В. В. Белоусовым, В. Д. Дибнером, Е. Е. Милановским, Б. А. Петрушевским и Г. Б. Удинцевым.

Очень большую помощь автору оказали В. В. Белоусов, В. Д. Дибнер, А. А. Красильщиков, И. Ф. Белый, А. Ф. Береснев, Г. Б. Удинцев и М. Н. Шапиро, с которыми не раз обсуждались наиболее сложные проблемы, затронутые в монографии.

Графика к работе была оформлена Т. М. Кузнецовой, Н. А. Смирновой и В. Н. Цидилиной.

Всем лицам, так или иначе содействовавшим завершению этой книги, автор приносит свою искреннюю благодарность.

ПОДНЯТИЯ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

В главе обобщены результаты глубоководного бурения, проведенного на различных положительных структурах ложа Тихого океана — в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, на подводных возвышенностях (Обручева, Шатского, Хесса, Магеллана), плато (Манихики), валах (Эаурипик, Капингамаранги), горах (Маркус-Неккер), хребтах и островных цепях (Императорском, Карнеги, Койба, Кокосовом, Галапагос, Каролинской, Туамоту, Лайн, Гавайской).

ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Глубоководное бурение в пределах поднятия к марту 1979 г. было проведено только в его северной части, лежащей между экватором и островами Королевы Шарлотты. Южнее экватора как на рассматриваемом поднятии, так и на его юго-западном продолжении — Южно-Тихоокеанском поднятии — бурение до настоящего времени не проводилось.

В границах Восточно-Тихоокеанского поднятия во время 5, 9, 18, 54, 63, 64, 65 и 68-го рейсов «Гломар Челленджер» скважины были пробурены в 34 точках. Их координаты, глубины дна океана и забоя скважины, а также возраст наиболее древних вскрытых отложений приведены в табл. 1. Размещение скважин показано на рисунках 1—4.

Скв. 177 пробурена у северной оконечности хр. Пол Ровер, вблизи его гребневой зоны, т. е. у северного края Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вблизи ее забоя, между 507 и 451 м пройдены пепловые алевриты и массивные тонкозернистые, хорошо сортированные пепловые песчаники. Они сменяются вверх по разрезу (451—483 м) нановыми глинистыми алевритами и глинами. Выше, в интервале 383—378 м, залегают экструзивные базальты (по-видимому, дайка или силл), по своему химическому составу близкие к океаническим толеитовым базальтам подводных хребтов Хуан-де-Фука и Корда [32, MacLeod, Pratt, 1973]. Базальты перекрыты мощной (378—61 м) пачкой переслаивающихся алевритовых глин, алевритов и песков, в которых обнаружены бентосные фораминиферы плиоценового возраста. Верхние 54 м вскрытого разреза датированы плейстоценом. Они представлены массивными алевритовыми глинами, содержащими в самых низах прослой глауконитовых алевритовых глин [32, Kulm et al., 1973].

Судя по донным фораминиферам, накопление осадков в течение плиоцена происходило на глубинах, меньших 1900 м. В плейстоцене хребет испытал опускание на глубину, большую 2500 м, сменившееся поднятиями до современного уровня [32, Ingle, 1973]. По Х.-И. Шрадеру [32, Schrader, 1973], оценка палеоглубин для конца плиоцена, полученная Дж. Инглом по фораминиферам, может быть уточнена на основании изучения комплекса диатомей, обнаруженных в интер-

Точки глубоководного бурения в границах Восточно-Тихоокеанского поднятия

№ точки	Координаты			Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
				дна	забоя	
177	50°28'	с. ш.,	130°12' з. д.	2006	507,0	Ранний плиоцен
174	44 53	" "	126 22 " "	2799	879,0	Плиоцен
35	40 40	" "	127 28 " "	3273	390,0	Плейстоцен
467	33 51	" "	120 45 " "	2128	1041,5	Средний миоцен
468B	32 37	" "	120 07 " "	1737	415,0	То же
469	32 37	" "	120 33 " "	3790	453,5	Ранний миоцен
470A	28 54	" "	117 31 " "	3549	215,5	Средний миоцен
471	23 29	" "	112 30 " "	3101	823,0	То же
472	23 00	" "	114 00 " "	3831	137,5	" "
473	20 58	" "	107 04 " "	3249	287,5	Поздний миоцен
477/477A	27 02	" "	111 24 " "	2003	267,0	Голоцен, поздний плейстоцен
478	27 06	" "	111 30 " "	1889	464,0	Поздний плейстоцен
479	27 51	" "	111 37 " "	747	440,0	Поздний плиоцен
480	27 54	" "	111 39 " "	655	152,0	Поздний плейстоцен
481/481A	27 15	" "	111 30 " "	1998	384,5	То же
474A	22 58	" "	108 59 " "	3023	626,0	Ранний плиоцен
475	23 03	" "	109 03 " "	2631	196,0	Ранний плиоцен и древнее
476	23 02	" "	109 05 " "	2403	284,5	Плиоцен — поздний миоцен или древнее
482B	22 47	" "	108 00 " "	2998	229,0	Позднечетвертичный
483B	22°53'	" "	108°45' з. д.	3070	267,0	Поздний плиоцен
484A	22 11	" "	108 24 " "	2883	62,0	Позднечетвертичный
485A	22 45	" "	107 54 " "	2981	331,0	Четвертичный
419A	08 55	" "	105 41 " "	3277	46,0	Плейстоцен или плиоцен
420	09 00	" "	106 07 " "	3404	147,0	Поздний плиоцен
421	09 01	" "	106 04 " "	3339	114,0	Поздний плейстоцен
422	09 11	" "	105 16 " "	3250	73,0	То же
423	09 09	" "	105 07 " "	3161	53,5	" "
427	08 07	" "	104 36 " "	3834	174,5	" "
428	09 03	" "	105 26 " "	3358	115,0	Поздний плиоцен (?)
429	09 02	" "	106 46 " "	3426	52,5	Поздний плиоцен
81	01 26	" "	113 49 " "	3865	409,0	Ранний миоцен
82	02 35	" "	106 57 " "	3706	214,0	Поздний миоцен
83	04 03	" "	95 44 " "	3645	254,0	Средний миоцен
503A	04 04	" "	95 38 " "	3672	235,0	Поздний миоцен

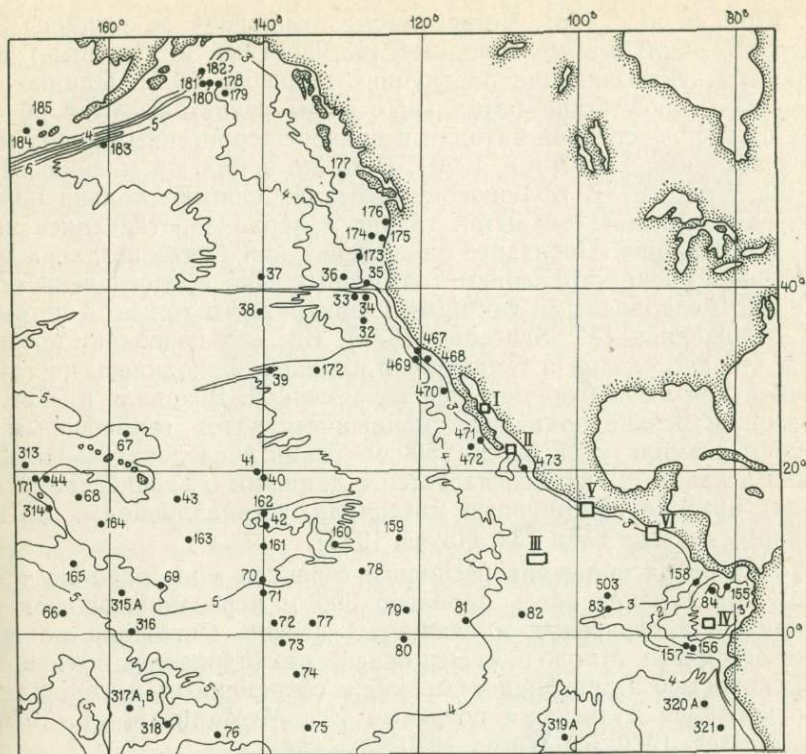


Рис. 1. Точки глубоководного бурения в пределах северо-восточной части Тихого океана. Изобаты в километрах. Римскими цифрами обозначены акватории, показанные на рисунках:

I — Гуаймас (64°, рис. 2); II — Кабо-Фальсо (64, 65, рис. 3); III — Сикейрос (54, рис. 4), IV — Галапагос (54, 69, 70, рис. 12), V — Акапулько (66, рис. 16); VI — Сан-Хосе (67, рис. 17)

* Цифры в скобках — номер рейса «Гломар Челенджера».

вале 89—79 м, свидетельствующих, что в позднем плиоцене в точке 177 существовали литоральные условия. Заключение Х.-И. Шрадера кажется тем более вероятным, что в основании плейстоцена в этой точке был встречен слой глауконитовых глин, указывающих на то, что шельфовая обстановка сохранялась здесь вплоть до начала четвертичного периода. Следовательно, последующее погружение хребта имело амплитуду порядка 1800 м. Знакопеременные движения хр. Пол Ровер в течение плиоцена и четвертичного периода синхронизируются со сходными блоковыми движениями Прибрежных хребтов Калифорнии [32, Ingle, 1973; 32, von Huene, 1973].

Скв. в точке 174 была заложена севернее зоны разлома Бланко, на краю подводного конуса Астория. Бурение вскрыло около 450 м четвертичных осадков, представленных ритмично переслаивающимися глинами, алевролитами, алевроитовыми песками и песками. На глубине 503 м скважина вошла в плиоценовые слои — переслаивающиеся алевроитовые глины, известковистые илы, пески и песчаники

[32, Kulm et al., 1973]. Четвертичные отложения до глубины 284 м содержат обильные мелководные (эстуариевые и лагунные) фораминиферы, указывающие на глубину меньшую 50 м. Однако одновременно присутствие батинальных форм свидетельствует об условиях нижней — средней батиаля и приносе терригенных пород мутьевыми потоками [32, Ingle, 1973]. В то же время, по мнению Ш. Визе [32, Wise, 1973], глубоководные осадки слагают только нижнюю (284—879 м) часть вскрытой толщи, а верхи ее отлагались на небольшой глубине. Последнее заключение как будто подтверждается составом и распространением диатомовых. Они представлены исключительно мелководными формами и обнаружены только в четвертичных отложениях [32, Schrader, 1973]. Все это позволяет предположить, что дно океана в точке 174 в плиоцене находилось на глубине близкой или несколько меньшей современной. В начале плейстоцена произошли резкие поднятия, сменившиеся затем интенсивным опусканием с амплитудой около 2500 м. Такая последовательность движений в какой-то мере согласуется с данными о значительных колебаниях притока обломочного материала, устанавливаемых по минеральному составу глин [32, Hayes, 1973].

Точка 35 расположена несколько севернее зоны разлома Мендосино. При бурении здесь пройдено 390 м переслаивающихся глин, алевроитов, алевроитовых и глинистых песков. Скважина не вышла из четвертичных отложений. Эти осадки накапливались с очень большой скоростью на глубинах, близких к современным; материал транспортировался мутьевыми потоками [32, McManus et al., 1970; 32, Rex, Murrey, 1970; 32, Weser, 1970].

Тремя рассмотренными точками исчерпываются данные бурения в пределах северной оконечности Восточно-Тихоокеанского поднятия. Разрезы, вскрытые в них, практически не дают никаких сведений о развитии этой части рифтовой структуры. Движения, устанавливаемые по разрезу скв. 174, скорее всего связаны не с рифтом, а окраиной континента, тогда как по материалам, полученным в точке 35, можно лишь сделать заключение о неизменном положении дна океана в течение четвертичного периода.

Большая часть скважин, пройденных на Восточно-Тихоокеанском поднятии, лежит значительно южнее, вблизи п-ова Калифорния и в приэкваториальной части срединного хребта.

Во время 63-го рейса «Гломар Челленджер» бурение проводилось на западном фланге поднятия — на континентальном склоне Северной Америки на широте Лос-Анджелеса — Сан-Диего (точки 467—469), в пределах глубоководной зоны Седрос, к западу от п-ова Калифорния (точки 470—472), а также в приосевой зоне поднятия, к югу от Калифорнийского залива, на широте мыса Корриентес (точка 473).

В скв. 467 вскрыты 72,5 м перемежающихся глин, алевроитовых, фораминиферово-нановых глин и глинистых алевроитов четвертичного возраста. Под ними, между 72,5 и 414,5 м была пройдена свита, сложенная преимущественно глинами (частично биогенными, песчанистыми и алевроитовыми). В ее верхней части встречаются подчиненные прослои мергелей, а с глубины 224 м — прослой и линзы песков

и мергелей. Эта серия плиоценового возраста подстилается позднемиоценовыми накоплениями (414,5—756,5 м). Поздний миоцен подразделяется на две свиты: верхнюю (414,5—около 695 м), образованную преимущественно аргиллитами с редкими прослоями глинистых известняков и мела, и нижнюю (695—756,5 м) — вулканогенную, в сложении которой участвуют пепловые и лапиллиевые туфы, часто литифицированные, которым подчинены пласты мела, глинистых известняков и аргиллитов. Вулканогенная серия прослежена до глубины 794 м. Пачка, вскрытая между 756,5 м и 794 м, отнесена к низам верхнего—верхам среднего миоцена. Средний миоцен (794—1041,5 м) разреза 467 представлен главным образом аргиллитами (известковистыми, алевритовыми и биогенными), местами содержащими тонкие пласты мела, пепловых и лапиллиевых туфов. Ниже 832 м вулканокластические накопления исчезают, и в аргиллитах появляются тонкие слои глауконитсодержащих песков (концентрация глауконита до 6—8 %, в одном прослое, залегающем на глубине около 905 м, достигает 30 %) и алевролитов [31, Naq et al., 1979; 32, Yeats, 1981].

Несколько южнее, в точке 468, было пробурено три скважины. В первой вскрыты весьма маломощные (3,5 м) плиоцен-четвертичные фораминиферо-нановые илы, содержащие менее 5 % глауконита. Они залегают с перерывом на среднемиоценовых диатомово-нановых глауконитсодержащих илах. Концентрация глауконита как правило не превышает первых процентов, но на глубине 79,5—98,5 м составляет 10—25 %. Ниже 98,5 м илы сменяются глинами и аргиллитами с подчиненными прослоями пеплов и глинистых песчаников, местами содержащих обломки андезитов-дацитов. Содержание глауконита в этих слоях колеблется от 3—4 до 10 %. В основании разреза среднего миоцена, между 184 и 222 м преобладают глинистые пески, которым подчинены доломитизированные аргиллиты и брекчии. В призабойной части скважины (222—241 м) пройдены не охарактеризованные фауной аргиллиты с обломками пузырчатых и афанитовых андезитов [32, Naq et al., 1979; 32, Yeats et al., 1981].

В расположенной рядом дублирующей скв. 468А вскрыт иной разрез. Он представлен 35,5 м плиоцен-четвертичных (0—26 м) и нижнеплиоцен-верхнемиоценовых (26—35,5 м) фораминиферо-нановых илов. В сложении низов плиоцена и плиоцен-миоцена участвуют глауконитовые пески с содержанием глауконита от 25 до 35 % [31, Naq et al., 1979; 32, Yeats, 1981].

Наконец, скв. 468В ниже 16,5 м (выше керн не отбирался) пройдены фораминиферо-нановые илы (16,5—26,0 м), датированные плиоценом, плиоценовые или позднемиоценовые наноилы (26,0—35,5 м), глинистые нановые илы позднего—среднего миоцена (35,5—45,0 м). В интервале 45—235 м лежат осадки среднего миоцена — диатомово-нановые илы с редкими прослоями глауконитовых песчаных глин, сменяющимися на глубине 140 м глинами и аргиллитами с рассеянным глауконитом. Ниже 235 м вскрыта толща, не содержащая фауну. Она образована преимущественно аргиллитами, в которых вниз по разрезу все чаще встречаются обломки пузырчатых дацитов. На глубине 254 м скважина прошла маломощный

поток лавы того же состава, под которым залегает пачка аргиллитов мощностью около 121 м. Аргиллитам подчинены редкие прослои вулканомиктовых песчаников и лапиллиевой туфобрекчии из обломков пузырчатых андезитов. Для этой пачки характерны рассеянный глауконит, содержание которого колеблется от 1 до 3 % и лишь в отдельных горизонтах достигает 8 %, и щебенка пузырчатых дацитов. Низы разреза, между 377 и 406 м, образованы перемежающимися аргиллитами, песчаниками, андезитовыми брекчиями, лапиллиевыми литифицированными туфами и вулканомиктовыми песчаниками. Возраст осадков в интервале 235—406 м не установлен. Условно, по сходству с фаунистически охарактеризованными осадочно-вулканогенными среднемиоценовыми накоплениями скважин 467 и 468, они могут быть отнесены к среднему миоцену.

Скв. 469 была забурена мористее 468-ой, несколько западнее подножия континентального склона. Ею пройдено 45,5 м, плиоцен-четвертичных биогенных илов, в том числе глауконитсодержащих, и глин, 56,5 м илов и глин, датированных плиоценом и ранним плиоценом — поздним миоценом. На глубине 102 м были вскрыты биогенные илы и глины позднего миоцена, иногда глауконитоносные (концентрация глауконита изменяется от 5 до 20 %). Между 169 и 368,5 м лежат осадки среднего миоцена — главным образом нановые и нано-диатомовые илы, перемежающиеся в нижней части пачки с глинами. В интервале 254—273,5 м в этой свите обнаружены аргиллиты, алевролиты и песчаники, содержащие наряду с остатками среднемиоценовой фауны и флоры эоценовые организмы, по-видимому, переотложенные. Под ними залегают аргиллиты, прослоенные песчаниками, глауконитовыми песчаниками, глинистыми известняками, туфами и осадочными брекчиями. Последние образованы обломками пемзы, вулканических стекол, порфиритов, глинистых известняков, витрокластических туфов и содержат остатки губок и мшанок.

Осадки среднего миоцена подстилаются силлом диабазы (368,7—387 м), лежащего на глинистый мел и аргиллиты с прослоями доломитизированных песчаников, датированные ранним миоценом. Вниз этот осадочный горизонт сменяется пузырчатыми базальтами (396—451 м), внутри которых между 405 и 408 м установлен горизонт базальтовой брекчии [31, Haq et al., 1979; 32, Yeats et al., 1981].

Присутствие в разрезах неогена и четвертичных слоев точек 467 и 468 глауконита, в отдельных горизонтах очень обильного, резкая латеральная изменчивость этих осадков как по мощности, так и по литологическому составу, потоки и рассеянные обломки пузырчатых дацитов и андезитов, многочисленные горизонты дацитовых, реже андезитовых туфов и лапиллиевых туфов, иногда содержащих остатки морских ежей, мшанок и пеллеципод, обитавших на шельфе и в волноприбойной зоне, — все эти признаки указывают и на сложную последовательность, и значительную пространственную дифференцированность позднекайнозойских вертикальных движений океанического ложа в районе точек 467 и 468.

Знакопеременный характер движений подтверждается данными Г. Блейка об изменении глубины обитания неоген-четвертичных бентосных фораминифер, собранных в точке 468 [32, Blake, 1981]. В

этом разрезе обнаружены четыре популяции донных фораминифер, характеризующие глубины средней батиали (начало среднего миоцена), верхней (середина среднего миоцена), нижней (средний — поздний миоцен) и вновь средней (плиоцен).

Пространственная дифференцированность миоценовых движений отчетливо устанавливается из наблюдений В. И. Гречина, Д. Виддера и других исследователей [32, Grechin et al., 1981; 32, Vedder et al., 1981], отметивших большую изменчивость условий накопления миоценовых осадков. Так, вулканогенный материал разрезов точек 467—468 перемещался мутьевыми потоками с мелководных банок и шельфовых зон многочисленных мелких островов в расположенные поблизости участки, лежавшие на батимальных глубинах, а отложения фаций верхней батиали, неритовой и субаэральной, выделенные в миоценовых слоях островов Санта-Роза, Санта-Каталина, Санта-Барбара, Сан-Мигуэль и др., соседствуют с одновозрастными осадками, формировавшимися в условиях средней и нижней батиали.

По-видимому, в районе точек 467, 468 в начале среднего миоцена существовал относительно неглубокий бассейн с максимальными глубинами от 600—1000 м до 1500 м, внутри которого располагались многочисленные вулканические острова. В нем накапливались вулканокластические и терригенные осадки. Во второй половине среднего миоцена дно этого бассейна испытало опускание до уровня нижней батиали (до 2000—3000 м). На границе позднего миоцена — плиоцена нисходящие движения сменились поднятиями, и отдельные участки океанического ложа оказались лежащими на глубинах от первых сотен метров до 1000—2000 м. Возникшие во второй половине четвертичного периода последующие погружения были очень интенсивными. В точке 467 их амплитуда приближается к 1500 м, а в точке 468 — к 2000 м.

В расположенной мористее точке 469 глубины порядка 600—1000 м существовали в начале миоцена. На это указывают пузырчатые базальты, подстилающие осадки нижнего миоцена. В среднем миоцене, судя по глаукониту, глубина этого бассейна сократилась до первых сотен метров. Интенсивные опускания начались здесь раньше, чем в точках 467, 468, — в конце позднего миоцена — начале плиоцена. Их суммарная амплитуда, по-видимому, была близка к 3000—3500 м.

Определяя в самой общей форме особенности позднекайнозойских движений района скважин 467—469, следует отметить их инверсионный характер и резкую дифференцированность как во времени, так и в пространстве.

В среднем — верхнем миоцене точка 469 лежала внутри относительного поднятия, обрамлявшего с юго-запада прогнутый участок, соответствовавший местоположению скв. 467 и 468. В конце миоцена в прогибе начались восходящие движения, более или менее синхронные опусканиям, захватившим зону миоценовых воздыманий. Новобразованное поднятие, расположенное вблизи точек 467, 468, было втянуто в погружение только во второй половине четвертичного периода.

Следует иметь в виду, что намеченная последовательность вертикальных движений справедлива лишь применительно к каждой из двух зон в целом. Движения конкретных точек ложа океана в пределах этой акватории были значительно сложнее. Это, в частности, следует из разреза скв. 468, в котором устанавливается заметное сокращение глубин в середине среднего миоцена и последующие крупные опускания, происходившие в конце среднего и всего позднего миоцена [32, Blake, 1981].

Намеченная реконструкция последовательности тектонических событий неогена—четвертичного периода для района точек 467—469 может быть проверена сопоставлением их с синхронными событиями Береговых хребтов юга шт. Калифорния, образующими, по мнению А. Дж. Ирдли, Ф. Б. Кинга и других исследователей, единую структурно-тектоническую зону с рассматриваемым здесь районом бурения.

В Береговых хребтах, как и вблизи точек 467, 468, в миоцене происходили достаточно интенсивные и дифференцированные движения с преобладанием опусканий над поднятиями. В миоценовом бассейне Береговых хребтов накапливались терригенные, главным образом глинистые осадки и проявлялся кислый вулканизм. К западу от прогиба Береговых хребтов, судя по изменению мощностей миоценовых накоплений, лежало относительное поднятие — аналог миоценового поднятия точки 469. На границе миоцена — плиоцена в береговой зоне Калифорнии прекратился вулканизм, и на фоне резко дифференцированных движений начался рост поднятия, одновозрастного поднятию района точек 467—468. Одновременно в области, расположенной к западу от этого поднятия, как и в точке 469, возникли интенсивные опускания.

Тождество литофациального состава неоген-четвертичных образований Береговых хребтов и разрезов 467—469, а также синхронность смены одних фаций другими в этих районах подтверждают предложенную реконструкцию движений океанического ложа в точках 467—469.

Скв. 470, 471, 472 были забурены у подножия континентального склона п-ова Калифорния.

Скв. 470 пройдено 66,5 м четвертичных и плиоценовых отложений, представленных глинами с прослоями пеплов. Нижележащий разрез обнаружен в дублирующей скв. 470А. В этой скважине в интервале 57—95 м были вскрыты глины и пеплы, датированные поздним миоценом. Между 95 и 161 м отбор керна не проводился. На глубине 161 м залегают аргиллиты и мел среднего миоцена, перекрывающие толщу базальтов (167—215,5 м). Этот лавовый комплекс образован сверху афанитовыми и пузырчатыми базальтами с редкими прослоями известняка, сменяющимися на глубине 189 м монотонной свитой очень сильно пузырчатых пиллоу-лав. Возраст последних определен 16,5 млн. лет [31, Haq et al., 1979; 32, Yeats et al., 1981].

Скв. 471 была заложена примерно в 100 км юго-западнее мыса Сан-Ласаро. Ею были пройдены четвертичные (0—28,5 м), плиоценовые (28,5—47,5) и раннеплиоцен-позднемиоценовые (47,5—85,5 м)

алевритовые глины с подчиненными прослоями биогенных глин, илов и пеплов. Эта серия подстилается пачкой диатомовых илов и глин, содержащих внизу прослой кремней. Ее мощность равна 85,5 м, возраст определен поздним миоценом. Под ней (174—256,5 м) лежат не охарактеризованные фауной порцелланиты с прослоями известняков и глин. Вниз они сменяются толщей среднемиоценового возраста, в сложении которой участвуют аргиллиты с подчиненными прослоями порцелланитов, глинистых известняков, реже песков и песчаников. В основании этой свиты были обнаружены пласти интенсивно ожелезненных глин и кремней. На глубине 741,5 м скважина вошла в выветрелые долериты. Ниже 769 м долериты сменяются пузырчатыми базальтами, потоки которых разделены пластими базальтовых брекчий, ожелезненных глин и аргиллитов [31, Haq et al., 1979; 32, Yeats et al., 1981].

Точка 472 лежит юго-западнее скв. 471. В ней вскрыты четвертичные и плиоценовые глины суммарной мощностью 15 м. Ниже, до глубины 72 м, встречены диатомовые илы позднего миоцена. Они сменяются биогенными (диатомовыми и диатомово-нановыми) глинами, доломитизированными илами и аргиллитами, датированными средним миоценом (72—112 м). Осадки подстилаются слабо пузырчатыми базальтами [31, Haq et al., 1979; 32, Yeats et al., 1981].

Точка 473 расположена на юге Калифорнийского залива, на широте мыса Корриентес (Мексика).

При бурении в ней были вскрыты четвертичные и плиоценовые глины и алевритовые глины с прослоями пеплов (0—181 м), под которыми лежит 9,5-метровая пачка аргиллитов и мела, переходных от плиоцена к верхнему миоцену. Верхний миоцен (190,5—247,5 м) представлен аргиллитами. В низах верхнемиоценовой свиты обнаружены маломощные пласти алевритистых песчаников. К ним приурочен глауконит (менее 2 %).

Осадочная серия залегает на трещиноватых пузырчатых базальтах, тела которых разделены прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников. Вниз по разрезу, в интервале 247,5—284 м, миндалекаменные базальты сменяются массивными разностями. Вблизи забоя, между 284 и 287,4 м вскрыты пористые пиллоу-базальты [31, Haq et al., 1979; 32, Yeats et al., 1981].

Судя по присутствию в основании разрезов скв. 470, 471 и 473 пузырчатых пиллоу-базальтов, глубина предсреднемиоценового (или среднемиоценового) океана в точках 470, 471 и предплиоценового в точке 473 не превышала 1000 м. Амплитуда послесреднемиоценовых нисходящих движений ложа океана в двух первых точках определяется 2500—2000 м, а размах послемииоценовых погружений в точке 473 равен 2200 м.

В отличие от глубин точек 470, 471 и 473, в точке 472 уже в до-среднемиоценовое время, по-видимому, существовали глубины, близкие к современным.

Во время 64-го рейса бурение проводилось в пределах двух полигонов. Первый расположен внутри Калифорнийского залива, т. е. в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, примерно на широте порта Гуаймас (в дальнейшем — акватория Гуаймас), вто-

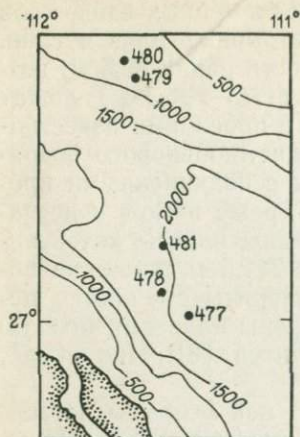


Рис. 2. Точки глубоководного бурения в пределах акватории Гуаймас (I, см. рис. 1), расположенной в Калифорнийском заливе.
Изобаты в метрах

15 % от объема пород), долериты и габбро встречаются на глубине 32,5 м. Их суммарная мощность равна 35 м. Магматиты подстилаются доломитами, лежащими в интервале 67,5—68 м. Под ними, между 68 и 191 м, керн не отбирался, а ниже (191—267 м) пройдена серия, условно отнесенная к верхнему плейстоцену. Она сложена кварц-полевошпатовыми песками и песчаниками, алевритистыми песками и глинистыми песками, содержащими ближе к низу вскрытого разреза прослой алевролитов и аргиллитов. В основании серии в аргиллитах обнаружены обломки каменного угля [31, Curgray et al., 1979; 32, Curgray, Moore et al., 1982].

Скв. 478 расположена северо-западнее предыдущей. В ней в интервалах 0—220 м, 241—250,5 м и 256,5—336,5 м вскрыты позднелейстоценовые накопления, представленные диатомовыми, диатомово-алевритовыми илами с подчиненными прослоями пеллов, песков, доломитизированных аргиллитов, алевролитов и аргиллитов. Вниз по разрезу количество доломитизированных пород возрастает.

Пачки осадочных пород разделены пузырчатыми базальтами (221—241 м) и весьма пузырчатыми базальтами с пустотами, размер которых достигает 1 см в поперечнике (250,5—256,5 м). На глубине 336,5 м скважина вошла в магматогенные породы — слабо пористые базальты, габбро и долериты. Установленная мощность этой серии равна 127,5 м [31, Curgray et al., 1979; 32, Curgray, Moore et al., 1982].

Скв. 479 пройдена монотонная 240-метровая серия плейстоценовых диатомовых и нано-диатомовых илов, содержащих с глубины 231 м

рой — на выходе из залива, на широте мыса Кабо-Фальсо (акватория Кабо-Фальсо).

В акватории Гуаймас (см. рис. 1, акватория I; рис. 2) скв. 477 вскрыты 58 м плейстоценовых биогенных (диатомовых и диатомово-нановых) илов с прослоями глинистых и песчаных алевритов, песчаных алевролитов и песков. В низах этой пачки появляются неокатанные обломки базальтов. Свита ложится на базальты, встреченные на глубине 58 м. Между 58 и 105,5 м залегают базальты, долериты и габбро. В базальтах и кровле залежей долеритов отмечены пузырчатые разности (степень пористости — 3—4 %). Ниже (105,5—191 м) обнаружены известковистые и алевритистые аргиллиты, известковистые и алевритистые глины, глинистые пески, алевролиты и аргиллиты [32, Curgray, Moore et al., 1982].

Более низкие горизонты разреза пройдены дублирующей скв. 477А. В ней, в отличие от основной скважины, пузырчатые базальты (объем пустот составляет от 5 до

прослой алевритовых глин и песков. Ниже (240,5—440 м) лежат глины, алевритистые и диатомовые глины с прослоями пеплов, аргиллитов, известково-доломитовых мергелей, доломитов и доломититов. Эти слои датированы поздним плиоценом [31, Curray et al., 1979, 32, Curray, Moore et al., 1982].

Скв. 480 расположена вблизи осевой зоны рифтовой долины Калифорнийского залива. В ней вскрыта 152-метровая пачка позднеплейстоценовых диатомовых илов и диатомовых алевролитов, которые подчинены алевритовые глины и пески. В этом разрезе отмечены многочисленные местные перерывы [31, Curray et al., 1979, 32, Curray, Moore et al., 1982].

Скв. 481 — последняя в пределах акватории Гуаймас — была установлена на глубине 52,2 м в диатомовых и нано-диатомовых илах и алевритах верхнего плейстоцена. Более глубокие горизонты верхнеплейстоценовой толщи вскрыты дублирующей скв. 481А в интервалах 52—166,5 и 203,5—327 м. Верхняя пачка сложена диатомовыми илами и алевритами, в которых с глубины 80 м появляются прослой песков, глинистых алевритов и алевритовых глин. Нижняя пачка представлена песчанистыми глинами, диатомовыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми песками и диатомитами.

В интервале 166,5—203,5 м осадки разделены магматогенными образованиями — базальтами и силлами долеритов. Потоки и залежи отделены друг от друга тонкими прослоями кремней и кремнистых алевролитов. Вторая пачка магматических пород вскрыта между 327 и 374,5 м. Она представлена базальтами, в том числе сильно пузырчатými (размер пор 1—5 мм). Потоки прослоены аргиллитами [31, Curray et al., 1979, 32, Curray, Moore et al., 1982].

Судя по присутствию в основании разреза 477А косослоистых терригенных пород с обломками каменного угля, дно залива в этой точке испытало с позднеплейстоценового времени опускание на 1900—2100 м. Из них около 250 м было компенсировано осадками. Наличие пузырчатых базальтов точек 478 и 481 указывает на недавние (позднеплейстоцен-голоценовые) опускания, размах которых равен, соответственно, 1100—1500 и 1300—1700 м. В точках 479 и 480 дно залива, по-видимому, располагалось на глубинах, близких к современным, в первом случае уже в раннем, и во втором — в позднем плейстоцене.

Таким образом, интенсивные опускания земной коры в пределах современного Калифорнийского залива начались в разных точках в интервале от конца плиоцена до конца плейстоцена. Эта датировка совпадает с заключением Д. Мура и Д. Карей, считающими, что грабен Калифорнийского залива начал формироваться около 5,5 млн. лет назад [32, Moore, Curray, 1982].

В акватории Кабо-Фальсо бурение велось во время 64-го (точки 474—476) и 65-го (точки 482—485) рейсов «Гломар Челленджер» (см. рис. 1, акватория II; рис. 3).

В скв. 474А верхние 420 м сложены глинами, алевролитовыми глинами, алевритами с прослоями песчаников и известняков. Эта свита датирована плейстоценом. Под ней (420—457 м) залегают нижнеплейстоценовые аргиллиты и алевролиты, содержащие в от-

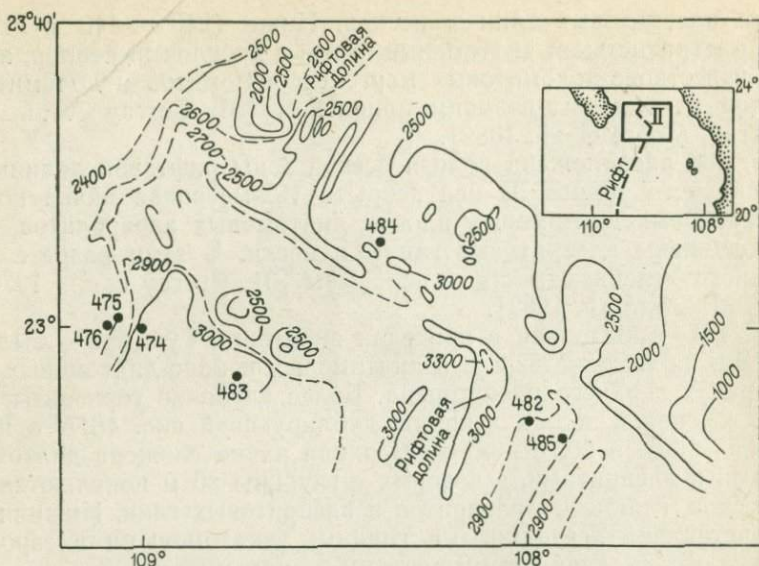


Рис. 3. Точки глубоководного бурения в пределах акваторий Кабо-Фальсо (II, см. рис. 1), расположенной у южной оконечности п-ова Калифорния. Изобаты в метрах

дельных горизонтах обильный (около 10 %) растительный детрит. Вниз эти слои сменяются 73-метровой пачкой позднеплиоценовых аргиллитов и алевролитов с растительным детритом (от 5 до 10 %) и прослоями аркозовых песчаников. В последних встречаются валуны, галька, угловатые обломки базальтов и обломки раковин. К границе верхнего и нижнего плиоцена приурочены массивные базальты и маломощный силл долеритового состава (520—530 м). Нижний плиоцен (вскрытая мощность около 10 м) представлен алевритовыми аргиллитами и песчаниками. В интервале 540—626 м пройдены магматические породы — вверху около 20 м долеритов, под которыми лежат лавы пузырчатых (степень пористости от 4 до 10 %) базальтов. Их мощность равна 36 м. Эти лавы подстилаются 27-метровой пачкой пиллоу-лав, пористых в кровлях отдельных потоков [31, Curragy et al., 1979, 32, Curragy, Moore et al., 1982].

В точке 475 плейстоценовые отложения имеют мощность 63 м. В их сложении участвуют биогенные алевритовые глины, пески и алевриты с рассеянным глауконитом. Они сменяются 66-метровой свитой глинистых алевритов и алевритовых глин, датированных поздним плиоценом. Ниже (129,5—148,5 м) лежат алевритовые и диатомовые глины и глауконитовые диатомовые илы с рассеянной галькой андезитов, отнесенные к нижнему плиоцену. Илы подстилаются пачкой (148,5—158 м) диатомовых алевритовых глин, содержащих в низах прослой глауконитоносных (до 10 % глауконита) доломитовых алевролитов. Они ложатся на валунно-галечные конгломераты, образованные окатанными обломками метавулканитов, ме-

такварцитов, кварцевых песчаников, кварц-полевошпатовых порфи-
ров, кварц-сланцевых сланцев, гранитов, риолитов, риолитовых иг-
нибритов и туфов. Эта грубообломочная пачка мощностью 19 м
сменяется более сортированными конгломератами (размер галек до
20 см), в сложении которых участвуют граниты, кварциты, кварце-
вые и слюдяные песчаники, кристаллические сланцы, граувакки, по-
лимиктовые брекчи, трахиты и риолиты. Вскрытая мощность их
также равна 19 м. Дублирующая скв. 475В на глубине 76 м достиг-
ла оливинового базальта [31, Curray et al., 1979; 32, Curray, Moore
et al., 1982].

4475
В точке 476 плейстоценовые диатомовые и нановые алевритовые
глины, алевритовые глины, глинистые алевролиты с прослоями и
линзами песков с рассеянным глауконитом имеют мощность 90 м.
Они подстилаются 99-метровой пачкой глин с прослоями пеплов, а с
глубины около 145 м — песков. Отдельные горизонты последних со-
держат до 40 % глауконита. Эти породы датированы плиоценом. Ни-
же (189,5—199 м) вскрыты раннеплиоценовые или позднемииоценовые
(?) илы и глины с небольшим (примерно 5 %) содержанием глау-
конита. Они сменяются алевритовыми глинами, глауконитовыми пес-
ками (от 20 до 30 % глауконита), пиритоносными алевролитами, фос-
форитами и сапропелитами, которые, в свою очередь, подстилаются
крупногалечными конгломератами (199—256,5 м). В гальке обнару-
жены метапесчаники, метаалевролиты, кварциты, граниты, метаба-
залты и туфы. Грубообломочные породы ложатся на горнблендит-
биотитовые граниты, частично катаклазированные. Скважина была
заглублена в граниты на 28,5 м [31, Curray et al., 1979; 32, Curray,
Moore et al., 1982].

По данным А. Сондерса и Д. Форнари, граниты из скв. 476 иден-
тичны мезозойским гранитам Сьерра-Невады (США) и берега Оска-
ра II (Земля Грейама) [32, Saunders, Fornari, 1982].

Присутствие в плейстоценовых и плиоценовых (скв. 474—476),
а также в верхнемииоценовых (?) (скв. 476) отложениях рассеян-
ного глауконита и многочисленных прослоев, которые обогащены рас-
тительным детритом и глауконитом, приуроченность к этим слоям
гальки, валунов и обломков раковин — все это указывает на то, что
накопление большей части рассматриваемых осадков происходило
в неглубоком бассейне. Лишенные фауны валунно-галечные конгло-
мераты, вскрытые в нижних частях разрезов 475 и 476, скорее всего
отлагались в субаэральной обстановке.

Отсюда амплитуда опускания дна океана в точке 474 за поздний
плиоцен—плейстоцен может быть определена 3200—3400 м (из них
около 600 м компенсированы осадками), а в точках 475 и 476 — за
ранний плиоцен—плейстоцен 2820 и 2700 м соответственно.

Д. Карей и другие относят начало опускания земной коры в пре-
делах акватории Кабо-Фальсо к раннему плиоцену [32, Curray et al.,
1982]. По мнению этого ученого и его коллег, в течение среднего
и позднего миоцена на месте акватории существовала суша с ко-
рой континентального типа. Нисходящие движения, возникшие в на-
чале плиоцена, имели очень незначительную амплитуду и не сопро-
вождались деструкцией материковой коры. Движения позднелиоце-

нового времени были несколько интенсивнее. Крупноамплитудные погружения датируются Д. Карей и др. плейстоценом.

С учетом данных М.-П. Обри, отметившего наличие в нижнеплейстоценовых осадках скв. 475 и верхнеплейстоценовых скв. 474 мелководной нанофлоры (*Braarudosphaera bigelowi*), в отдельных точках рассматриваемой акватории начало крупных опусканий океанического ложа, возможно, должно быть отодвинуто в поздний плейстоцен [32, Aubry, 1982].

Сводный разрез осадочных пород по скв. 482А и 482В представлен 136-метровой пачкой биогенных и терригенных илов и глин. С глубины 110 м в них появляются прослой песчаников и глинистых сланцев. Эти слои отнесены к позднему плейстоцену. Они перекрывают магматогенно-осадочную серию (136—229 м), образованную в основном слабо пузырчатыми базальтами, отдельные потоки которых разделены тонкими слоями глин, аргиллитов и алевролитов с фауной верхнего плейстоцена [31, Lewis et al., 1980].

Верхи разреза скв. 483 сложены плейстоценовыми биогенно-терригенными илами, глинами и алевроитовыми глинами с редкими прослоями песков. Их мощность равна 115 м. Ниже лежат базальты (115—204,5 м), разделенные аргиллитами, глинами и песчанистыми алевролитами с фауной верхнего плиоцена. Базальты главным образом массивные; в кровлях их потоков отмечены пузырчатые текстуры (до 5 %). Более низкие горизонты этой серии (204—267 м) были достигнуты скв. 483В [31, Lewis et al., 1980].

В скв. 484А и 485А вскрыты только четвертичные отложения — алевроитовые и нановые глины, нановые илы и песчанистые алевроиты. В разрезе скв. 484А верхний плейстоцен имеет мощность 55 м. Под плейстоценовыми осадками здесь лежат пузырчатые базальты. В скв. 485А пройдено 154,5 м алевроитовых, песчанистых, известковистых и нановых глин и песчанистых алевролитов, отнесенных к позднему и раннему плейстоцену. Под ними (154,5—331 м) лежит вулкано-осадочная свита, в сложении которой участвуют многочисленные потоки базальтовых лав и разделяющие их горизонты нанового мела, песчаников с обломками стекловатых базальтов, алевроитовых аргиллитов, алевролитов и известняков. Мощность горизонтов осадочных пород не превышает 7—9 м [31, Lewis et al., 1980].

Судя по составу осадков, вскрытых при бурении в точках 482—485, их накопление в позднем плиоцене и плейстоцене происходило на глубинах, близких к современным. Этот вывод подтверждается преимущественным развитием в рассматриваемых разрезах массивных базальтов, по-видимому, изливавшихся на дне достаточно глубокого бассейна.

В 54-м рейсе «Гломар Челленджер» бурение проводилось на западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия, в пределах акватории Сикейрос, лежащей несколько севернее одноименного поперечного разлома (точки 419—423, 427—429). В точке 426, расположенной в рифтовой зоне поднятия, бурение не производилось (см. рис. 1, акватория III; рис. 4).

Из восьми неглубоких скважин, забуренных в этой акватории, семью (420—423, 427—429) вскрыты базальты или долериты. Скв. 419

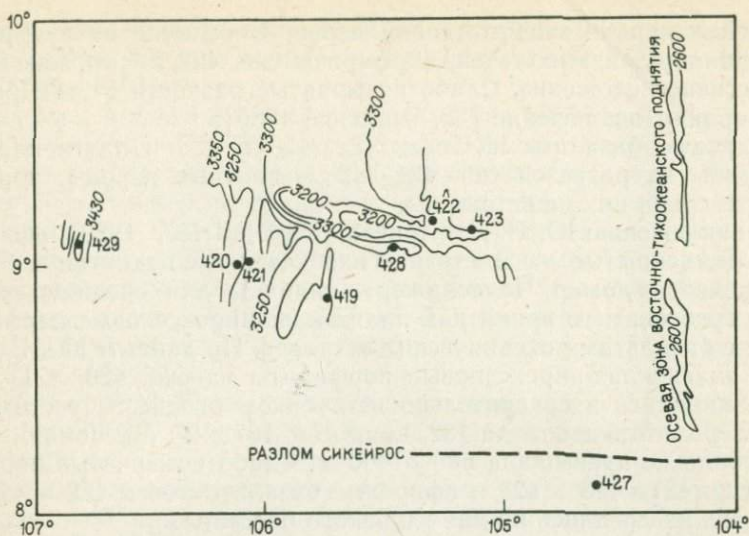


Рис. 4. Точки глубоководного бурения в пределах акватории Сикейрос (III, см. рис. 1), расположенной на западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия, севернее разлома Сикейрос. Изобаты в метрах

и 419А были остановлены в раннеплейстоценовых или несколько более древних отложениях. Осадки, перекрывающие магматические образования, в пяти скважинах (419А, 421—423, 427) датированы плейстоценом, в четырех (419, 420, 428, 429) — поздним плиоценом. Разрезы их по всем скважинам однотипны по литологическим признакам. Плейстоцен представлен в них преимущественно биогенными, иногда мергелистыми илами (фораминиферо-нановыми, нановыми, реже радиоляриево-нановыми и диатомовыми), которым подчинены прослои коричневых известковистых глин. Мощность этих осадков колеблется от 42 м в точке 423 до 127 м в точке 427. Местами, судя по скв. 429, плейстоценовые отложения выклиниваются, и разрез начинается накоплениями верхнего плиоцена.

В сложении плиоцена точек 419, 420, 428 и 429 участвуют фораминиферо-нановые и нановые илы, изредка окремненные. В точке 428 в биогенных илах встречен слой базальтового песка. Мощность плиоценовых накоплений незначительна. В точке 429 она достигает 30 м, в точке 420 сокращается до 15 м, а в скв. 428 и 419 не превышает первых метров.

Как уже отмечалось, в большинстве скважин вскрыты (на глубинах от 31 до 146 м) базальтовые лавы или долериты. В разрезе 419 бурение было остановлено на границе осадочного горизонта с магматитами, в скважине 419А, по сейсмоакустическим данным, кровля магматогенных пород располагается на 45 м ниже океанического ложа [32, Rosendahl et al., 1980; 28, Hekinian et al., 1977; 31, Hekinian et al., 1978].

Плагноклаз-пироксеновые порфириды из разрезов 420, 421, 423 и 428А отличаются высокой пористостью (10—15%), заметно возра-

стающей к кровле магматогенной серии. В отличие от пузырчатых лав и пиллоу-лав этих точек, порфириды скв. 422 имеют, как правило, массивное сложение. Слабо пузырчатые разности в этом разрезе представляют исключение [32, Dmitriev, 1980].

Афировые базальты из точек 422, 429 и 428 и плагиоклазовые порфириды из разрезов скв. 421—423 — плотные породы, пористые разности среди них не встречены.

По заключению Ю. И. Дмитриева [32, Dmitriev, 1980], афировые базальты, вскрытые на Восточно-Тихоокеанском поднятии во время 54-го рейса «Гломар Челленджер», типичны для срединно-океанических хребтов, в то время как плагиоклаз-пироксеновые порфириды сходны с базальтами океанических островов. По данным Ю. И. Дмитриева, плагиоклаз-пироксеновые порфириды из скв. 420, 421, 423 и 428А изливались в сравнительно неглубоком океане. С учетом данных Уокера и Макдональда [32, Laughton, 1972; 27, Macdonald, 1950], его глубина не превышала 600—1000 м. Слабо пузырчатые порфириды из скв. 421—423 и 428 и афировые базальты точек 422 и 429, по-видимому, извергались на дне глубокого бассейна.

Таким образом, в эпоху, предшествовавшую накоплению позднелиоценовых осадков точек 420, 428 и плейстоценовых точек 421 и 423, в них существовали глубины, на 2100—3200 м меньше современных. Одновременно, в конце плиоцена и в плейстоцене, в точках 422, 429 существовали устойчиво, а в точках 421, 423 возникали спорадически глубины, близкие к нынешним. Все это свидетельствует о значительной дифференцированности позднелиоцен-четвертичных движений Восточно-Тихоокеанского хребта в зоне поперечного разлома Сикейрос. Нисходящие движения, начавшиеся в точках 420, 428 в плиоцене, а в точках 421 и 423 в плейстоцене, по-видимому, характеризовались значительной интенсивностью. Очень скоро после их возникновения здесь образовалась глубоководная зона.

Три точки (81—83) вблизи экватора вскрыли более древние осадки, до раннемиоценовых включительно.

В скв. 81, расположенной на западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия, на глубине 319 м установлены среднемиоценовые отложения — радиоляриевый и нановый мел, содержащий прослой базальтовой пемзы. Ближе к забою лежат раннемиоценовые слои — мел, чередующийся с красными глинами (383—408 м). Под ними залегает базальт, слагающий пластовую залежь [32, Haas et al., 1972]. Прослой пемзы, встреченный в разрезе среднемиоценовых осадков, указывает на то, что в неогене на западном краю поднятия происходили субаэральные извержения. Однако эти извержения не свидетельствуют о крупноамплитудных региональных неогеновых воздыманиях Восточно-Тихоокеанского поднятия. Более вероятно, что они были связаны с отдельными вулканами, в связи с которыми временами возникали эфемерные острова.

В точке 82, вблизи осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, в основной и дублирующей (82А) скважинах вскрыты четвертичные известковистые нановые илы (0—27 м), под которыми лежат плиоценовые фораминиферово-радиоляриево-нановые илы. Последние прослежены до глубины 111 м. Ниже (135—223 м) залегают

пестроцветные известковистые нано-илы с редкими прослоями мела, датированные верхним миоценом. Они подстилаются базальтами [32, Hays et al., 1972].

Наконец, в точке 83, находящейся около восточной окраины поднятия, в интервале 0—30 м установлены четвертичные нановые илы и мел со значительной примесью вулканокластического материала. Между 30 и 104 м были пройдены нановые илы и мел плиоцена, под которыми (104—220 м) обнаружены пестроцветные известковистые биогенные илы, отнесенные к позднему миоцену. Основание вскрытого разреза сложено пестроцветными илами и мелом, датированными средним миоценом (220—233 м). В забое скважины залегают базальты, имеющие интрузивный контакт с осадками [32, Hays et al., 1972, 32, Cook, 1972].

В 68-ом рейсе «Гломар Челленджер» неподалеку от точки 83 пробурена скв. 503А (см. рис. 1). В ней вскрыты четвертичные отложения (≈ 35 м), осадки плиоцена (35—142,6 м) и верхнего миоцена (142,6—235 м) очень близкие по своему литологическому составу и фациальной принадлежности к одновозрастным отложениям разреза скв. 83. Неоген-четвертичные накопления точки 503 представлены монотонными циклично переслаивающимися пестроцветными кремнисто-карбонатными илами, биогенными (нановыми, изредка диатомовыми) кремнистыми илами и мергелями, в низах гидротермально измененными. Скорость накопления этих наносов, значительная в позднем миоцене, резко падает в плиоцене. Хорошо сохранившиеся известковистые остатки организмов указывают на накопление в стабильных условиях, выше уровня карбонатной компенсации [28, Gardner, Prell, 1980; 32, Prell, Gardner et al., 1982].

По данным Д. Дженкинса и У. Орра [32, Jenkins, Orr, 1972], фораминиферы из разрезов скв. 81—83 свидетельствуют, что глубины в этой части Восточно-Тихоокеанского поднятия в течение миоцена были на 300—700 м меньше современных. Аналогичный вывод был сделан и на основании изучения миоценовой нанофлоры [32, Virky, 1972]. Эти оценки определяют амплитуду послемiocенового погружения Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе точек 81—83 в пределах 500—900 м.

Учитывая идентичность разреза скв. 503 с разрезами скв. 81—83 и географическую близость точек 83 и 503, можно допустить, что ложе океана в точке 503 испытало за послемiocеновое время опускание на 800—1000 м, из которых около 150 м были компенсированы осадками.

Выводы 1. Разрезы точек 177 и 174, лежащих в северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, показывают, что эта зона в плиоцене и четвертичном периоде характеризовалась знакопеременными вертикальными, скорее всего глыбовыми движениями океанического ложа. Их амплитуды в отдельных случаях, по-видимому, достигали 2500 м. В обеих точках отмечаются резкие поднятия в конце плиоцена — самом начале плейстоцена и не менее резкие последующие опускания, возможно, продолжающиеся до настоящего времени.

Обращает на себя внимание синхронность и морфологическая однотипность этих и позднекайнозойских движений провинции Хребтов

и Долин. Это обстоятельство может рассматриваться как косвенное указание на принадлежность этой провинции и северной оконечности Восточно-Тихоокеанского поднятия к единой структурно-тектонической зоне.

2. Бурение в точках 467—469, расположенных к югу от Береговых хребтов Южной Калифорнии, подтвердило представления А. Дж. Ирдли, Ф. Б. Кинга и других исследователей о продолжении структур Береговых хребтов в пределы современного шельфа и континентального склона.

В районе точек 467, 468 и 469 южное продолжение Береговых хребтов испытало в конце кайнозоя дифференцированные опускания с амплитудами, соответственно, 1500, 2000 и 3000—3500 м.

3. К западу от современного п-ова Калифорния на фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия ложе океана в послемiocеновое время, по-видимому, также испытывало дифференцированные движения. В одних точках оно опустилось на 2000—2500 м, в других оставалось стабильным.

В осевой зоне поднятия молодые позднеплиоцен-четвертичные, движения были еще более интенсивными. В акватории Гуаймас произошли погружения с конечной амплитудой от 1300 до 2100 м. В акватории Кабо-Фальсо дно океана в некотором удалении от рифта снизилось на 2700—3200 м. В зоне рифта в позднем плиоцене и четвертичном периоде, по-видимому, уже существовали глубины, близкие к современным.

4. Судя по разрезам, вскрытым в приэкваториальной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, позднекайнозойские движения ложа океана в этой зоне были достаточно сложными. Отдельные участки дна оставались стабильными. Другие либо испытали значительное опускание, либо оказывались втянутыми в кратковременное поднятие, сменившееся позже интенсивным погружением.

Пузырчатые текстуры базальтовых лав, присутствие плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, сходных с базальтами океанических островов, корочки окислов железа — все это указывает на то, что в ряде пунктов в границах поднятия глубина плиоцен-плейстоценового океана была значительно меньше современной и не превышала 600—1000 м. Не исключено даже, что в этом океане время от времени возникали вулканические острова.

Последующие опускания в таких точках могли иметь амплитуду порядка 2000—4000 м. В других случаях (точки 81—83) послемiocеновые нисходящие движения имели гораздо меньший размах, не превышавший 500—1000 м.

Максимальные значения амплитуд погружения не могут быть отнесены к поднятию в целом. По-видимому, они указывают только на то, что послемiocеновым движениям в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия была свойственна резкая дифференцированность, так как наряду с точками, в которых можно предполагать опускания с общим размахом 2000—4000 м, есть точки, остававшиеся в течение миоцена и четвертичного периода на глубинах, близких к современным, или опустившиеся на первые сотни метров.

В отличие от этого, вторая амплитуда (500—900 м), возможно, должна быть отнесена к движениям Восточно-Тихоокеанского поднятия в целом.

5. По данным Д. Хейса и других исследователей [32, Hays et al., 1972], фашии кайнозойских отложений, развитых на юго-востоке Северо-Восточной котловины и в прилегающей части Восточно-Тихоокеанского поднятия, указывают на то, что в эоцене, во время накопления отложений формации Лайн, поднятие было выражено в рельефе дна очень слабо, и земная кора в его границах не испытывала заметных движений. Об этом свидетельствует повсеместное развитие илов, мела, глин и алевролитов формаций Лайн как в котловине, так и на всем пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия. В олигоценовое время движения в пределах поднятия возобновились, что обусловило фациальные различия осадков, накапливавшихся на нем и в Северо-Восточной котловине. В приосевой зоне поднятия олигоцен-четвертичный интервал представлен вулканогенно-осадочными отложениями формации Сан-Блас. На флангах поднятия формация включает осадки меньшего возрастного диапазона — олигоцен-среднемиоценового. При переходе в Северо-Восточную котловину вулканогенно-осадочная толща Сан-Блас замещается преимущественно карбонатными пестроцветными породами Маркизской формации, датированными олигоценом—средним миоценом.

Резкое усиление опусканий в конце миоцена — начале плиоцена привело к тому, что осадки наиболее молодой, так называемой «пестроцветной» формации, датированной верхним миоценом—плейстоценом, в пределах поднятия латерально замещают вулканогенно-осадочную формацию Сан-Блас, а в котловине перекрывают карбонатную Маркизскую формацию.

Следует отметить некоторую проблематичность фациальной схемы, намеченной Д. Хейсом и его коллегами, поскольку в границах Восточно-Тихоокеанского поднятия палеогеновые отложения пока что не обнаружены. Однако если эта схема справедлива, то в соответствии с данными Д. Хейса и др., в середине палеогена Восточно-Тихоокеанское поднятие являлось относительно стабильной зоной. Слабые опускания его возникли только в миоцене, что совпадает с датировкой начала погружения гйотов, лежащих на поднятии. Наиболее же интенсивные нисходящие движения приходится на конец миоцена, плиоцен и четвертичный период.

Заклучение о стабильности экваториальной зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия в эоцене на первый взгляд противоречит выводу о длительном (возможно, в течение всего мезозоя) развитии этой геоструктуры (см. гл. 4). Противоречие может быть снято, если не принимать эоценовую стабилизацию за начальную точку отсчета, а рассматривать ее лишь как одну из тектонических пауз в ряду многих других, осложнявших формирование океанического поднятия.

6. Разрезы, вскрытые глубоководным бурением в приэкваториальной и прикалифорнийской частях Восточно-Тихоокеанского поднятия, свидетельствуют, что в его пределах в течение позднего кайнозоя развивалась мощная региональная магматическая деятельность.

Как около экватора, так и вблизи п-ова Калифорния главным производным этого магматизма были основные породы, либо изливавшиеся на дне океана, либо внедрявшиеся в виде силлов и даек.

Фотографирование ложа океана, произведенное П. Лонсдейлом и Ф. Слайсом [32, Lonsdale, Spiess, 1980] на западном фланге поднятия, между $104^{\circ}00'$ и $104^{\circ}20'$ з. д. и $8^{\circ}40'$ с. ш., показало, что на завершающей стадии этого магматизма, в четвертичное время, главную роль играли подводные трещинные излияния крупных объемов основных пород, сформировавших обширные лавовые плато. Щитовые лавы, выстилающие дно океана, далеко не везде перекрыты маломощными осадками. Присутствие бугристых, волнистых (пахоэхоэ) и гофрированных лав, подушечная отдельность, массивное сложение базальтов — все это указывает на излияния в подводных условиях на глубинах, близких к современным.

Субаэральный или субаквальный (островной) вулканизм в четвертичное время если и имел место, то был резко подчинен придонным покровным излияниям. Более вероятно, что щелочной магматизм островного типа развивался главным образом до формирования в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия молодых щитовых лав, в предпозднеплиоценовое или предплейстоценовое время.

Вблизи экватора в разрезе верхней части магматогенного комплекса лавовые накопления резко преобладают над пластовыми залежами. В отличие от этого севернее, около п-ова Калифорния, интрузивные и эффузивные образования играют примерно одинаковую роль в сложении верхов магматогенной серии. Причина ослабления эффузивного магматизма вблизи континента не совсем ясна. Возможно, она связана с увеличением мощности земной коры в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия при его переходе из океана на материк.

Следует подчеркнуть, что кайнозойский магматизм исследованной части Восточно-Тихоокеанского поднятия не был по своему составу исключительно основным. На более ранних стадиях, в доплиоценовое время, в пределах поднятия наряду с излияниями основных магм происходили извержения средних и кислых эффузивов.

При бурении в Перуанской котловине в точках 320 и 321 (см. стр. 94) в отложениях эоцена, нижнего и верхнего миоцена и в четвертичных осадках был обнаружен рассеянный пепловый материал кислого состава. По заключению Т. Доннелли, источником риолитовых пеплов, присутствующих в палеогеновых и нижнемиоценовых осадках, скорее всего было Восточно-Тихоокеанское поднятие. В отличие от этого кислый пепловый материал из верхнемиоценовых и четвертичных слоев, по-видимому, транспортировался с востока, из современных Эквадора и Перу, где известны верхнемиоценовые и четвертичные риолиты [32, Donnelly, 1976]. На возможность проявления в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия раннемиоценового кислого и среднего магматизма указывает также разрез точки 80, расположенной к западу от поднятия. В этой точке в ранне-, среднемиоценовых отложениях Маркизской формации встречены прослойки пемзы риолитового и андезитового состава [32, Haays et al., 1972].

Если в приэкваториальной части Восточно-Тихоокеанского поднятия кислый и средний магматизм раннемиоценового времени устанавливается лишь по косвенным признакам, указывающим на его сравнительно небольшой масштаб, то севернее, в зоне Калифорнийского залива, миоценовый кислый и средний вулканизм получил очень широкое развитие. Почти все скважины, пробуренные вблизи залива, вскрыли в составе пород среднего—верхнего миоцена обильный пирокластический материал, многочисленные обломки дацитов и (реже) андезитов, вкрапленные в осадочные породы, а в отдельных скважинах — потоки лав андезитового и дацитового состава, а также горизонты валунно-галечных конгломератов с высоким содержанием валунов и гальки андезитов и дацитов. Позднекайнозойский средний и кислый вулканизм проявился также на обширной территории, прилегающей к заливу — в юго-западных штатах США, на п-ове Калифорния, в Восточной Сьерра-Мадре и в пределах Северной Месы Мексики. Особенно интенсивные излияния кислых (риолитовых и дацитовых) лав, сопровождавшиеся накоплением вулканокластического материала, приходится в этих районах на среднемиоценовое время [5; 27, Gastil et al., 1979].

Закономерное увеличение относительной доли средних и кислых магматитов при некотором сокращении доли основных в границах Восточно-Тихоокеанского поднятия вблизи Калифорнийского залива заслуживает внимания, поскольку эта трансформация магматизма приурочена к области выхода структуры океанического ложа (среднего хребта) на материк.

Учитывая широкое развитие в провинции Хребтов и Долин, то есть на континентальном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия, кристаллических образований докембрия, палеозойских метаморфических, магматических и осадочных пород и, наконец, невадийских гранитовых батолитов, можно заключить, что в этой провинции океаническая структура оказалась наложенной на древнюю континентальную кору. В этом случае проявление в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия кислого вулканизма, относительно древнего, палеоген-раннемиоценового в его приэкваториальной части и молодого, средне-позднемиоценового вблизи рифта Калифорнийского залива может служить косвенным признаком того, что исследованная часть поднятия возникла первоначально на материковой коре, впоследствии переработанной. В приэкваториальной части поднятия эта переработка, по-видимому, полностью завершилась в начале миоцена, тогда как вблизи Калифорнийского рифта процесс трансформации континентальной коры лишь начался.

Возможность такого понимания тектонической истории изученной части Восточно-Тихоокеанского поднятия косвенно подтверждается: 1) отмеченным в свое время Ю. М. Шейнманном [21] и подтвержденным в 54-м рейсе [32, Dmitriev, 1980; 32, Natland, Melson, 1980] присутствием на поднятии базальтов с щелочным уклоном, 2) появлением вблизи Калифорнийского рифта аналогов щелочных оливиновых базальтов [32, Grechin et al., 1981].

ПОДВОДНЫЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ, ПЛАТО И ВАЛЫ

На возвышенностях Обручева, Шатского, Хесса и Магеллана, подводном плато Манихики и валах Эаурипик и Капингамаранги глубоководное бурение проводилось во время 6, 7, 17, 19, 20, 29, 32, 33 и 62-го рейсов «Гломар Челленджер». Краткие сведения о местоположении 16 скважин, их глубине и возрасте вскрытых ими осадков приведены в табл. 2; расположение точек показано на рис. 5—7.

Скв. 192 забурена на вершине гийота Мейджи, расположенном в пределах *возвышенности Обручева* (рис. 5). В основании разреза, между 1054 и 1057 м вскрыт щелочной базальт, по петрографическим и геохимическим свойствам близкий к базальтам Гавайских островов [32, Stewart et al., 1979]. В кровле базальтов лежит нановый мел с фауной и флорой среднемаастрихтского подъяруса (1054—1027 м). В интервале 1027—942 м пройдены переслаивающиеся мел, аргиллиты, алевролиты и детритусовые пески, датированные средним эоценом — ранним олигоценом. К аргиллитам приурочены тонкие прослой мелкогалечных конгломератов, образованных исключительно окатышами глины. Эти слои перекрыты пачкой (942—746 м) не содержащих фауны аргиллитов, мела и известняков. По положению в разрезе они могут быть условно отнесены к среднему олигоцену — нижнему миоцену. Эти породы сменяются илами среднего—верхнего миоцена (718—325 м), над которыми располагаются перемежающиеся глины, алевриты, витрофировые пеплы и диатомовые илы плиоцен-плейстоценового возраста [32, Sholl et al., 1973].

Присутствие среди эоценовых отложений детритусовых песков и прослоев глиняных окатышей, по мнению Д. Шолла и Д. Кригера [32, Sholl, Creager, 1973], свидетельствует о накоплении этих пород на литоральных глубинах. В то же время, судя по составу агглютированных фораминифер, собранных из эоценовых осадков, последние формировались на глубине не менее 500 м. В начале миоцена северо-западная часть возвышенности располагалась на глубине несколько меньшей 2000 м, на что указывают находки *Melonis pompilioides* и *Eponides tumidulis*. Интенсивное опускание началось с позднего миоцена. Суммарная амплитуда опускания возвышенности Обручева в районе точки 192 в послеоценовое время равна 3600—4000 м, из которых около 1000 м было компенсировано осадками.

Очень интересные результаты дало драгирование юго-восточного склона возвышенности Обручева, проведенное в 1981 г. во время 15-го рейса НИС «Калисто».

По данным Б. И. Васильева и Г. Б. Удинцева (1982 г.), этот склон сложен породами нескольких комплексов, располагающихся на всех станциях драгирования в закономерной последовательности. Первый, по-видимому, наиболее древний комплекс представлен биотитовыми гнейсами, амфиболитами, мраморами, кварцитами и биотит-амфиболовыми гранито-гнейсами, близкими метаморфизмам ганальской серии Камчатки. Выше встречены слабо метаморфизованные андезитовые и базальтовые порфириты, фельзиты, туфы, туфогенные песчаники, аргиллиты и гравелиты, однотипные с верхнемеловыми образованиями Камчатки. Третья серия образована граувакко-

Точки глубоководного бурения на подводных возвышенностях, плато и валах

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
		дна	забоя	
<i>Возвышенность Обручева</i>				
192	53°01' с. ш., 164°43' в. д.	3014	1057,0	Маастрихт
<i>Возвышенность Шатского</i>				
47	32°27' с. ш., 157°43' в. д.	2689	129,0	То же
48	32 24 " " 158 00 " "	2619	84,0	" "
49	32 24 " " 156 36 " "	4282	20,0	Титон или неоком
50	32 24 " " 156 34 " "	4487	45,0	Титон
305	32 00 " " 157 51 " "	2903	640,5	Валанжин
306	31 52 " " 157 28 " "	3399	475,0	То же
<i>Возвышенность Хесса</i>				
310	36°52' с. ш., 176°54' в. д.	3516	352,5	Сенومان-альб
464	39 52 " " 173 53 " "	4637	286,5	Альб, ранний мел, ближе не расчле- ненный
465A	33 49 " " 178 55 " "	2161	476,0	Поздний альб
466	34 11 " " 179 15 " "	2665	312,0	То же
<i>Возвышенность Магеллана</i>				
167	07°04' с. ш., 176°49' з. д.	3166	1185,0	Титон (неоком?)
<i>Плато Манихики</i>				
317A	11°01' ю. ш., 162°16' з. д.	2622	943,5	Апт-баррем
<i>Вал Заурипик</i>				
62	01°52' с. ш., 141°56' в. д.	2591	581,0	Ранний олигоцен
<i>Вал Капингамаранги</i>				
64	01°45' с. ш., 158°37' в. д.	2052	958,0	Средний эоцен
289	00 29 ю. ш., 158 30 " "	2206	1271,0	Апт

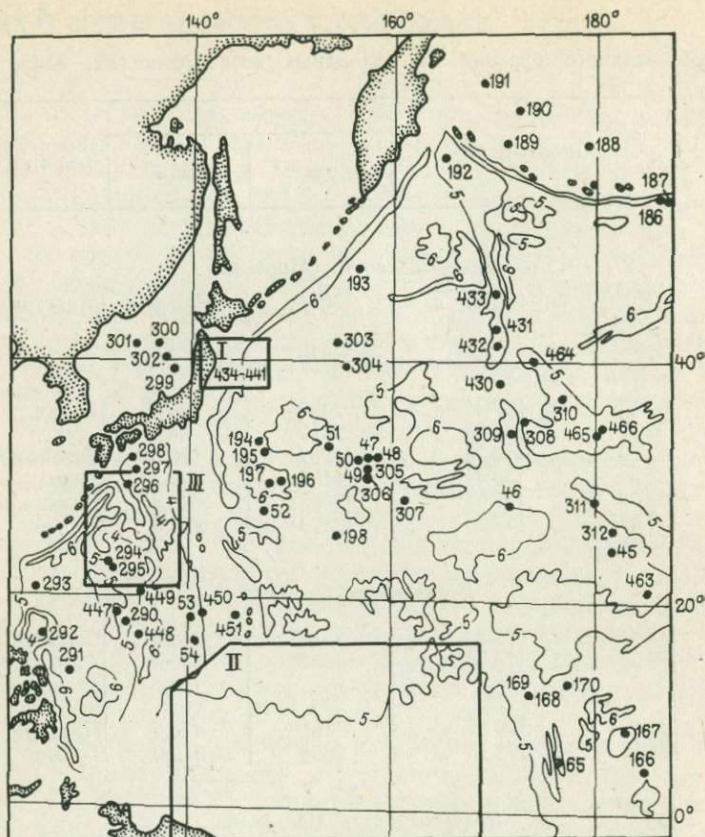


Рис. 5. Точки глубоководного бурения в пределах северо-западной части Тихого океана. Оконтурыны акватории (римские цифры), показанные: I — на рис. 14; II — на рис. 8; III — на рис. 20. Изобаты в километрах

выми песчаниками, в меньшей степени гравелитами и алевролитами. Плохая сортированность и слабая окатанность обломочного материала указывают на близость области размыва. Эта серия сходна с эоцен-олигоценовыми накоплениями Камчатки. Она сменяется комплексом, представленным преимущественно кварцевыми порфирами, их ксенотуфами и туфами, в меньшей степени фельзитами, фельзит-порфирами, андезитодацитами и дацитовыми порфирами. Структуры и текстуры пород свидетельствуют об излияниях, происходивших в субаэральной обстановке. Аналоги этих пород на Камчатке датированы миоценом. Вышележащий комплекс формировался частично в субаэральных (эффузивы), частично — в мелководных морских (туфогенно-осадочные слои) условиях. Он образован главным образом липаритами, липаритовыми порфирами, их туфолавами и ксенотуфами, игнимбритами, туфами и туффитами. На Камчатке с этим комплексом сходны породы миоцен-плиоценовой аллейской свиты.

Шестая серия представлена свежими миндалекаменными эффузивами основного и среднего состава, похожими на наземные плиоцен-четвертичные вулканы Курильских островов и п-ова Камчатки.

Последняя группа пород, поднятых при драгировании, включает разновозрастные интрузивные и жильные образования, среди которых главное место принадлежит гранитоидам, диоритам (лейкократовые, аляскитовые, амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, плагиогранит-порфиры, кварцевые диориты, диориты и т. д.) и их жильным аналогам. По мнению Б. И. Васильева и Г. Б. Удинцева, большая часть этих пород должна быть отнесена к верхнемеловому комплексу.

Таким образом, при драгировании с НИС «Каллисто» на возвышенности Обручева установлены реликты древней континентальной коры, субаэральные и мелководные эффузивные и вулканогенно-осадочные накопления миоцен-плейстоценового возраста. Отмечены также резкие отличия мезозойско-кайнозойского развития северо-западной и юго-восточной окраин возвышенности Обручева. Исходя из данных Б. И. Васильева и Г. Б. Удинцева, юго-восточная окраина возвышенности в миоцене — раннем плейстоцене была поднята выше уровня океана и испытала в позднем плейстоцене и голоцене резкое опускание. Амплитуда его составляет не менее 4000 м.

В точках 47 и 48, расположенных на возвышенности Шатского (см. рис. 5), при бурении скважин достигнуты отложения маастрихтского яруса, представленные нановыми и радиоляриевыми илами, которым подчинены пеплы и глины. В точке 47 над 23-метровой пачкой отложений маастрихта лежат палеоцен-среднеэоценовые биогенные илы, сменяющиеся вверх илами и пеплами мощностью 9 м с олигоцен-позднемиоценовой фауной. Верхние 55 м сложены биогенными илами и пеплами плиоцена — плейстоцена.

В разрезе точки 48 на маастрихтские отложения, вскрытая мощность которых составляет 24 м, с крупным стратиграфическим несогласием налегают верхнемиоцен-плиоценовые нановые илы [32, Heezen et al., 1971].

Скв. 49 и 49А уже на глубине 17 и 11 м дошли до нановых илов, датированных титон-неокомом. С резким стратиграфическим несогласием они перекрыты четвертичными глинами [32, Heezen et al., 1974].

В основании разреза скв. 50, на глубине 44 м встречен конгломерат, образованный хорошо окатанными гальками базальта [32, Rex et al., 1971], над которыми лежат биогенные илы и кремни, датированные поздней юрой — ранним мелом. Выше, между 42 и 23 м, возраст осадков не установлен. Последние 23 м образованы биогенными илами и глинами, которые отнесены к плейстоцену [32, Heezen et al., 1971].

В скв. 305 и 306 вскрыты отложения валанжинского яруса. В первой из них между 540 и 626 м были пройдены нановый мел и окремненный мел апт-валанжина. Они перекрыты свитой перемежающихся известняков, кремней и глин готерив-альбского возраста. Поздний мел, занимающий интервал от 382 до 129 м, представлен биогенными илами, мелом и глинами. Преимущественно нановыми илами представлены также палеогеновая (129—52 м) и неогеновая (52—

17 м) системы. Верхние 17 м, в строении которых участвуют нановые илы и кремни, относят к четвертичной системе [32, Larson et al., 1975].

Скв. 306 была остановлена на глубине 316 м, в 80 м от кровли акустического фундамента, по-видимому, сложенного базальтами. Основная часть вскрытого разреза в интервале 316—9,5 м представлена нановыми илами, мелом и кремнями, датированными валанжин-альбом. Они перекрыты 9,5-метровой пачкой илов, содержащих нижнемеловые и четвертичные фораминиферы [32, Larson et al., 1975].

Бурение на возвышенности Шатского подтвердило предположение М. и Дж. Юингов и других исследователей [43, M. Ewing, Saito et al., 1966] о том, что эта возвышенность существовала уже в меловое время. Резкие изменения мощностей позднеюрско-четвертичных отложений в скв. 47—50, выпадение из разрезов осадков различного возраста, находки переотложенной фауны — все это свидетельствует, что уже в конце мальма в пределах поднятия Шатского существовал расчлененный рельеф. На это указывают также верхнеюрский конгломерат, вскрытый в точке 50, находки в неокомских отложениях сообществ мелководных фораминифер, сходных с мелководными ассоциациями из нижнего мела Европы. На этом основании глубина неокомского океана в пределах возвышенности Шатского была определена в пределах от первых сотен до 1000 м [27, Douglas, Moullade, 1972]. Более вероятно, однако, что эти глубины должны быть отнесены не к возвышенности в целом, а к отдельным участкам, примыкавшим к островам, некогда располагавшимся в пределах современной возвышенности. Учитывая заключение В. А. Крашенинникова [32, Krashennnikov, 1973] о глубине раннемелового океана в точке 195 (лежащей западнее поднятия Шатского), равной 1000—1500 м, можно считать, что поднятие существовало в течение всего раннего мела.

Небольшие острова, окаймленные шельфовыми зонами, по-видимому, сохранялись в пределах возвышенности Шатского до конца эоцена. Мелководья разделялись участками с батинальными глубинами. Об этом можно судить по находкам в палеоцен-эоценовых слоях разреза 47 мелководных и шельфовых сообществ кокколитофорид [32, Burky et al., 1971], постоянному присутствию в отложениях верхнего мела—эоцена терригенного материала, а также по позднемеловым батинальным фораминиферам [32, Douglas, 1971]. В то же время около точек 305 и 306 уже в начале мела существовали глубины порядка 2700 м или несколько больше.

Замедление скорости седиментации от 7—9 м/млн. лет в меловое время до 2—4 м/млн. лет в палеогене и почти полная приостановка ее с миоцена в точках 305 и 306, по-видимому, свидетельствуют о постепенном погружении отдельных островов в палеогене и исчезновении их в миоцене. Конечные амплитуды нисходящих движений дна вблизи точек 305 и 306 за последние 130—135 млн. лет определяются в 1200 и 600—800 м соответственно. Из них около 500 и 600 м были компенсированы осадками.

Следует отметить, что несмотря на интенсивный магматизм и крупные некомпенсированные опускания, в пределах возвышенности Шатского до сих пор сохраняется кора, отличающаяся своей мощностью и скоростными характеристиками от океанической [35, Den et al., 1969].

Под возвышенностью Шатского установлена кора 25-километровой мощности. Второй слой ее, мощность которого изменяется от 1 до 3 км, характеризуется сейсмическими скоростями 4,36—5,27 км/с. По-видимому, он сложен осадочными и магматическими породами. Третий слой со скоростями распространения преломленных волн 5,31—5,79 км/с отмечен только под возвышенностью, где его мощность достигает 5 км. В направлении к обрамляющим возвышенность абиссальным зонам горизонт выклинивается. Не исключено, что этот слой является реликтом гранитогнейсового горизонта древней коры. Сейсмические скорости, зафиксированные в нем, не исключают такую интерпретацию его природы.

Расположенный ниже четвертый слой распространен как под абиссальной равниной, так и под возвышенностью. Под равниной в нем отмечены сейсмические скорости около 6,9 км/с, типичные для основного горизонта океанической коры. Под возвышенностью в том же слое наблюдается заметный разброс скоростей в интервале 6,73—7,30 км/с. Мощность его в пределах возвышенности возрастает до 7,5 км. Возможно, что четвертый слой является остатком древнего гранулит-базитового горизонта, «разубоженного» базальтовым материалом. Нижний слой, мощностью от 5 до 11 км, характеризуется сейсмическими скоростями 7,30—7,79 км/с. Граничные скорости преломленных волн под разделом М равны 8,1—8,2 км/с.

Строение земной коры под возвышенностью Шатского позволяет предположить, что верхнеюрские и неокомские мелководные отложения, вскрытые на ней, формировались в пределах зоны (микроконтинента?) с корой континентального типа.

В точке 310, расположенной на *возвышенности Хесса* (см. рис. 5), скважина была остановлена в сеноман-позднеальбских мергелях с прослоями мела. Выше (343—98 м) вскрыт полный разрез верхнего мела, в сложении которого участвуют нановые илы, кремни, мел и пелагические глины. На этих породах залегают со стратиграфическим несогласием ниже-среднеэоценовые илы и глины (98—89 м), также несогласно перекрытые нановыми илами и глинами, датированными олигоценом (89—80 м). Верхние 80 м представлены биогенными илами и глинами среднемиоцен-четвертичного возраста [32, Larson et al., 1975]. Глубина позднераннемелового бассейна в точке 310, по-видимому, была меньше 2000 м. Во второй половине позднемеловой эпохи глубина океана в этом районе не превышала 2500 м, к концу палеогена она увеличилась до 3200 м. Общий размах последнемеловых нисходящих движений дна океана вблизи скв. 310 равен 1100—1200 м, из которых около 150 м компенсированы осадками [32, Thiede et al., 1981].

Во время 62-го рейса «Гломар Челленджер» на возвышенности Хесса были пройдены разрезы по скв. 464—466 (см. рис. 5, 6).

В скв. 464, находящейся на северо-западной оконечности возвышенности, вскрыто около 10 м туфогенных глин и глинистых радиолариевых илов плейстоценового возраста. Илы подстилаются пачкой глин (10—89 м), плиоцена (10—51 м), плиоцена—верхнего миоцена (51—60 м) и, наконец, не содержащих фауны (60—79 м). Между 79 и 89 м в глинах обнаружена переотложенная фауна мелового возраста. Слои в интервале 89—146 м отнесены к сеноманскому ярусу, а между 146 и 222 м — к переходным от сеномана к альбу. В сложении тех и других участвуют кремнисто-нановые известняки, кремни, порцелланиты и кремнистые мергели. Преимущественно кремнями, содержащими примесь вулканокластического материала, представлены разрезы нижнеальбского подъяруса (222—250,5 м) и лежащего под ним нерасчлененного нижнего мела (250,5—308,5 м). По данным П. Чепека [32, 1981], нерасчлененные отложения содержат остатки *Nannosonus* sp., в соответствии с чем возраст вмещающих наносов можно определить не древнее аптского. Вблизи забоя скважины лежат сильно выветрелые базальты [33, Thiede, Vallier, 1978; 31, Thiede et al., 1981; 32: Vallier et al., 1981; Seifert et al., 1981].

На юге возвышенности, в наиболее приподнятой ее части скв. 465 и 465А пройдены нановые и фораминиферовые илы четвертичного и плиоценового возраста, мощность которых не превышает 5 м, и эоцен-палеоценовые биогенные илы. Последние на глубине 10,5 м подстилаются палеоценовыми нановыми илами. В скв. 465 они прослежены до глубины 67,5 м, в скв. 465А — до 63 м. Ниже лежат породы маастрихтского яруса — наново-фораминиферовые и фораминиферо-нановые илы с подчиненными прослоями и линзами кремней. Мощность этих отложений близка 100 м. Они подстилаются литологически однотипными породами верхнего кампана мощностью 57 м. Разрез осадочной толщи, вскрытой скв. 465А, завершается 1801-метровой свитой кремней и известняков, которым подчинены прослои нановых илов. Верхи ее (229—257 м) датированы сантоном, слои между 257 и 276,5 м отнесены к раннему коньяку — позднему турону, между 276,5 и 295,5 м — к раннему сеноману, а низы (295,5—419 м) — к позднему альбу. В основании сантон-альбской свиты вскрыт маломощный (около 1 м) горизонт перемежающихся трахитовых пеплов и доломитов. Отличительной особенностью сеноман-альбских накоплений является присутствие в них сапропеля и гумуса. По определению П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой [32, 1981], автохтонный сапропелевый и аллохтонный гумусовый материал накапливались в обстановке прибрежного мелководья.

Разрез скв. 465А завершается 67-метровой пачкой трахитовых вулканических брекчий, переходящих вниз в очень сильно пузырчатые стекловатые лавы трахитового состава. По данным К. Сейферта и др. [32, 1981], многочисленные крупные (более 5 мм в поперечнике) пустоты в трахитах свидетельствуют об излиянии в субаэральной обстановке [31, Thiede et al., 1981; 32, Vallier et al., 1981].

В расположенной поблизости точке 466 бурение было остановлено в отложениях верхнеальбского подъяруса. Последовательность и литологический состав комплексов, вскрытых скв. 466, близки к уста-

новленным в точке 465. Как и в последней, толща осадков начинается свитой биогенных (фораминиферово-нановых и нановых) илов, слагающих стратиграфический интервал четвертичная система — верхи нижнего сантона включительно (0—150,5 м). Под ней лежит пачка кремней с редкими прослоями илов (150,5—255 м), датированных кампаном — поздним туроном. В сложении верхнеальбского подъяруса (255—312 м) участвуют нановые известняки, которым подчинены мел и кремни. В этих слоях отмечено наличие сапропеля, судя по чему альбские осадки накапливались в прибрежной зоне, но на больших глубинах, чем в скв. 465 [32: Timofeev, Korogulin, 1981; Timofeev, Bogolyubova, 1981].

Разрез скв. 466 отличается от смежного (465) мощностями отложений отдельных ярусов и стратиграфическим положением перерывов. Если в скв. 465 мощность плиоцен-четвертичных отложений не превышает 5 м, то в точке 466 она возрастает до 66 м; увеличивается также мощность эоценовых накоплений (от 5 м в разрезе скв. 465 до 22 м в скв. 466). Палеоцен, мощность которого в точке 465 равна 53—57 м, из разреза скв. 466 выпадает, а 100-метровой маастрихтской серии точки 465 в точке 466 отвечает 5,5-метровый горизонт маастрихт-кампанского возраста. В отличие от этого соотношения мощностей мощность кампан-туронских слоев в обеих скважинах примерно одинакова, но поздне-турноско-раннесеноманскому перерыву скв. 465 отвечает поздне-турноско-альбский перерыв скв. 466 [31, Thiede et al., 1981; 32, Vallier, 1981].

Как отмечалось раннемеловые (доальбские или альбские ?) трахиты скв. 465 изливались в субаэральной обстановке. Лежащие на эффузивах альбские осадки, содержащие сапропель и гумус, накапливались в пределах прибрежной мелководной зоны, на что указывает также присутствие в этих слоях *Braarudosphaera bigelowi* и *Braarudosphaera* sp. [32, Сеpek, 1981]. Обстановка неглубокого шельфа сохранялась в этой точке и в поздне-меловую эпоху, о чем свидетельствуют находки мелководной нанофлоры (*Kamptnerius magnificus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*), растительного детрита, обломков раковин моллюсков и бентосных фораминифер, обитавших, по заключению А. Боерсмы [32, 1981], на небольших глубинах.

По мнению П. Роса [32, 1981], основанному на изучении известковой нанофлоры из разрезов скв. 465, 466, глубина океана в этих точках в конце раннего мела не превышала 200—300 м.

Вблизи точки 466 альбский бассейн был несколько глубже, чем в точке 465. На это указывают наличие в разрезе альбского яруса автохтонного сапропеля и отсутствие аллохтонного гумуса. В поздне-меловую эпоху в районе точки 466 сохранялась обстановка неглубокого моря, в котором обитали мелководные кокколитофориды — *Kamptnerius magnificus*, *Arkhangelskiella cymbiformis* [32, Сеpek, 1981].

Альбские наносы скв. 310 и 464, по-видимому, формировались на глубинах, заметно превышавших глубину, существовавшую в точках 465 и 466. Однако и на северо-западе возвышенности Хесса в конце позднего мела глубина океана была значительно меньше со-

временной (1000—2000 м). Ко второй половине позднего мела она увеличилась до 2500 м [32, Vallier et al., 1981; 32, Thiede et al., 1981].

Послераннемеловые нисходящие движения возвышенности Хесса отличались значительной пространственной дифференцированностью. Эти движения контролировались многочисленными нормальными крутопадающими и вертикальными разломами. Перемещение по ним отдельных блоков сформировало современную глыбовую структуру возвышенности, образованную чередующимися горстами и грабенами. Эта структура отчетливо видна на многочисленных сейсмических профилях через возвышенность Хесса [32, Vallier et al., 1981].

Исследования, проведенные во время 32 и 62-го рейсов «Гломар Челленджер», позволили Т. Валлиеру и др. [32, 1981] составить четыре палеогеографические схемы, иллюстрирующие последовательные стадии развития возвышенности Хесса за время от апта до олигоцена (110—35 млн. лет). Три из них воспроизведены на рис. 6.

В соответствии с данными Т. Валлиера и других исследователей, в аптском веке на юге современной возвышенности располагался архипелаг крупных и мелких островов, в пределах которых происходили излияния базальтов и трахитов. К северу от этих островов находилась обширная зона, близкая по площади и конфигурации современной возвышенности, в пределах которой глубина океана не превышала 2000 м (см. рис. 6, схема I). В течение альбского века около островов накапливались прибрежные мелководные осадки.

В конце альба — начале сеномана в границах древней возвышенности возникли интенсивные нисходящие движения. В результате к концу турона — началу коньяка (85 млн. лет назад) большинство раннемеловых островов погрузилось в воды океана, а площадь относительно мелководной зоны с глубинами, меньшими 2000 м, резко сократилась (см. рис. 6, схема II).

К концу мела — началу палеогена (60 млн. лет назад) раннемеловые острова оказались опущены на 1000—2500 м, а изобата 2000 м ограничивала площадь, заметно меньшую площади древних островов (см. рис. 6, схема III). На не воспроизведенной здесь 4-ой схеме Т. Валлиера, относящейся к середине олигоцена, показано дальнейшее сокращение зоны с глубинами, меньшими 2000 м.

Современная структура возвышенности Хесса в основных чертах, по-видимому, была сформирована уже к концу позднего мела. Последующие движения привели лишь к дальнейшему опусканию древней возвышенности.

Суммарный размах нисходящих движений на большей части площади возвышенности за последние 110—100 млн. лет составил 2000—2500 м. Отдельные блоки опустились за то же время на 3000—4000 м.

На возвышенности Магеллана (см. рис. 5) бурение в точке 167 было остановлено на глубине 1185 м. В забое скважины (1185—1170 м) вскрыты базальты, внизу брекчированные.

В кровле базальтов лежат известняки и кремни позднего титона—баррема. Полный разрез раннего мела представлен известняка-

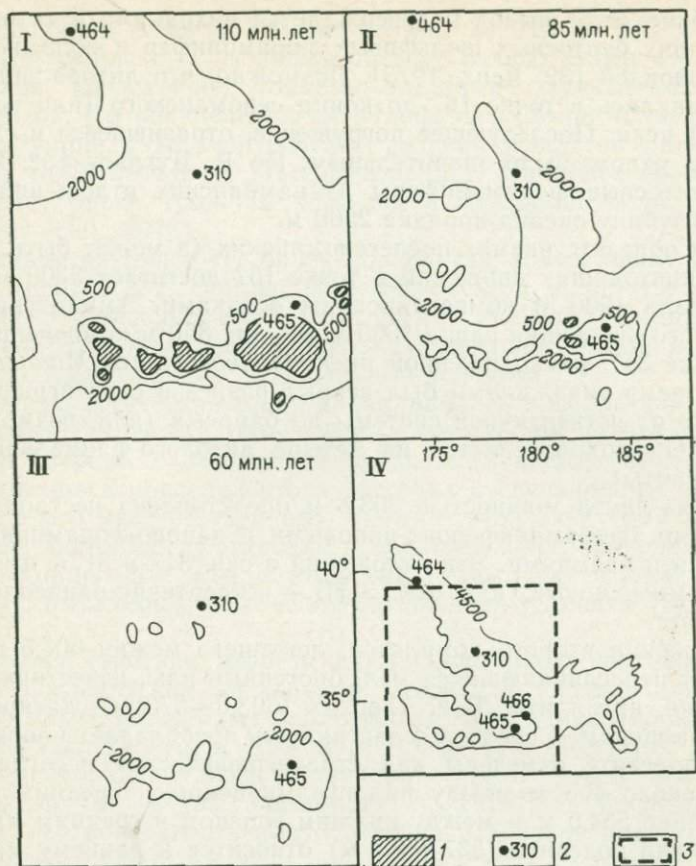


Рис. 6. Палеогеографические схемы акватории возвышенности Хесса. Изобаты в метрах

I — начало аптского века, II — сантонский век; III — середина палеоценовой эпохи, по Т. Вальтеру и др. [32, 1981]. Схема IV — современная батиметрия; 1 — суша; 2 — точки глубоководного бурения, 3 — на схеме IV граница акватории, показанной на схемах I—III

ми и мергелистыми известняками с прослоями кремней. Он вскрыт в интервале 1166—870 м. В верхах этой свиты обнаружены прослой галечниковых мергелистых алевролитов и брекчированных известняков. Над ними лежат мергелистые известняки сеноманского яруса (870—851 м), отделенные стратиграфическим несогласием от поздне-туронско-маастрихтских известняков и мела с прослоями кремней и мелкими рассеянными их обломками. Мощность турон-маастрихтских отложений равна 175 м. Они сменяются нижнепалеоцен-верхнеоценовыми карбонатными осадками (известняки, мел), мощностью 139 м. Выше следует толща мела (519—260 м), датированного олигоценом. Миоценовые (260—66 м), плиоценовые (66—18 м) и четвертичные осадки (18—0 м) представлены биогенными илами.

По заключению М. Басса и других исследователей [32, Bass et al., 1973], излияние базальтов точки 167 происходило на очень неболь-

шой глубине. Этот вывод подтверждается находками в титон-берриасских слоях бентосных шельфовых фораминифер и обломков раковин амmonoидей [32, Renz, 1973]. Возможно, что литоральные условия сохранились в точке 167 до конца сеноманского (или конца туронского) века. Последующее погружение, отразившееся в смене известняков мелом, было значительным. По Р. Дугласу [32, Douglas, 1973], бентосные фораминиферы из кампанских отложений указывают на глубину океана порядка 2500 м.

Таким образом, размах послесеноманских (а может быть, и более ранних) нисходящих движений в точке 167 достигает 3300 м, из которых около 1200 м компенсированы осадками. Амплитуда послекампанского опускания равна 1500 м (из них 850 м компенсированы).

В точке 317, расположенной на *подводном плато Манихики* (см. рис. 1), тремя скважинами был вскрыт разрез в стратиграфическом диапазоне от четвертичной системы до баррема (или, возможно, готерива). Он подразделяется на четыре литолого-фациальных комплекса (свиты).

Верхняя свита мощностью 303,5 м представлена пестроцветными биогенными (фораминиферово-нановыми и наново-фораминиферовыми) илами и кремнями. Эти отложения в скв. 317 и 317А имеют четвертично-миоценовый, а в скв. 317В — четвертично-раннеолигоценовый возраст.

В сложении второго комплекса, лежащего между 303,5 и 647 м, участвуют переслаивающиеся мел, биогенные илы, известняки, кремни и, реже, аргиллиты. В его верхах (303,5—573 м), датированных ранним миоценом — средним маастрихтом, преобладает нановый мел. В этой подсвите отмечены два стратиграфических несогласия: на глубине около 405 м между нижним миоценом и средним эоценом и на глубине 554,5 м — между нижним эоценом и средним маастрихтом. Нижняя подсвита (537—647 м) относится к раннему маастрихту—апту. Она образована главным образом мелом и микритовыми известняками, в том числе фукоидными, которым подчинены прослой аргиллитов. Ниже 601 м, в слоях, датированных сеноманом, альбом и аптом, обнаружены обильные пелециподы, гастроподы и остатки кольчатых червей. Отдельные горизонты насыщены раковинами двустворок как тонкостенными, так и массивными. По данным Э. Кауффмана [32, Kauffman, 1976], двустворки из этих слоев представлены преимущественно формами, которые вели прикрепленный образ жизни в пределах фотозоны или на несколько больших глубинах на дне мелководного шельфового бассейна и в меньшей степени — зарывающимися формами (в сеноман-аптской фауне преобладают остатки *Limopsis*, *Arctotis*, *Maccoyella*, *Pseudavicula*, *Electroma*, *Aucellina*, *Nucula*, *Tindaria*, *Veniella*, *Buchia*). С этой фауной ассоциированы остатки кораллов, ежей и губок.

Третья свита в разрезе 317 вскрыта между 647 и 910 м. Она складывается микритовыми известняками и вулканокластическими песчаниками с фауной апта—баррема, сменяющимися вниз переслаивающимися немymi вулканомиктовыми песчаниками (иногда сапропелевыми), алевrolитами и аргиллитами. Реже встречаются прослой глины, в том числе ожелезненных.

В основании разреза 317, на глубине от 910 до 943 м, пройден четвертый комплекс — несколько потоков сильно пузырчатых базальтовых лав, разделенных тонкими пластами вулканокластических алевролитов. По определению М. Ланфера и Далримпла [32, Lanphere, Dalrymple, 1976], абсолютный возраст базальтов (по K/Ar) колеблется от $97,2 \pm 4,3$ до 114 ± 75 млн. лет. Наиболее вероятно, что их возраст равен 106—110 млн. лет [28, Larson et al., 1974; 32, Schlanger et al., 1976].

Базальты из точки 317 близки базальтам абиссальных зон и срединных хребтов [32, Clague, 1976; 32, Jackson et al., 1976]. По заключению Э. Джексона и С. Шлангера [32, Jackson, Schlanger, 1976], эти базальты изливались на глубинах, меньших 400 м, а частично, возможно, извергались в субэаральных условиях.

Вулканокластическая серия накапливалась в шельфовом бассейне со средними глубинами 100—200 м, в котором располагались вулканические острова и атоллы. Извержения вулканов стимулировали возникновение в пределах этого бассейна суспензионных потоков. В конце раннего мела в отдельных участках этой акватории временами возникала застойная обстановка и накапливались сапропелевые песчаники. Коричневые альб-кампанские глины с остатками рыб, повидимому, отлагались в более глубоководных условиях [32, Jenkyns, 1976].

Учитывая строение разреза 317, можно предположить, что амплитуда послеаптских нисходящих движений плато Манихики достигала 4200 м, из которых около 600 м были компенсированы осадками. По заключению Б. Хизена и других [24, Heezen et al., 1966], размах послераннемеловых опусканий плато равен 3800 м. По Э. Джексону и др. [32, Jackson et al., 1976], за последние 110—120 млн. лет поверхность плато в точке 317 погрузилась на 3000—3500 м.

В юго-западной части Тихого океана, на *валу Заурипик* (рис. 7) в скв. 62 на глубине 580 м вскрыт интрузивный базальт. В его кровле, между 575 и 580 м, лежат доломиты и доломитовые пески, датированные олигоценом. В интервале 500—575 м отбор кернa не проводился. Выше обнаружена 380-метровая свита, сложенная мелом ранне- и среднемиоценового возраста и переслаивающимися нановыми илами, известняками и мелом, отнесенными к позднему миоцену. Плиоцен (120—45 м) и четвертичные слои (45—0 м) представлены биогенными илами [32, Winterer et al., 1971].

Не исключено, что доломиты и доломитовые пески накапливались в литоральной обстановке. Крупные опускания в точке 62 возникли не позже конца олигоцена—начала миоцена, и уже в раннемиоценовое время глубина океана вблизи скв. 62 была близка к современной. Отсюда размах послеолигоценых движений равен 3200 м (600 м компенсированы).

На *валу Капингамаранги* (см. рис. 7) в скв. 64 между 958 и 910 м обнаружены кремни и известняки раннего—среднего эоцена. Они перекрыты известняками и мелом, отнесенными к олигоцену (850—660 м). Верхние 620 м разреза сложены мелом и нановыми илами неоген-четвертичного возраста [32, Winterer et al., 1971].

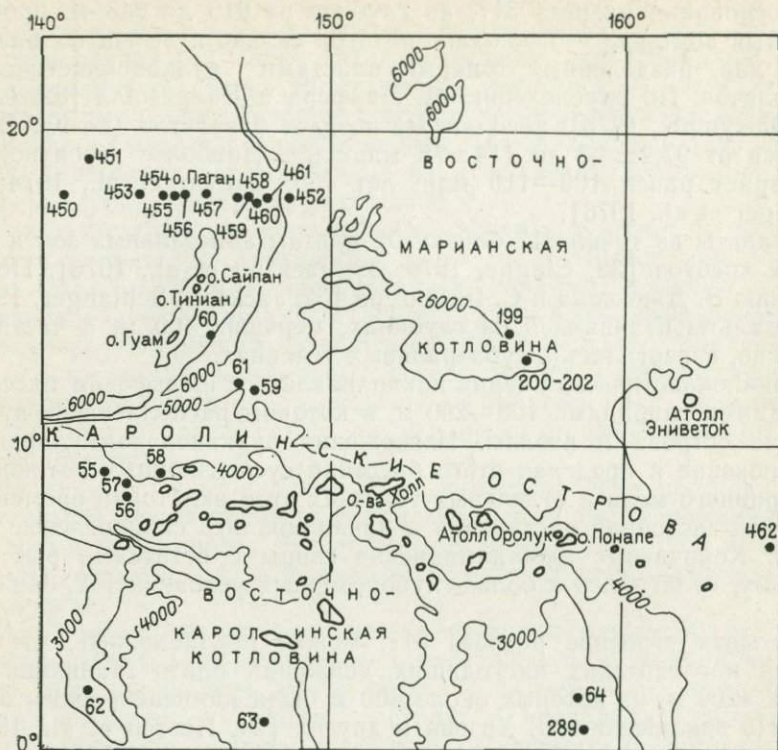


Рис. 7. Точки глубоководного бурения в Восточно-Марианской и Восточно-Каролинской котловинах, на валах Заурипик и Капингамаранги, вблизи Каролинских и Марианских островов, в Марианском желобе и восточной части Филиппинского моря. Изобаты в метрах.

Во второй скважине, пробуренной на плато Капингамаранги — скв. 289 — на глубине 1275—1262 м вскрыты толеитовые базальты, сходные с базальтами срединно-океанических хребтов [32, Stoeser, 1975]. На базальтах залегает пачка известняков и туфов мощностью 32 м, датированных аптом. Они сменяются лежащими с перерывом радиоляриевыми известняками, кремневыми известняками и мелом кампан-среднемаастрихтского возраста. Мощность этих отложений равна 89 м. На маастрихтские отложения налегают с перерывом средне-позднеэоценовые известняки, мел и туфы (130 м). Верхние 970 м представлены биогенными илами и мелом, слагающими непрерывный разрез от раннего олигоцена до плейстоцена [32, Andrews et al., 1975].

В обеих точках на валу Капингамаранги глубина океана, по-видимому, оставалась неизменной в течение длительного времени. В точке 64 глубины, близкие к современным, существуют по меньшей мере с раннеэоценового времени, в точке 289 — с апта. Погружение океанического ложа около них, полностью компенсированное осадками, имело размах 1000 и 1300 м соответственно, хотя не исключено,

что седиментация в этой зоне не сопровождалась опусканием океанического дна.

Выводы. 1. Сопоставление разрезов, вскрытых в пределах разобщенных подводных возвышенностей, плато и валов, показывает, что наиболее древние осадки, развитые в их пределах, во многих случаях представлены мелководными фациями. Таковы раннемеловые осадки точек 49, 50 (возвышенность Шатского), 465 (возвышенность Хесса), 167 (возвышенность Магеллана) и 317 (плато Манихики).

Все эти морфоструктуры, за исключением поднятия Шатского, по-видимому, испытали крупные опускания в течение апта—турона, когда в их пределах возникли глубины, близкие к современным.

В отличие от этого, на возвышенности Обручева (точка 192), Шатского (47) и на валу Эаурипик (62) относительно мелководные условия или отдельные острова просуществовали до конца эоцена—конца олигоцена и даже до начала плейстоцена (юго-восток возвышенности Обручева). Последующие нисходящие движения океанического ложа в пределах этих структур привели их на современные уровни.

Таким образом, вертикальные движения разобщенных поднятий океанического ложа обнаруживают известную общность, проявляющуюся в синхронности фаз наиболее интенсивных и крупноамплитудных погружений.

Первая из этих фаз, приходящаяся на промежуток времени от аптского до туронского века, проявилась на возвышенностях Шатского, Хесса, Магеллана, на плато Манихики и валу Эаурипик. Судя по тому что в ряде скважин в пределах этих структур, а также вала Капингамаранги, не обнаружено в отложениях верхов нижнего мела или в верхнемеловых слоях мелководных осадков (точки: 305, 306, 48, 310, 464, 465, 466, 64, 289), можно предположить, что апт-туронская фаза была основной и оказала определяющее воздействие на гипсометрическое положение океанического дна в их границах.

Вторая фаза проявлена не так ясно. Она приходится на эоцен—олигоцен. В течение ее произошли опускания северо-западной окраины возвышенности Обручева, вала Эаурипик и окончательно исчезли острова на поднятии Шатского.

Одновременность крупных нисходящих движений изолированных структур, отстоящих друг от друга на тысячи километров, по-видимому, указывает на существование какой-то общей причины, обусловливавшей синхронность их погружения.

Не исключено, что опускание изолированных друг от друга возвышенностей провоцировалось погружениями обширных участков океанического дна вне границ перечисленных поднятий. Эти нисходящие движения ложа океана, проявившиеся более или менее синхронно на громадной площади западной части Тихого океана, возможно, контролировали и подчиняли себе вертикальные движения отдельных поднятий, втягивали их в опускание.

2. По заключению Б. Хизена и др. [24, Heezen et al., 1966], плато Манихики представляет собой реликт микроконтинента. После 33-го рейса «Гломар Челленджера» эта точка зрения была отвергнута

Э. Уинтерером и другими исследователями [24, Winterer et al., 1974] на том основании, что ей противоречит присутствие в разрезе 317 базальтов, однокрипных базальтам срединных хребтов. Однако вывод Э. Уинтерера и других нельзя признать бесспорным, поскольку океанические базальты, вскрытые на плато Манихики, относятся к самым верхам магматогенной серии; состав более глубоких членов этой серии пока что неизвестен.

В настоящее время нельзя исключить присутствие под океанитами плато Манихики основных пород, сходных с мафитами континентов, то-есть нельзя уверенно утверждать, что здесь невозможна ситуация, аналогичная установленной в Исландии [18, 21]. Сказанное означает, что какие-либо заключения о тектонической природе подводного плато Манихики преждевременны.

ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ, ХРЕБТЫ И ОСТРОВНЫЕ ЦЕПИ

В границах этих структур бурение производилось в время 6, 16, 17, 20, 32, 33, 54, 55 и 62-го рейсов «Гломар Челленджер». Скважины бурились в 24 точках. Кроме того в этот раздел включено описание разрезов точек 200—202, хотя и расположенных в Восточно-Марианской котловине, но забуренных на гийоте Ита-Маи-Таи, что позволяет провести сопоставление их разрезов с разрезами, вскрытыми в подводных горах Маркус-Неккер. Краткие сведения о точках бурения в пределах подводных гор, хребтов и островных цепей приведены в табл. 3, положение их показано на рис. 1, 5, 7 и 9.

Скважины в расположенных поблизости друг от друга точках 200, 201 и 202 были заложены на плоской вершине гийота Ита-Маи-Таи. В точке 200 были забурены две скважины. В первой вскрыта монотонная серия глобигериновых песков четвертичного (0—9,5 м), плиоценового (9,5—18 м), поздне- (28—76 м) и раннемиоценового (85—114 м) возраста. В дублирующей скв. 200А на глубине 122—132 м в глобигериновых песчаниках собрана обильная фауна планктонных фораминифер, указывающих на раннеэоценовый возраст вмещающих пород [32, Heezen et al., 1973]. В точке 201 отбор керна не проводился.

В точке 202 в основании разреза, на глубине 125—115 м, лежат не охарактеризованные фауной коралловые пески. Выше, в интервале 106—74 м вскрыты оолитовые косослонистые известняки с остатками губок и гастропод. Возраст этих отложений не установлен. Они перекрыты фораминиферовым илом, датированным средним эоценом (74—65 м). Верхние 58 м сложены фораминиферовыми песками, отнесенными к плиоцену [32, Heezen et al., 1973].

Судя по наличию в разрезе скв. 202 досреднеэоценовых оолитовых известняков с мелководной фауной и по отсутствию в нижнем эоцене скв. 200А бентосных фораминифер, атолл Ита-Маи-Таи перестал существовать в доэоценовое время. Однако обнаруженные в разрезах скв. 200 и 200А четвертичные пески и песчаники, по-видимому, указывают на то, что до недавнего времени вершина гийота находилась на сравнительно небольшой глубине, порядка первых сотен метров, в пределах зоны волнового воздействия.

Точки глубоководного бурения в пределах подводных гор, хребтов и островных цепей

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
		дна	забоя	
<i>Горы Маркус-Неккер</i>				
200	12°50' с. ш., 156°47' в. д.	1469	132,0	Ранний эоцен
201	12 50 " " 156 44 " "	1554	96,0	Не установлен
202	12 49 " " 156 57 " "	1505	153,5	Досреднеэоцено- вый
463	21 21 " " 174 40 " "	2525	822,5	Баррем (поздний готерив?)
44	19 18 " " 169 00 з. д.	1478	76,0	Средний эоцен
171	19 07 " " 169 28 " "	2283	479,0	Сеноман?
313	20 10 " " 170 57 " "	3484	606,0	Поздний кампан
<i>Императорский хребет</i>				
433С	44°47' с. ш., 170°01' в. д.	1874	550,5	Средний палеоцен
431А	42 25 " " 170 33 " "	1713	17,0	Средний эоцен
432А	41 20 " " 170 23 " "	1320	74,0	Эоцен
430А	37 59 " " 170 36 " "	1485	117,0	Поздний палеоцен
308	34 59 " " 172 09 " "	1331	68,5	Ранний эоцен
309	34 54 " " 171 33 " "	1470	12,0	Поздний олигоцен
<i>Гавайские острова</i>				
311	28°08' с. ш., 176°54' в. д.	3516	352,5	Сеноман-альб
<i>О-ва Лайн</i>				
314	15°55' с. ш., 168°28' з. д.	5255	48,0	Средний эоцен
165	08 11 " " 164 52 " "	5040	490,0	Кампан
315	04 10 " " 158 32 " "	4164	1034,5	Сантон
316	00 05 " " 157 08 " "	4464	837,0	Ранний кампан
<i>О-ва Туамоту</i>				
318	14°50' ю. ш., 146°52' з. д.	2659	745,0	Ранний эоцен
<i>Кокосовый хребет</i>				
158	06°37' с. ш., 85°14' з. д.	1953	323,0	Средний миоцен
<i>Хребты Карнеги и Койба</i>				
155	06°07' с. ш., 81°00' з. д.	2752	536,0	Средний миоцен
156	01 41 " " 85 24 " "	2369	4,0	Плейстоцен
157	01 45 " " 85 54 " "	1591	437,0	Поздний миоцен
<i>Каролинские острова</i>				
55	09°18' с. ш., 142°32' в. д.	2850	131,0	Поздний олигоцен
56	08 22 " " 143 34 " "	2508	270,0	То же
57	08 41 " " 143 32 " "	3300	335,0	" "
58	09 14 " " 144 25 " "	4503	136,0	" "

Скв. 463 расположена в средней части подводных гор *Маркус-Неккер* (см. рис. 5). В интервале 0—233,5 м этой скважиной пройдена свита, образованная преимущественно нановыми и фораминиферово-нановыми илами, в низах с редкими прослоями мела. Эти осадки отвечают стратиграфическому диапазону от четвертичной системы до нижнего кампана. В них на глубинах около 34, 40 и 50 м отмечены внутрiformационные перерывы (соответственно между верхним миоценом и олигоценом, олигоценом—средним эоценом, нижним эоценом и средним маастрихтом).

Нижнекампанские осадки подстилаются второй свитой. В ее сложении главное место принадлежит мелу, которому подчинены кремни и известняки (233,5—338 м). Возраст этой карбонатной серии определен ранним сантоном—ранним туроном. Коньякский ярус из разреза выпадает.

Третья свита, отнесенная к верхнему сеноману — баррему (возможно, присутствуют верхи готерива), лежит в интервале 338—822,5 м. Она представлена известняками, прослоенными кремнями и биогенными илами. В основании разреза, с глубины 737,5 м, появляются горизонты карбонатных брекчий, детритусовых и оолитовых известняков. Детритусовые известняки образованы обломками раковин моллюсков [33, Thiede, Vallier, 1978; 31; 32, Thiede et al., 1980, 1981].

Скв. 44, 171 и 313 расположены в восточной части гор *Маркус-Неккер* (см. рис. 1 и 9).

В первой из них между 76 и 49 м установлены средне-позднеэоценовые нановые илы и мел с глауконитом. Верхние 49 м разреза сложены мелом, датированным ранним олигоценом [32, Heezen et al., 1971].

В точке 171 скважина забурена на вершине гйота Хорайзн. На глубине около 479 м вскрыт лавовый поток, образованный порфириновым оливин-плагноклазовым базальтом с пузырчатой текстурой [32, Bass et al., 1973]. Лавы перекрыты известняками, содержащими обильный пирокластический материал. В верхах этой серии, мощностью около 140 м, встречен прослой гялокластического туфа, перекрытый прослоем конгломерата, сложенного слабо окатанными гальками известняка и хорошо — базальта. Карбонатно-вулканокластическая серия датирована сеноманом. На глубине 340 м она подстилает второй лавовый поток, мощностью около 7 м, сложенный пузырчатыми базальтами. В кровле последних лежат туфогенные песчаники, алевролиты и аргиллиты турон-позднекампанского возраста (333—285 м), сменяющиеся пачкой карбонатных пород (преимущественно мела), отнесенных к позднему кампану—позднему маастрихту. Мощность карбонатной поздневерхнемеловой свиты равна 130 м.

Выше со стратиграфическим несогласием лежат среднеэоценовые наново-фораминиферовые илы (155—129 м), отделенные перерывом от биогенных илов олигоцена (129—64 м). Они сменяются миоцен-четвертичными илами, слагающими верхи разреза [32, Winterer et al., 1973].

Скв. 313 остановлена на глубине 606 м в афировом афанитовом базальте, щелочностью близком к базанитам. Содержание K_2O в

этой породе изменяется от 2,41 % (при 45,27 % SiO_2) до 6,22 % (при 52,96 % SiO_2). По содержанию щелочей базальт из точки 313 резко отличается от магматитов срединно-океанических хребтов [32, Marshall, 1975]. В базальте пройдено 18 м, и под 15-метровой пачкой трещиноватых пород обнаружены массивные и очень прочные разности. По мнению Р. Моберли и Р. Ларсона (32, Moberly, Larson, 1975), это позволяет параллелизовать базальты точек 171 и 313. Досеноманским базальтам разреза 171 в точке 313 могут отвечать плотные породы из забоя скважины, а предтуронским базальтам точки 171 — трещиноватые базальты, датированные по положению в разрезе коньяком.

Базальты перекрыты переслаивающимися туфопесчаниками, туфобрекчиями, туфоалевролитами и известняками кампанского яруса (588—569 м), над которыми лежит толща туфогенных осадков (туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфобрекчий с прослоями известняков), датированных ранним маастрихтом — кампаном (569—419 м). Они сменяются преимущественно карбонатными накоплениями маастрихтского яруса (419—232 м). Выше со стратиграфическим несогласием лежат биогенные илы, мел и кремни раннего эоцена — позднего олигоцена (232—73 м). В интервале 45—35 м вскрыты радиоляриевые и фораминиферовые илы плиоценового возраста, а верхние 8 м разреза представлены цеолитовыми глинами со смешанной позднемiocен-четвертичной фауной [32, Larson et al., 1975].

Все скважины, пробуренные в пределах подводных гор Маркус-Неккер, вскрыли мелководные отложения.

В точке 463 в сложении баррема (баррема—верхнего готерива?) участвуют детритусовые и оолитовые известняки и известняковые брекчии, накапливавшиеся в литоральной обстановке. Присутствие в аптских осадках автохтонного сапропеля, по мнению П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой [32, 1981], указывает на относительно глубоководную прибрежную обстановку. Эти оценки совпадают с оценками П. Роса [32, Roth, 1981], определившего по нанофлоре глубину готеривского бассейна вблизи скв. 463 близкой нулю, глубину апт-альбского океана равной 200—300 м и глубину океана на границе альба и сеномана — в интервале 500—1000 м. Суммарная амплитуда послеготеривских нисходящих движений ложа океана в районе точки 463 достигает 3200 м, из которых около 700 м компенсированы осадками.

В разрезе скв. 44 в позднеэоцен-позднеолигоценовых слоях собрана обильная нанофлора, образующая ассоциацию, характерную для прибрежных и шельфовых зон. В частности, она близка одно-возрастному сообществу, обитавшему в мелководной части Мексиканского залива [32, Burky et al., 1971]. Исходя из этих данных, послеолигоценовое опускание дна океана в точке 44 определяют 1500 м.

На гийоте Хорайзн, в точке 171, излияния досеноманских базальтов происходили на небольшой глубине. Литоральные условия сохранялись здесь в течение всего сеноманского века, о чем свидетельствуют находки раковин моллюсков и обломков кораллов, а также присутствие в разрезе сеноманского яруса типично мелководных туфогенных песков. На границе сеномана и турона произошли подня-

тия и размыв. Послесенонские базальты изливались в субаэральной обстановке [32, Winterer et al., 1973], просуществовавшей, судя по находкам растительных остатков в отложениях коньякского и сантонского ярусов, до начала сантонского века. Последовавшие за этим опускания имели небольшой размах [32, Burky, 1973], и в течение второй половины сантонского, в кампанском и маастрихтском веках в районе точки 171 существовала мелководная зона, служившая местом обитания многочисленных шельфовых кокколитофорид (*Kamptnerius magnificus*, *Cylindralithus coronatus*, *Chiaostozygus* spp., *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Marthasterites furcatus*, *Cretarhabdus lorei*, *Gartnerago inclinatum*, *Corollithion signum*, *C. exiguum* и др.). В этой литоральной зоне накапливались ракушняки и известняки и происходили размыв и декальцификация известняков, в результате чего в турон-кампанских отложениях отмечено присутствие гипса [32, Zetmels, Cook, 1973]. Начало крупных опусканий в точке 171, по-видимому, должно быть отнесено к послемаастрихтскому времени, хотя не исключено, что они возникли перед средним эоценом. Их суммарный размах равен 2400 м.

По данным Р. Дугласа [32, Douglas, 1973], последовательность поздне меловых движений гийота Хорайзн была иной, и уже в кампанском веке его вершина лежала на 1500 м ниже уровня океана. В этом случае 2400-метровая амплитуда должна быть отнесена к послесантонскому погружению. За послекампанское время гийот погрузился только на 800 м.

Наконец, в точке 313, судя по присутствию в отложениях кампана богатой фауны бентосных фораминифер, остракод и растительной пыльцы, глубина кампанского бассейна была сравнительно небольшой. Почти полное исчезновение агглютинированных фораминифер, плохая сохранность планктонных форм в осадках маастрихта позволяют датировать начало крупных опусканий маастрихтским веком.

Таким образом, по разрезам скв. 44, 171 и 317 начало крупных опусканий океанического ложа в пределах подводных гор Маркус-Неккер можно отнести к интервалу между началом маастрихта и концом олигоцена. Учитывая результаты драгирования в этой акватории, при которых во многих точках были обнаружены остатки кораллов и рудистов среднемелового возраста, можно допустить, что по меньшей мере в домаастрихтское время на месте современных подводных гор Маркус-Неккер существовал обширный архипелаг коралловых островов.

Основная фаза нисходящих движений, затронувшая значительную часть площади, занимаемой ныне подводными горами Маркус-Неккер, по-видимому, приходится на конец позднего мела — начало палеогена. В то же время отдельные крупные участки океанического ложа в пределах этой акватории начали опускаться значительно раньше, еще в раннемеловую эпоху.

Последний вывод совпадает с данными Д. Сиды [32, 1981] по западной части гор Маркус-Неккер. После 62-го рейса «Гломар Челленджер» этот исследователь составил две палеогеографические схемы, характеризующие обстановку, которая существовала в этой ча-

сти современных подводных гор в готериве (рис. 8, схема I) и туроне (рис. 8, схема II).

На первой схеме Д. Сиды видно, что в готеривском веке здесь располагались острова. Особенно многочисленные и крупные лежали вблизи западной и северо-западной окраин современных подводных гор. Один из этих островов по своей площади ненамного уступал нынешнему Северному острову Новой Зеландии. В современных границах западной части гор Маркус-Неккер глубина готеривского бассейна нигде не превышала 2200 м.

В послеготеривское время начались интенсивные опускания, и к туронскому веку на месте раннемелового архипелага, в который входило около 20 островов, в том числе очень крупных, осталось 11 небольших островов. К этому же времени резко сократилась площадь акватории с глубинами, меньшими 2200 м, а на флангах гор глубина океана увеличилась на 1500 м, достигнув 3700 м.

Нисходящие движения продолжались и в послетуронское время. В результате их мелкие острова туронского архипелага погрузились в воды океана, а глубины на флангах гор возросли до 4500 м (рис. 8, схема III).

В восточной части гор Маркус-Неккер отдельные острова, по-видимому, просуществовали до олигоцена и окончательно исчезли в водах океана на рубеже палеогена и неогена.

Таким образом, общий средний размах нисходящих послеготеривских движений ложа океана в пределах современных подводных гор Маркус-Неккер равен 2000—2300 м. Отдельные блоки в границах гор, по-видимому, испытали более значительное погружение с амплитудами до 4000 м.

Сейсмические исследования показали, что подводные горы Маркус-Неккер имеют четко выраженную глыбовую структуру, аналогичную установленной на возвышенности Хесса. Погружение гор развивалось в процессе вертикальных движений отдельных блоков. Эти движения контролировались многочисленными крутопадающими и вертикальными нормальными разломами.

На *Императорском хребте* (см. рис. 5) бурение проводилось в шести точках. В самой северной скв. 433С, забуренной на вершине гийота Суйко в интервале 550,5—163,5 м, вскрыта лавовая толща. Низы ее образованы лавами толеитовых базальтов, верхи — щелочными базальтами. И те, и другие имеют пузырчатую текстуру. В разрезе пройдено более 110 лавовых потоков, в кровле и подошве которых залегают ожелезненные породы. Некоторые из них разделены латеритами, а в скв. 433В между верхними потоками щелочных базальтов на глубинах 181,5—177,5 м и 168—163 м вскрыты горизонты вулканомиктовых коралловых песков, калькаренитов и известняков. Над базальтами, между 163 и 50 м, лежат грубые рифогенные пески и калькарениты, датированные палеоценом—ранним эоценом. Верхняя часть этой пачки, по-видимому, образована переотложенными осадками.

Палеоценовые слои содержат обильные остатки бентосных фораминифер (нодозарид), остракод, водорослей, мшанок, обломки раковин моллюсков, известковые трубки серпулид. Донные форамини-

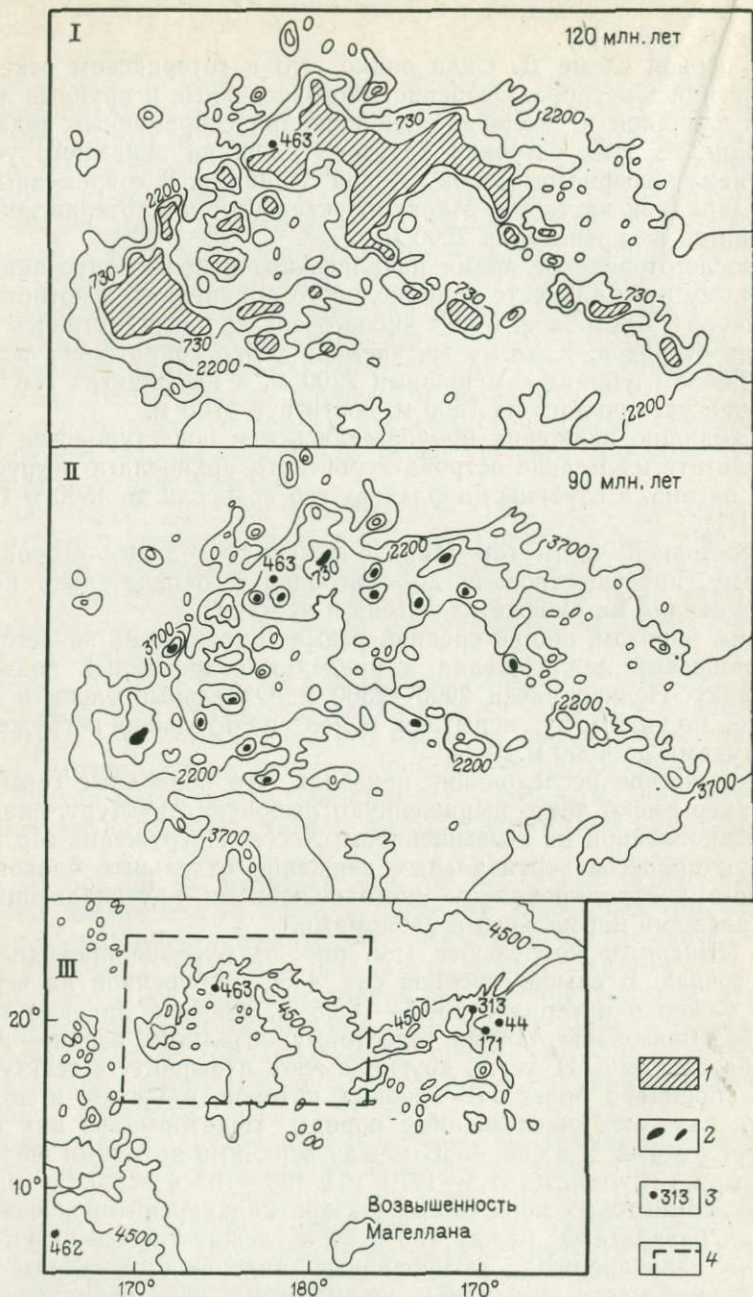


Рис. 8. Палеогеографическая схема акватории западной части подводных гор Маркус-Неккер. Изобаты в метрах.

I — конец готеривского века; II — вторая половина туронского века, по Д. Сиду [32, 1981].
 Схема III — современная батиметрия. 1—2 — острова: 1 — готерива, 2 — турона; 3 — точки глубоководного бурения; 4 — граница акватории, показанной на схемах I, II

феры образуют популяции (*Globorotalia pseudobulloides*, *G. angulata* и *G. velascoensis*), обитавшие на глубинах от 15 до 50 м [32, Butt, 1980]. На рифогенные пески со стратиграфическим несогласием налегают нижне- и верхнемиоценовые мергелистые биогенные илы (50—30 м). Верхние 30 м сложены плиоцен-четвертичными диатомово-нановыми и фораминиферо-нановыми илами [28, Jackson et al., 1978; 31, 1979; 32, 1980].

Южнее, на гийоте «С», лежащем к северу от гийота Нинтоку, в скв. 431 и 431А вскрыты четвертичные окисленные карбонатные пески и гравийники с неокатанными обломками песчаников и рассеянным эрратическим материалом. В скв. 431А под ними на глубине около 15 м лежат со стратиграфическим перерывом известковые пески и алевролиты, датированные средним эоценом [31, Jackson et al., 1978; 32, Butt, 1980].

На гийоте Нинтоку (скв. 432А) в основании пройденного разреза, между 74 и 36 м, вскрыто несколько потоков щелочных базальтов с пузырьчатыми текстурами. На глубине около 42 м лавы включают прослой конгломератового песка, содержащего гальки песчаников, базальтов, коралловых известняков, остатки двустворок, остракод, водорослей, мшанок, скрепленные карбонатным цементом. Осадки, перекрывающие лавовую толщу в интервале 36—5 м, представлены известковыми конгломератами, карбонатными и вулканомиктовыми песчаниками с палеоценовыми донными фораминиферами (дискорбитами и лентикулинами), обитавшими на глубинах, не больших 50 м [32, Butt, 1980]. На карбонатных песках с разрывом и стратиграфическим несогласием залегают четвертичные биогенные илы [31, Jackson et al., 1978; 32, 1980].

Скв. 430 и 430А были забурены на гийоте Оджин. Первая прошла 4,5 м алевритовых песков, в нижней части которых отмечено скопление обломков базальтов, вулканических стекол и алевролитов. Верхи этой пачки содержат планктонные фораминиферы плейстоценового возраста, низы — глиняные окатыши и остатки эоценовых кокколитофорид. Вторая скважина вошла сразу в верхнепалеоценовые слои, сложенные алевритово-карбонатными илами, известковыми песками и песчаниками, прослеженными до глубины 47 м. Бентосные фораминиферы, мшанки, ежи, остракоды и серпулиды из этих слоев указывают на их накопление в пределах шельфа с глубинами от 5 до 50 м. В интервале 57—117 м вскрыта толща, образованная потоками пузырьчатых гавайитов, сменяющихся вниз толентами. В кровле этой серии (57—66,5 м) потоки лав разделены песчанистыми алевролитами, карбонатными песчаниками и туфами палеоценового возраста с остатками крупных фораминифер, мшанок, остракод и губок, образующими литоральную ассоциацию, существовавшую в лагуне с глубинами порядка 5 м [31, Jackson, 1978; 32, 1980; 32, Butt, 1980; 32, Hagn, Butt, 1980].

В скв. 308, на гийоте Коко, под четвертичными биогенными глинами и песками мощностью 1 м вскрыты глины, туфогенные кремневые глины, пески и алевролиты (2—68 м), датированные ранним эоценом [32, Larson et al., 1975]. В этих слоях собраны многочисленные бентосные фораминиферы, в том числе представители родов

Valvulina, *Clavulina* и *Glabratella*, широко развитые в эоцене Восточной Европы и США и обитавшие на глубинах, меньших 50—60 м [32, Matter, Gardner, 1975; 32, Ferrer, 1975]. Мшанки, обнаруженные совместно с бентосными фораминиферами, остракодами, октокораллами и обломками панцирей ежей, по-видимому, также свидетельствуют о накоплении в пределах неритовой зоны. Сходные мшанки известны из эоцена Северной Франции [32, Cheetham, 1975].

В близлежащей точке 309 скважина была остановлена на глубине 12 м. Она прошла четвертичные пески с остатками донных фораминифер, обитавших в пределах батиаля [32, Larson et al., 1975]. Под ними обнаружены мелководные позднеолигоценовые осадки с остатками крупных фораминифер (*Spiroclypeus*), ассоциирующихся с обломками колониальных кораллов и губок [32, Hottinger, 1975].

Таким образом, на месте современного подводного Императорского хребта в начале палеогена существовала цепь вулканических островов. По данным Р. Дж. Киркпатрика и др. [32, Kirkpatrick, 1980], вулканизм в пределах хребта прошел три стадии развития. На первой изливались толеиты, на второй — щелочные базальты и гавайиты, а на третьей (послезризонной) — небольшие объемы щелочных базальтов.

Абсолютный возраст океанических базальтов из скв. 430 по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ равен $54,4 \pm 0,4$ — $57,4 \pm 3,5$ млн. лет. Гавайиты из того же разреза имеют возраст $54,7 \pm 0,5$ млн. лет. Щелочные базальты из точки 432 показали некоторую разницу в возрасте — от $53,3 \pm 1,0$ до $56,1 \pm 1,6$ млн. лет; гавайиты из точки 433 древнее: $62,9 \pm 1,2$ — $64,1 \pm 2,0$ млн. лет. Подстилающие их толеиты имеют абсолютный возраст в пределах $54,7 \pm 2,0$ — $66,1 \pm 3,6$ млн. лет [32, Dalrymple, 1980]. На гийоте Джингу, расположенном несколько севернее подводной горы Оджин, драгой подняты вулканы абсолютного возраста (по изотопам аргона) от 40 до 56 млн. лет [32, Dalrymple, Gracia, 1980].

Судя по сильно пузрычатым текстурам лав, излияния происходили в субаэральной обстановке или неглубоко под водой. Присутствие в лавовой толще прослоев латеритов, характеризующихся высоким содержанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 и низким SiO_2 , MgO и K_2O , подтверждает субаэральные условия излияния и последующего выветривания лав [32, Murdmaa et al., 1980].

Основная масса эффузивных пород извергалась в самом конце верхнемеловой эпохи и палеоцене. С ослаблением или прекращением вулканической деятельности в пределах хребта возникли коралловые лагуны с глубинами, не превышавшими первые метры. В конце палеоцена или начале эоцена произошли слабые погружения, и в пределах абразивных платформ на глубинах до 50 м началось накопление грубообломочных карбонатных пород — продуктов частичного размыва рифовых построек. На гийоте Суйко эти процессы происходили в эоцене и олигоцене, на гийоте Оджин они относятся к эоцену. Интенсивные нисходящие движения и пелагическая седиментация возникли в точке 433 в позднем миоцене. В это время здесь уже существовали глубины порядка 1000 м. К началу четвертичного периода они увеличились до 1500 м. В остальных точках крупные опу-

скания условно относятся к плейстоцену [32: Butt, 1980; Hagn, Butt, 1980; McKenzie et al., 1980; Kargoff, 1980].

Суммарная амплитуда погружения дна вблизи точки 433 за время от раннего палеоцена до настоящего времени достигает 2400 м, с позднего миоцена — 1800 м. Плоские вершины гийотов в точках 432, 431, 430 за плейстоцен опустились, соответственно, на 1700, 1300 и 1500 м. Плоская вершина гийота Коко (308) за послезоценовое время погрузилась на 1400 м. Аналогичный размах неоген-четвертичных нисходящих движений устанавливается по разрезу скв. 309.

В скв. 311, пробуренной вблизи северо-западной оконечности *Гавайского поднятия* (см. рис. 5), между 7 и 37 м пройдены карбонатные туфогенные песчаники, туфогенные глины и алевролиты раннего олигоцена и цеолитовые пелагические глины, лежащие с размывом на олигоценые туфогенные песчаники [32, Larson et al., 1975].

Обломочные породы, слагающие разрез олигоцена, содержат обильную переотложенную фауну и флору, судя по которой погружения и интенсивный размыв северо-западной оконечности Гавайского хребта начались не позже среднего олигоцена. Нисходящие движения, по-видимому, совпали по времени с затуханием, а затем и полным прекращением вулканической деятельности в этой части хребта. Такое заключение можно сделать по резкому сокращению содержания пирокластического материала в верхних 13 м олигоценых отложений.

На подводном цоколе северо-западной части островов Лайн (см. рис. 1) в скв. 314 между 45 и 35,5 м лежат порцелланиты, предположительно отнесенные по фораминиферам и нанофлоре к эоцену. В интервале 35,5—7,5 м отбор керна не проводился, а верхние 7,5 м вскрытого разреза представлены цеолитовыми глинами с переотложенной миоценовой, палеогеновой и меловой фауной. Фораминиферы, собранные в эоценовых осадках, указывают на то, что в середине палеогена дно океана в точке 314 находилось на глубине, близкой к современной [32, Schlanger et al., 1976].

Точка 165 расположена на абиссальной равнине, прилегающей к юго-западному склону *хребта Лайн*. В скважине, забуренной в ней, на глубине 480—490 м установлены щелочные оливиновые базальты с пузырчатой текстурой, в кровле которых лежит пачка вулканомиктовых алевролитов кампанского яруса. На алевролиты налегает покров пузырчатых (до 9,5 %) толентов [32, Bass et al., 1975], мощностью около 8 м. Лавовый поток перекрыт чередующимися вулканокластическими брекчиями, конгломератами, песчаниками и алевролитами. Выше 396 м в этой свите появляются прослой известняков. Вся толща, мощностью около 190 м, датирована кампаном и маастрихтом. В ней собраны обильные переотложенные мелководные бентосные фораминиферы и обломки раковин моллюсков. Вверх по разрезу эти грубообломочные отложения сменяются лежащими с перерывом мергелями и илами эоценового возраста (мощность 114), над которыми вскрыты биогенные илы, отнесенные к олигоцену (137 м). Олигоценые илы содержат переотложенную фауну агглютированных фораминифер, остракод, мшанок и моллюсков, образующих типичную мелководную рифовую ассоциацию. Олигоцен пе-

рекрыт 3,5-метровой пачкой нижнемиоценовых илов. Верхние 1,5 м представлены четвертичными илами [32, Winterer et al., 1973].

По данным Э. Джексона и С. Шлангера [32, Jackson, Schlanger, 1976], пузырчатые щелочные базальты изливались на глубине от 2 до 3 км. По заключению Д. Хейса и У. Питмэна [39, Hays, Pitman, 1973], они кристаллизовались в бассейне с глубиной около 500 м. Учитывая, что оценка Э. Джексона и С. Шлангера противоречит их же выводу об общем воздымании хребта Лайн, синхронном поздне-меловому вулканизму, величина, указанная Д. Хейсом и У. Питмэном, кажется более вероятной.

Переотложенная фауна из верхнемеловых вулканокластических накоплений точки 165 попала в них с мелководных карбонатных банок. Разрыв последних сопровождался возникновением мутьевых потоков, транспортировавших обломочный материал в зону рифового фронта на глубины порядка первых сотен метров. Гранулярный и минеральный состав вулканокластов разреза скв. 315 указывает на накопление в прибрежной зоне. Отсюда можно заключить, в соответствии с данными Э. Джексона и С. Шлангера, что в позднемеловую эпоху хр. Лайн был значительно шире современного. Приподнятые в то время относительно мелководные участки его лежат теперь в пределах абиссали. Опускания флангов древнего хребта, судя по разрезу скв. 165, по-видимому, начались в маастрихтском веке. К олигоцену нисходящие движения захватили осевую зону хребта, служившую в это время поставщиком обломочного материала в относительно опущенный участок около точки 165. Суммарная амплитуда погружения океанического ложа в течение маастрихта — кайнозоя в районе точки 165 достигла 4500 м, из которых около 250 м было компенсировано осадками.

Скв. 315, 315А забурены восток-северо-восточнее атолла Фаннинг. Они прошли около 56 м фораминиферово-нановых илов, датированных плейстоценом. Под ними в скв. 317А лежит мощная (654 м) толща монотонно чередующихся пестроцветных радиоляриево- и фораминиферово-нановых илов. С глубины около 250 м в них появляются прослой мела, а ниже 340 м разрез слагается преимущественно мелом, которому подчинены илы, фукоидные известняки и тонкие слои грубых фораминиферовых песков со смешанной позднемеловой — палеогеновой фауной бентосных фораминифер, моллюсков, мшанок, ежей и остатками багряных водорослей. Эта толща отнесена к плиоцену — среднему олигоцену. Она подстилается 134-метровой пачкой перемежающихся известняков (в том числе фукоидных), вулканомиктовых аргиллитов и кремней. Эти слои соответствуют стратиграфическому интервалу от среднего олигоцена до нижнего маастрихта включительно (нижний палеоцен и верхний маастрихт, по-видимому, отсутствуют). Ниже вскрыта серия вулканомиктовых, косо-, грубо- и тонкослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков. В верхних 9 м этого горизонта встречена кампанская фауна, ниже лежат не содержащие фауну осадки. Мощность этих накоплений равна 85 м [28, Larson et al., 1974; 32, Schlanger et al., 1976]. Они налегают на пузырчатые (1,5—9,5 %) лавы щелочных базальтов, по составу промежуточных между толеитами и ще-

лочными базальтами Гавайских островов [32, Jackson et al., 1976]. По К/Аг абсолютный возраст этих базальтов колеблется от $62,2 \pm 3,3$ до $91,2 \pm 2,7$ млн. лет. С учетом возраста перекрывающих осадков их действительный возраст, очевидно, соответствует изохроне $91,2 \pm 2,7$ млн. лет [32, Lanphere, Brent, 1976].

К югу от о. Рождества в скв. 316 верхи пройденного разреза представлены 380-метровой свитой пестроцветных биогенных илов верхнемиоцен-четвертичного возраста. Они подстилаются мелом с прослоями илов, кремней и доломитов. Возраст этих пород определен в интервале от среднего миоцена до раннего палеоцена, их мощность равна 200 м. Под ними со стратиграфическим несогласием лежат конгломератовые косо- и тонкослоистые известняки, вулканомиктовые брекчии, известняки и доломиты среднего маастрихта—раннего кампана. Мощность этой серии достигает 195 м. На глубине 775 м она сменяется 30-метровой пачкой вулканокластической брекчии, сложенной преимущественно обломками очень сильно пузырчатых щелочных базальтов (объем пор составляет около 45 % от объема породы) и редкими обломками нановых известняков [32, Jackson et al., 1976]. Брекчии датированы средним кампаном. В основании разреза, между 805 и 837 м, вскрыты вулканомиктовые песчаники и известняки раннего кампана [32, Schlanger et al., 1976].

Излияние базальтов вблизи точки 315 происходило одновременно с общим поднятием хребта Лайн либо в мелководной обстановке, либо (судя по ожелезнению аргиллитов, разделяющих отдельные потоки) в субаэральных условиях. В кампане и начале маастрихта в осевой зоне хребта сохранялись обширные мелководные банки, поставившие вулcano- и биокластический материал на его неглубоко опущенные склоны. По Д. Бекманну [32, Beckmann, 1976], присутствие в вулканомиктовых песчаниках и известняках крупных псевдорбитоидов и дискоциклинид, обломков кораллов, водорослей и раковин моллюсков указывает на обстановку внешнего шельфа с глубинами, несколько большими 100 м.

Интенсивные нисходящие движения в пределах хребта Лайн начались в конце маастрихта. Они захватили не только фланги, но и осевую зону хребта, что привело к возникновению в точке 315 пелагических условий [32, Jackson, Schlanger, 1976]. Суммарная амплитуда опускания земной коры в точке 315 за последние 90—100 млн. лет достигла 4600—5100 м, из которых около 1000 м были компенсированы осадками и лавовыми накоплениями. Первая величина основана на оценке глубины излияния базальтов, сделанной Д. Хейсом и У. Питмэнном, вторая — на предположении о субаэральной природе части эффузивов, вскрытых скв. 315.

В точке 316 ложе океана в позднемеловую эпоху лежало на глубинах, меньших 100 м. На это указывают кампанские вулканические брекчии, образованные чрезвычайно сильно пузырчатыми (45 %) щелочными базальтами. По данным Д. Мура и И.-Г. Шиллинга, аналогичные базальты хр. Рейкьянес изливались в пределах фотозоны. Судя по косослоистым конгломератовым песчаникам кампанского и маастрихтского ярусов, мелководная (или относительно мелководная) обстановка в точке 316 сохранялась вплоть до конца позднего

мела. Крупноамплитудные некомпенсированные опускания на юго-восточной оконечности хребта Лайн начались, по-видимому, одновременно с аналогичными движениями в точке 315. Размах этих опусканий равен 5000 м, из которых около 800 м были компенсированы осадками.

В *островной цепи Туамоту* (см. рис. 1), вблизи атолла Рангирао скв. 318 пройдены плиоцен-четвертичные нано-фораминиферовые илы с остатками мшанок, ежей, кораллов и моллюсков (0—131 м). В интервале 131—150 м отбор керна не проводился. Ниже лежат переслаивающиеся мел и биогенные илы, сменяющиеся на глубине 235 метров монотонной толщей мела. В ней на уровне 265 м пройден горизонт вулканомиктовой осадочной брекчии, образованной обломками пузырчатых (объем пустот достигает 30 % от объема породы) щелочных базальтов [32, Jackson et al., 1976], известняков и скелетным детритом. Мощность этой свиты, датированной миоценом, равна 209 м. На глубине 359 м она подстилается накоплениями олигоценового отдела — мелом с тонкими прослоями вулканокластических песков, реже известняков (359—440 м). Далее и вплоть до забоя (440—745 м) вскрыты эоценовые известняки, глинистые известняки, которым подчинены вулканомиктовые грубозернистые, часто косо-слоистые песчаники, вулканокластические алевролиты и аргиллиты. В основании разреза лежат грубые косослоистые песчаники с остатками крупных донных фораминифер, обитавших в пределах открытого внешнего шельфа перед фронтом рифовой постройки [28, Larson et al., 1974; 32, Schlanger et al., 1976].

По данным С. Шлангера и других исследователей, в районе точки 318 вулканическая деятельность проявлялась в эоцене. Извержения провоцировали возникновение в пределах неглубокого шельфа суспензионных потоков. Позднее, на стадии рифового мелководья эти потоки питались продуктами размыва рифовых сооружений. Судя по кривой слоистости, плохой сортированности и окатанности обломочного материала и присутствию крупных фораминифер, турбидитовые накопления эоцена формировались в пределах неглубокого открытого шельфа. В конце эоцена начались крупные опускания, суммарный размах которых близок к 3000 м. Около 500 м из них были компенсированы осадками.

На *Кокосовом хребте* (см. рис. 1), в основании скв. 158 вскрыты серпентинизированные базальты. Выше (314—30 м) пройдена свита биогенных илов и мела, часто глауконитсодержащих. Низы ее датированы средним миоценом, верхи — плиоценом. Разрез венчается 30-метровой пачкой вулканических пеплов, мергелей и мела, лежащих с размывом на плиоценовые отложения. Эти породы отнесены к четвертичной системе [32, van Andel et al., 1973].

Судя по присутствию в осадочных породах глауконита, вплоть до конца плиоцена в осевой зоне хребта в точке 158 (или вблизи нее) существовала мелководная банка.

На *хребте Койба* (см. рис. 1, точка 155) в основании вскрытого разреза лежат базальты, отличающиеся повышенной щелочностью от базальтов срединно-океанических хребтов [32, Yeats et al 1973]. Выше, между 521 и 470 м, обнаружены среднемиоценовые отложе-

ния — мел с прослоями доломита. Верхний миоцен (мощность 85 м) представлен переслаивающимися озокеритовыми аргиллитами, мергелями и доломитами. Они перекрыты 385-метровой пачкой четвертичных мергелей и илов [32, van Andel et al., 1973].

На хребте Карнеги (см. рис. 1) скв. 156 была остановлена на глубине 4 м в четвертичных фораминиферовых песках. В точке 157 ниже 431 м лежат пузырчатые пиллоу-лавы, в кровле которых вскрыты мел и известняки верхнего миоцена, мощностью около 100 м. Верхние 330 м разреза представлены плиоцен-четвертичными биогенными илами [32, van Andel et al., 1973].

Присутствие в разрезе точки 155 среднемиоценовых доломитов, возможно, указывает на относительно высокое положение осевой зоны хребта Койба в середине миоцена. Однако, по мнению Т. ван Андела и других исследователей [32, van Andel et al., 1973], глубина миоценового океана в точке 155 была близка к современной. По наличию пузырчатых базальтов из разреза скв. 157 определяют амплитуду послесреднемиоценового опускания хребта Карнеги равной 1800 м.

Скв. 55—58 забурены на западе экваториальной зоны Тихого океана в пределах Каролинского хребта (см. рис. 7) вблизи атолла Фараулеп. Первые три расположены в осевой зоне поднятия, четвертая — на его северном склоне. Все четыре скважины были остановлены в отложениях верхнего олигоцена. В точке 57 они подстилаются интрузивными долеритами, а в точке 58 — лавами порфириновых базальтов с пузырчатой текстурой [32: Heezen et al., 1971; Melson, 1971].

Верхнеолигоценовые отложения скв. 55, 56 и 57 представлены карбонатными биогенными илами, мощность которых равна 30—40 м. В разрезе скв. 56 в олигоценовых илах отмечены прослой пеплов и рассеянная галька пемзы. В сложении более высоких горизонтов главная роль принадлежит биогенным илам неогенового и четвертичного возраста. Мощность этих осадков в скв. 55, 56 и 57 равна соответственно 103, 191 и 300 м [32, Heezen et al., 1971].

Разрез скв. 58, расположенной на склоне Каролинского хребта, характеризуется грубообломочным составом позднеолигоценовых отложений, залегающих в кровле базальтовых лав (галечники, образованные хорошо окатанными гальками базальтов и известняков, переслаивающиеся с пеплами и мергелями) и присутствием в миоцен-четвертичных известняках, песках и илах обильной мелководной фауны кораллов, ежей, бентосных фораминифер и пелелипод [32, Heezen et al., 1971].

Судя по пузырчатой текстуре базальтов из скв. 58, их излияние происходило на глубине, не большей 600—1000 м. Не исключено, что в олигоцене и неогене вблизи точки 58 располагался ныне исчезнувший атолл. Глубина формирования олигоцен-неогеновых отложений точек 55—57 неясна. Возможно, что около них ложе океана уже в позднем олигоцене лежало на уровне нижней батнали.

Выводы. 1. Сопоставляя данные глубоководного бурения на подводных горах, хребтах и в пределах островных цепей, нетрудно заметить, что большая часть этих структур океанического ложа была

втянута в более или менее значительные опускания в течение сравнительно короткого временного интервала, приходящегося на конец мелового — начало палеогенового периода.

Возникновение крупных нисходящих движений в современных подводных горах Маркус-Неккер приходится на послемаастрихтское время. Опускания океанического ложа, развивавшиеся в течение всего палеогена, к концу этого периода обусловили исчезновение последних островов в границах указанной акватории.

В пределах современного Императорского хребта в начале палеогена существовала островная цепь. Опускание хребта началось в конце палеоцена — начале эоцена. В олигоцене и начале миоцена острова, венчавшие осевую зону хребта, погрузились ниже уровня океана. По-видимому, примерно в то же время опускания захватили и северо-западную оконечность Гавайского хребта. Крупноамплитудные нисходящие движения Императорского хребта датируются поздним миоценом — плейстоценом.

Островная цепь Лайн—Туамоту до конца позднего мела, а в отдельных случаях (точка 318), до эоцена включительно, оставалась приподнятой и имела поперечные размеры, значительно превышавшие современные. Нисходящие движения проявились на ее флангах в маастрихте. К концу этого века — началу палеоцена в некоторых районах (точки 165, 314, 315, 316) опускания захватили и осевую зону хребта. В результате крупных погружений участки, располагавшиеся в конце поздне меловой эпохи на флангах поднятия, оказались опущенными на абиссальные глубины. В архипелаге Туамоту, в точке 318, начало интенсивных опусканий относится к эоцену.

О хребтах Карнеги, Койба и Кокосовом можно сказать только, что уже в середине (или конце) миоцена их гребневые зоны лежали на глубинах, близких к современным. В то же время в пределах этих структур в первой половине миоцена еще сохранялись отдельные относительно мелководные участки (точка 157), позднее испытывавшие опускание. В точке 158 крупные нисходящие движения, возможно, произошли еще позже — в конце плиоцена.

Наконец, в западной части Каролинского хребта значительные опускания начались в допозднеолигоценное время. К концу олигоцена тут уже существовали глубины, близкие к нынешним.

Таким образом, удаленные друг от друга подводные горы и хребты начали испытывать опускание примерно одновременно, на рубеже меловой и палеогеновой эпох. Постепенно ускоряясь, нисходящие движения достигли максимального развития к концу палеогенового периода.

Сказанное не исключает возможности того, что отдельные участки в границах океанических гор и хребтов могли быть втянуты в опускание в домаастрихтское время. Из разреза скв. 463 установлено, что отдельные, по-видимому, относительно небольшие блоки, участвовавшие в строении гор и хребтов, испытали крупные опускания задолго до маастрихта.

2. Сопоставление времени проявления региональных нисходящих движений литосферы в пределах океанических гор и хребтов с временем аналогичных движений подводных возвышенностей, плато и

валов позволяет отметить некоторое запаздывание первых относительно вторых. Погружение возвышенностей и плато началось примерно на 25—30 млн. лет раньше, чем гор и хребтов (соответственно в конце сеномана и в позднем маастрихте), в результате чего близкие к современным глубины возникли в пределах возвышенностей и плато на 20—30 млн. лет раньше, чем в границах гор и хребтов, где они сформировались к середине и концу палеогена.

Объяснение такого запаздывания следует искать в двух фактах. Во-первых, в уже отмечавшейся ранее обусловленности нисходящих движений подводных возвышенностей, плато и валов региональными опусканиями океанического ложа современных глубоководных котловин. Во-вторых, в приуроченности начала опусканий гор, хребтов и островных цепей (или отдельных участков в их границах) к эпохам затухания или временного прекращения в их пределах магматической деятельности, устанавливаемой по ряду разрезов на Императорском и Гавайском хребтах, на хребте Лайн и в горах Маркус-Неккер.

Повсюду в пределах глубоководных котловин интенсивный магматизм завершился раньше, чем на возвышенностях и плато, а на последних раньше, чем на подводных горах и хребтах. Можно думать, что с этими различиями и связаны расхождения времени начала крупных погружений положительных океанических структур, обусловленных изостатическим погружением остывавшей и уплотнявшейся литосферы.

Это предположение подтверждается тем, что на большинстве сохранившихся до настоящего времени островов Тихого океана, расположенных в гребневых зонах подводных хребтов Гавайского, Гилберта, Лайн, Общества, Тубуаи, Кука, на ряде островов архипелага Туамоту и других, магматическая деятельность или продолжается в настоящее время, или проявлялась с геологической точки зрения в недавнем прошлом — в плейстоцене и второй половине неогена [37].

3. Завершающая стадия регионального магматизма, приходящаяся на конец мезозоя—начало кайнозоя, представляет собой рубеж, от которого тектоническая эволюция подводных гор и хребтов реконструируется с достаточной степенью надежности. Более ранние этапы их тектонического развития до последнего времени восстанавливались с трудом и большой долей условности, главным образом на основании изучения деформации условной поверхности, образуемой плоскими вершинами гийотов.

Драгирование в акватории гор Маркус-Неккер, хребта Лайн и Центральной котловины дало материал, позволяющий подойти к решению проблемы формирования современной структуры этой части Тихого океана с принципиально новой позицией.

Изучение каменного материала, поднятого драгой со склонов гор и хребтов и с дна глубоководной Центральной котловины, показало, что на обследованной площади во всех 17 станциях развита своеобразная магматическая ассоциация, резко отличающаяся от стандартного магматического комплекса океанической акватории.

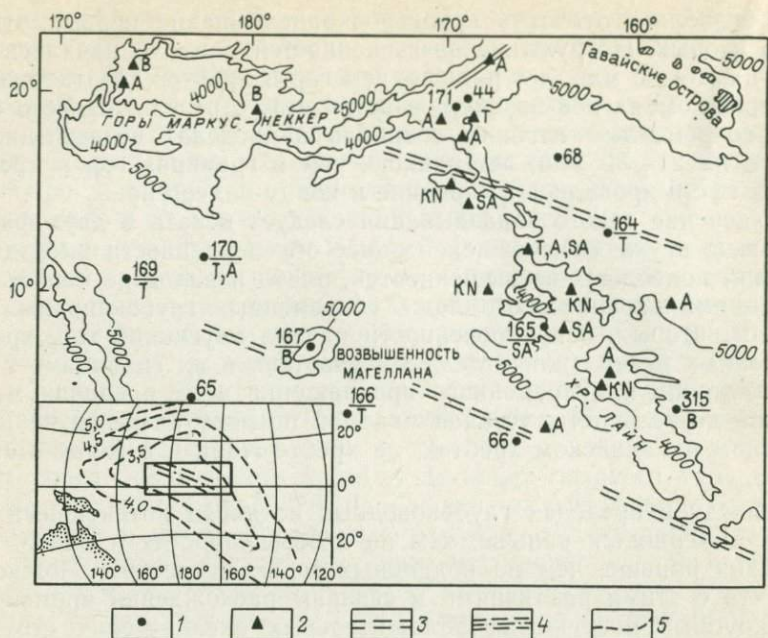


Рис. 9. Точки глубоководного бурения и драгирования в пределах древнего рифта, лежащего в сводовой зоне поднятия Дарвина, по Дж. Нетланду [32, 1976]. На карте-врезке показано положение поднятия Дарвина (по Г. У. Менарду) и его рифта

1 — глубоководные скважины; 2 — точки драгирования; 3 — границы древнего рифта. На карте-врезке: 4 — положение рифтовой зоны в структуре поднятия Дарвина; 5 — изобаты (через 500 м), ограничивающие поднятие. Буквами обозначены магматические породы, извлеченные из скважин и поднятые драгами: Т — океанические толеиты; В — базальты, переходные от океанических к островным; А — серия щелочных лав (щелочные базальты или габбро (тералиты), гавайиты, натровые гавайиты, муджириты, трахиты); S — серия высокощелочных лав (базаниты, нефелиниты, трахиандезиты, фонолиты); KN — калиевые нефелиниты (лимбургиты, анкаратриты)

По данным Дж. Нетланда [32, Natland, 1976], эта ассоциация по набору пород, их петрологическим и геохимическим характеристикам обнаруживает наибольшее сходство не с магматитами океана, а с высокощелочным позднекайнозойским комплексом Западно-Африканского рифта. В исследованной акватории аналог этого комплекса представлен щелочными оливиновыми базальтами, гавайитами, муджиритами, трахитами, кварцевыми трахитами, тералитами, базанитами, базанитоидами, нефелинитами, трахиандезитами, фонолитами и калиевыми нефелинитами (лимбургитами и анкаратритами). Близость этого комплекса магматической ассоциации Западно-Африканского рифта подчеркивается составом наиболее часто встречающихся включений. В обоих регионах ксенолиты, обнаруженные в породах щелочно-базальтовой ассоциации, представлены амфиболом, авгитом и биотитом (рис. 9).

Абсолютный возраст пород этой ассоциации определен М. Озимой и К. Саито для образцов станции 142 (см. рис. 9) по изотопам аргона равным 128 млн. лет. На гийоте Хорайзн (точка 171) возраст

щелочных базальтов того же комплекса по их месту в разрезе не превышает 120 млн. лет.

Исходя из тождественности щелочно-базальтовых ассоциаций центральной акватории Тихого океана и Эфиопии, Дж. Нетланд считает, что в центральной части Тихого океана в середине раннего мела существовала обширная область, в пределах которой происходило растяжение земной коры, сопровождавшееся ее раскалыванием, формированием древнего рифта и щелочно-базальтовым магматизмом. Древняя зона растяжения имела запад-северо-западную ориентировку и включала в себя современный хребет Лайн, горы Маркус-Неккер и северо-восточную часть Центральной котловины.

По заключению Дж. Нетланда, магматизм этой древней зоны растяжения был связан не с магматизмом «центров спрединга», а с глубокими расколами земной коры, возникшими независимо от этих центров. Судя по суммарным щелочам, кремнекислоте и K/Rb, амфибол и флогопит из пород щелочно-базальтовой ассоциации Тихого океана имели своим источником первичную мантийную магму. Такой генезис пород этой ассоциации лишней раз сближает их с образованиями однотипного комплекса Западно-Африканского рифта [21].

Следует отметить, что и своим положением в пространстве, и ориентировкой древняя зона растяжения, по Дж. Нетланду, очень точно повторяет осевую зону мезозойского сводового поднятия Дарвина, реконструированного Г. У. Менардом по вершинам гийотов. Совпадение положения и ориентировки свода поднятия и древнего рифта, намеченного по распространению пород щелочно-базальтового комплекса, подтверждает палеогеографическую схему Г. У. Менарда.

Развитие в осевой зоне поднятия Дарвина щелочного магматизма, идентичного позднекайнозойскому магматизму, развивавшемуся в пределах древней платформы, может косвенно указывать на то, что в центре нынешнего Тихого океана в доверхнемеловое (валанжин-готеривское) время существовала кора (или реликты коры) континентального типа. Формулируя осторожнее, можно утверждать, что в границах мезозойского сводового внутритихоокеанского поднятия существовала достаточно мощная кора. Возможно, что наличие такой коры на востоке Африки и в центре современного Тихого океана было одним из условий, необходимых для возникновения и накопления в мантии первичных щелочно-базальтовых расплавов.

Таким образом, основываясь на данных Г. У. Менарда и Дж. Нетланда, допустимо предположить существование в центре Тихого океана крупного сводового доверхнемелового поднятия, в пределах которого была развита мощная земная кора.

Распадение этого поднятия началось в позднемеловую эпоху. Оно развивалось в ходе интенсивных нисходящих движений блоков, соответствовавших будущим глубоководным котловинам, и относительно слабых опусканий, компенсировавшихся изливавшимися лавами и осадками, в пределах блоков, соответствующих будущим подводным горам и хребтам. Деструкция древнего свода, возможно, была обусловлена подъемом к коре крупных масс слабо дифференцированных океанических базальтов. Другим последствием подъема этих базаль-

тов было то, что на поверхности разрушавшегося свода древний щелочно-базальтовый магматизм сменился в акваториях будущих котловин излияниями и внедрениями океанических базальтов, а в пределах поднятий — извержениями их дифференциатов — вторичных оливин-базальтовых расплавов.

Еще в конце мелового периода относительно стабильные, приподнятые участки древнего свода имели поперечные размеры, значительно большие размеров нынешних подводных гор и хребтов. Интенсивное накатывание на эти поднятия прилегающих котловин возникло в конце палеоцена — эоцена, когда в отдельных районах в опускания были втянуты осевые зоны хребтов.

Из сказанного можно заключить, что современная структура ложа Центральнотихоокеанской акватории, по-видимому, в основных чертах была сформирована во второй половине мела — самом начале кайнозоя. Последующее развитие ее свелось к постепенному разрастанию глубоководных впадин за счет сокращения площадей, занятых подводными горами и хребтами. Этот процесс продолжается до настоящего времени.

4. Возникновение крупных опусканий подводных гор и хребтов знаменовало начало принципиально новой стадии развития структуры ложа Тихого океана. Нисходящие движения гор и хребтов, разделявших до конца мелового периода глубоководные котловины, привели к постепенному объединению ранее разрозненных глубоководных бассейнов в существующую в настоящее время единую котловину Тихого океана.

Последний этап формирования современной структуры впадины Тихого океана — этап, характеризовавшийся объединением разобщенных котловин, начался, таким образом, во второй половине мелового периода. Допустимо считать, что к началу миоцена строение ложа Тихого океана было уже очень близко к современному.

5. Ряд исследователей [28, Jackson et al., 1978; 32, Heezen, Fogari, 1975; 32, Moberly, Larson, 1975; 47, Winterer, 1973 и др.] в последние годы неоднократно отмечали, что в пределах Гавайского и Императорского хребтов и возвышенности Обручева при движении с юго-востока на северо-запад наблюдается закономерное удревнение магматизма от современного на юго-востоке Гавайских островов до маастрихтского или предмаастрихтского (70 млн. лет) на возвышенности Обручева. Так, по данным Э. Джексона и других, на гийоте Канму (северо-западная оконечность Гавайского хребта) среднее значение абсолютного возраста вулканитов близко к 40—42 млн. лет (поздний эоцен), на гийоте Кинмей 38—40 млн. лет (поздний эоцен — ранний олигоцен), на гийоте Коко, в точке 308 47—48 млн. лет (средний эоцен), гийоте Оджин, в точке 430 47—48 млн. лет, гийоте Нинтоку, в точке 432 46—47 млн. лет, гийоте «С», в точке 431 — больше 40 млн. лет, гийоте Суйко, в точке 433 57—58 млн. лет (средний палеоцен), гийоте Мейджи, в точке 192 68—70 млн. лет (маастрихт).

Омоложение магматизма вдоль Императорского и Гавайского хребтов истолковывается в соответствии с модифицированной гипотезой «горячих точек» Моргана [39, Morgan, 1971], согласно кото-

рой вулканические хребты возникают в процессе «проплывания» литосферной плиты над фиксированным восходящим конвекционным потоком, поставляющим материал в литосферу. Подъему этого материала через литосферу к поверхности и обязаны своим образованием вулканические хребты Тихого океана, такие как Гавайский, Императорский и др.

Следует отметить одну особенность гипотезы «горячих точек» в ее современной форме — практическую непредсказуемость структурного плана, якобы обязанного своим появлением взаимодействию «горячей точки» в подлитосферной мантии и движущейся над ней литосферы.

С одной стороны, основываясь на развитии в пределах того или иного хребта или даже изолированной точки проявлений магматизма, не укладываемогося в хронологические границы спрединговой модели, предполагается существование «горячей точки». Какие-либо другие, независимые от исходной модели данные, позволяющие определить местоположение такой «точки» и время ее активного развития, отсутствуют.

С другой стороны, допускается взаимодействие «горячей точки» с литосферой, проплывающей над ней с различной, меняющейся во времени скоростью, испытывающей сложные разнонаправленные повороты и т. д. Все эти движения устанавливаются в свою очередь по времени магматизма, а еще чаще — по возрасту наиболее древних осадков, перекрывающих магматические образования. Очевидно, что конечный результат такого «взаимодействия», якобы восстанавливаемый сторонниками спрединговой модели, оказывается чрезвычайно произвольным.

С этой позиции «горячая точка», якобы обусловившая образование Гавайского и Императорского хребтов, является редким исключением, позволяющим подойти к оценке гипотезы спрединга извне, с привлечением данных, не замыкающихся на ее исходных посылах. Возможно, что эта исключительность связана с относительно лучшей изученностью обоих хребтов. Важнейшими из этих данных являются следующие.

Во первых, несоответствие между возрастом Гавайского хребта как морфоструктурного сооружения и возрастом его магматизма. Так, в зоне хребта, характеризующейся проявлениями плиоценового магматизма [32, Heezen, Fornari, 1975], известны затопленные террасы миоценового возраста [43, Menard et al., 1962]. Еще более важные результаты были получены в разрезах, расположенных южнее о. Кауаи, на южном фланге Гавайского хребта, и к востоку от о. Гавайи, на восточном склоне Гавайского поднятия. В этих точках на глубинах около 2700 и 3600 м с помощью грунтовых трубок были взяты мелководные, фаунистически охарактеризованные эоценовые отложения [27, Schreiber, 1969].

Эти факты, а также результаты бурения на Императорском хребте безусловно свидетельствуют, что на месте Гавайского и южной части Императорского хребтов уже в эоцене существовала крупная положительная морфоструктура, возникновение которой нельзя по-

ставить в какую-либо причинную связь с прохождением литосферы над «горячей точкой».

Присутствие мелководных эоценовых осадков на юго-восточной окраине Гавайского хребта и около о-ва Кауаи исключает построения сторонников спрединговой модели, в соответствии с которыми в эоцене над «горячей точкой» должен был располагаться гийот Нинтоку, а весь 4000-километровый хребет, лежащий ныне к юго-востоку от этого гийота, еще не достиг «горячей точки» и, следовательно, еще не существовал.

Во-вторых, несоответствие между осредненным (принимаемым в построениях Б. Хизена, Д. Форнари, Э. Джексона и др.) и фактическим возрастом магматизма отдельных участков Императорского хребта. Так, на карте Б. Хизена и Д. Форнари [32, Heezen, Fornari, 1975], гийоты Нинтоку и Оджин отнесены к зоне развития эоценового магматизма, тогда как на обоих базальты перекрыты палеоценовыми осадками. Абсолютный возраст магматитов, вскрытых на гийотах Императорского хребта, также не совпадает с кривой Э. Джексона. По Г. Далримплу и другим исследователям, на севере хребта, на гийоте Суйко, возраст базальтов равен 63—65 млн. лет. Южнее, на гийоте Нинтоку, они становятся моложе (53—55 млн. лет), а к гийотам Оджин и Джингу снова древнее (55—57 млн. лет). В результате закономерное омоложение магматитов вдоль Императорского хребта в направлении с северо-запада на юго-восток, показанное на карте Б. Хизена и Д. Форнари и графике Э. Джексона и других, оказывается нарушенным. Наблюдаемые соотношения указывают не на постепенное омоложение магматизма в юго-восточном направлении, а на беспорядочное, чересполосное чередование участков, характеризующихся магматическими проявлениями разного возраста.

Добавим к сказанному, что построения Б. Хизена, Э. Джексона и других применительно к Императорскому и Гавайскому хребтам базируются на заведомо произвольном определении возраста их магматизма. Эти исследователи говорят об омоложении магматизма при движении в юго-восточном направлении, от возвышенности Обручева к Гавайскому хребту, но имеют в виду совсем другое — омоложение завершающей фазы магматической деятельности, время возникновения которой в пределах перечисленных структур ложа Тихого океана пока что неизвестно.

Подразумеваемая тождественность времени зарождения и отмирания магматизма или принимаемое предположение об одинаковой продолжительности магматической деятельности во всех звеньях рассматриваемой цепи, протягивающейся с юго-востока на северо-запад почти на 6000 км, — не самоочевидны, требуют специальных доказательств, а по существу представляются весьма сомнительными. Во всяком случае, в сопоставимых по протяженности вулканогенных поясах, обрамляющих Тихий океан, установлена ясно выраженная разновременность заложения их отдельных частей, приближающаяся к 100 млн. лет.

6. Только что рассмотренный пример показывает, что реконструкция механизма и последовательности формирования океанических

хребтов, предлагаемая сторонниками концепции тектоники плит, по меньшей мере не бесспорна. В этих условиях любые факты, «неудобные» для нее, заслуживают пристального внимания. Между тем, происходит обратное, и такие факты, как правило, исключаются из рассмотрения.

К данным, не устраивающим сторонников тектоники литосферных плит, относится, в частности, присутствие на о. Таити магматических пород не только возраста от $3,5 \pm 0,5$ до 30 млн. лет, но и базальтов, датированных $147 \pm 2 - 156 \pm 15$ млн. лет (все определения по K/Ar). К ним же принадлежит и находка на Таити в позднеплиоценовой лаве возраста 4 млн. лет ксенолита «боковой породы» возраста (по K/Ar) 833 млн. лет [44, Grummenacher, Noetzelin, 1967]. Экстремальные значения абсолютного возраста некоторых базальтов Таити и породы ксенолита были признаны удивительными в результате захвата базальтами и боковой породой радиогенного аргона.

Конечно, возможность нарушения радиогенного равновесия, в том числе и в результате захвата аргона, вполне допустима, однако вряд ли можно утверждать, что она обязательна. Как отмечал В. М. Кляровский [10], вероятность захвата ^{40}Ar , чрезвычайно высокая при возникновении очага за счет расплавления пород *in situ* или при очень медленном проникновении расплава в боковые породы, резко понижается и даже сходит на-нет при движении магмы по уже существующим зонам повышенной проницаемости.

Для островов Тихого океана описаны случаи быстрого подъема основной магмы с больших глубин, т. е. случаи, исключющие возможность значительного захвата аргона из боковых пород, и нет никаких данных о плавлении породы коры *in situ* или их проплавлении. Случаи подобного рода установлены только при изучении гранитоидной интрузии. Более того, для основных магматитов, связанных с протяженными линейными структурами подводных хребтов и островных цепей Тихого океана, по-видимому, предпочтительнее случай большего или меньшего их омоложения вследствие потери радиогенного аргона. Эта потеря может быть обусловлена в первую очередь гидротермальными процессами, активно развивающимися в зонах глубинных разломов, с которыми скорее всего связаны линейные структуры океанического ложа.

Все сказанное не означает, конечно, что необходимо безоговорочно признать радиогенные датировки, которые были получены на Таити. Чтобы сделать такой ответственный вывод, необходимы дополнительные детальные исследования. Приведенные соображения показывают только, что факты, не находящие объяснения с позиции тектоники плит, не должны автоматически исключаться из обсуждения как заведомо неправдоподобные. Их «неправдоподобность» снимается, как только мы перестаем считаться с далеко не безусловными запретами, налагаемыми мобилистской концепцией.

7. В ряде скважин, пробуренных на подводных горах и хребтах Тихого океана, фиксируется стратиграфический перерыв, происходящий на промежуток между средним маастрихтом и средним эоценом. В отдельных точках этот перерыв охватывает бóльший или

меньший стратиграфический интервал, но в целом региональный характер его не вызывает сомнения.

Поздне меловой — раннепалеогеновый перерыв установлен в скв. 430—433 на Императорском хребте, 313, 171 в горах Маркус-Неккер, 165, 315, 316 в пределах островной гряды Лайн.

Поздне меловой—раннепалеогеновый перерыв нельзя объяснить поднятиями хребтов, так как он совпадает по времени с началом их опускания. По-видимому, этот перерыв, до известной степени кажущийся, обусловлен резким уменьшением скорости седиментации в пределах погружавшихся хребтов, к тому же совпадавшим по времени с падением продуктивности океана [32, Winterer, 1973].

Региональный характер раннепалеогенового перерыва подчеркивается тем, что он отмечен не только на подводных горах и хребтах. Как было показано, близкие по времени перерывы установлены на возвышенностях Шатского (скв. 48, 305), Хесса (310), Магеллана (167) и на плато Манихики (317). Резкое замедление скорости седиментации, приходящееся на конец мелового—начало палеогенового периодов, зафиксировано также в многочисленных скважинах, пробуренных в акваториях глубоководных котловин. В Северо-Восточной котловине этот перерыв установлен в скв. 40, 70, 73, 161, 162, 164, в Северо-Западной — в скв. 199, с Центральной — 170 и котловине Науру — в скв. 462. Это обстоятельство лишний раз подчеркивает, что поздне меловой—раннепалеогеновый перерыв нельзя связывать с поднятиями крупных участков океанического ложа, а следует объяснять катастрофическим сокращением поступления в океан продуктов размыта и вулканокластического материала, сопровождавшимся падением продуктивности океанических вод.

В то же время чрезвычайно резкое замедление скорости осадконакопления уже в самом начале поздне мелового — раннепалеогенового цикла регионального опускания океанических структур, возможно, является косвенным указанием на неравномерность и знакопеременность движений океанического ложа в эпоху его крупных опусканий.

Не исключено, что эти движения начались крупноамплитудными и быстрыми погружениями, сопровождавшими затухание магматической деятельности, которые и вызвали резкое замедление скорости седиментации. Эти значительные опускания были сравнительно кратковременными. Они сменились волной поднятий, которые, однако, имели размах, недостаточный для полной компенсации предшествовавших погружений, и не проявились повсеместно. Эти поднятия происходили в конце палеоцена—начале олигоцена.

Затем последовали новые опускания, начавшиеся в конце эоцена—олигогене. Во многих скважинах фиксируется, что этой фазе погружений соответствует свой перерыв (замедление осадконакопления), правда, выраженный не так ясно, как перерыв, приходящийся на конец мела—начало палеогена.

ПРОГИБЫ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

В главе рассмотрены разрезы, вскрытые при бурении в пределах глубоководных котловин и желобов, расположенных в акватории, границы которой определяются так называемой «андезитовой линией». Бурение проводилось главным образом в глубоководных котловинах и желобах Северной и Экваториальной зон Тихого океана. Буровые работы в этой акватории велись во время 23 рейсов «Гломар Челленджер». На юге океана к апрелю 1981 г. было сделано только 2 рейса и забурено 5 скважин.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ КОТЛОВИНЫ

К апрелю 1981 г. подавляющая часть скважин располагалась в Северо-Восточной, Северо-Западной, Центральной и Панамской котловинах. В пределах других котловин было пройдено от 1 до 4 скважин. В Чилийской, да практически и в Южной, котловинах бурение пока не производилось.

Северо-Восточная котловина. В ее акватории бурение велось в 5, 7—9, 16—19 и 32-м рейсах «Гломар Челленджер», во время которых было прозондировано 38 точек. В настоящем разделе в их число включены точки 173 и 175, лежащие на континентальном склоне Северной Америки, и точка 176, расположенная на шельфе этого континента. Такое объединение обусловлено нецелесообразностью их выделения самостоятельной рубрикой из-за малого числа, а также и тем, что скважины, пройденные на шельфе и континентальном склоне, обращенном к Северо-Восточной котловине, в какой-то мере характеризуют последний этап истории формирования этой крупнейшей структуры океанического ложа. В отличие от этого разрезы в точках 467—473, лежащих вблизи п-ова Калифорния, рассмотрены вместе с разрезами Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Несмотря на сравнительно большое число скважин, пробуренных в акватории котловины, строение дна в ее пределах изучено очень неравномерно. Подавляющая часть скважин сосредоточена в южной и восточной частях котловины, центральная и западная пока что практически не затронуты глубоководным бурением.

Краткая характеристика скважин, лежащих в котловине и по ее периферии, приведена в табл. 4; их размещение показано на рис. 1 и 5.

Прежде чем начать описание разрезов, вскрытых под дном Северо-Восточной котловины, рассмотрим материалы, полученные на континентальном склоне и шельфе Северной Америки.

В точке 173, лежащей в нижней части континентального склона вблизи мыса Мендосино, пройдены отложения подводного конуса Дельгада, представленные четвертичными (0—72 м) и плиоценовыми (72—129 м) глинами с прослоями песков, миоценовыми (129—285 м) алевроитовыми глинами, глинистыми диатомитами и диато-

Точки глубоководного бурения в акватории Северо-Восточной котловины и ее континентального обрамления

№ точки	Координаты		Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений		
			дна	забоя			
173	39°57'	с. ш.,	125°27'	з. д.	2927	333,5	Ранний миоцен
175	44 50	" "	125 14	" "	1999	271,0	Плейстоцен
176	45 56	" "	124 37	" "	193	41,0	Плиоцен
178	56 37	" "	147 07	" "	4218	794,5	Ранний миоцен
179	56 25	" "	145 59	" "	3781	109,0	Плиоцен
183	52 34	" "	161 12	" "	4708	516,0	Ранний эоцен
36	40 59	" "	130 07	" "	3273	116,0	Средний миоцен
37	40 59	" "	140 43	" "	4682	31,0	Плейстоцен
33	39 28	" "	127 30	" "	4284	295,0	Средний миоцен
34	39 28	" "	127 17	" "	4322	384,0	Ранний миоцен — олигоцен
32	37 08	" "	127 33	" "	4758	215,0	Ранний плиоцен
38	38 42	" "	140 21	" "	5137	48,0	Ранний эоцен
39	32 48	" "	139 34	" "	4929	17,0	То же
172	31 32	" "	133 22	" "	4767	24,0	Ранний олигоцен и древнее
67	22 23	" "	157 39	" "	4473	60,0	Ранний эоцен
68	16 43	" "	164 10	" "	5467	15,0	Средний эоцен
164	13 12	" "	161 31	" "	5485	274,0	Баррем
43	17 07	" "	151 23	" "	5405	9,0	?
40	19 48	" "	139 54	" "	5183	156,0	Ранний эоцен
41	19 51	" "	140 03	" "	5339	34,0	Средний эоцен
42	13 51	" "	140 11	" "	4848	113,0	То же
159	12°19'	с. ш.,	122°17'	з. д.	4484	109,0	Поздний олигоцен
160	11 42	" "	130 52	" "	4940	114,0	Ранний олигоцен
161	10 14	" "	139 57	" "	4939	245,0	Средний эоцен
162	14 52	" "	140 02	" "	4854	153,0	То же
163	11 14	" "	150 17	" "	5230	294,0	Ранний кампан
69	06 00	" "	152 52	" "	4978	230,0	Средний эоцен
70	06 20	" "	140 22	" "	5059	388,0	То же
71	04 29	" "	140 19	" "	4419	558,0	Поздний эоцен
78	07 57	" "	127 21	" "	4377	302,0	Ранний олигоцен
72	00 26	" "	138 52	" "	4326	345,0	Поздний эоцен
73	01 55	ю. ш.,	137 28	з. д.	4387	302,0	Средний эоцен
77	00 29	с. ш.,	133 14	" "	4290	481,0	Поздний эоцен
79	02 33	" "	121 34	" "	4573	414,0	Ранний миоцен
80	00 58	ю. ш.,	121 33	" "	4411	202,0	То же
74	06 14	" "	136 06	" "	4431	102,0	Средний эоцен
75	12 31	" "	134 16	" "	4181	82,0	Ранний олигоцен
76	14 06	" "	145 40	" "	4597	27,0	Плиоцен

митами, содержащими редкие зерна глауконита и смешанную фауну фораминифер, образованную как мелководными формами, так и формами нижней батиаля. В призабойной части обнаружены кремни, литифицированные известково-песчанистые доломиты и пузырчатые андезитовые лавы [32: von Huene et al., 1973; MacLeod, Pratt, 1973], сходные с лавами Каскадного хребта. По мнению Дж. Ингла [32, Ingle, 1973], мелководные фораминиферы из миоценовых слоев были снесены мутьевыми потоками с шельфа, а глубина миоценового океа-

на в точке 173 была близка к нынешней. Однако пузырчатые андезиты, обнаруженные в забое скважины, указывают на то, что в эпоху их излияния глубина океана была значительно меньше современной и не превышала 1000 м. Отсюда амплитуда опускания точки 173 с раннего миоцена равна 2200 м.

Расположенная севернее скв. 175 пробурена в средней части континентального склона, на подводном конусе Астория. Здесь выделены плейстоценовые слои, образованные глинистыми алевритами, алевритами, глинами, алевритистыми глинами и песками, содержащими ближе к основанию вулканические бомбы [32, Kulm et al., 1973].

По заключению Дж. Ингла [32, Ingle, 1973], бентосные фораминиферы из нижнеплейстоценовых отложений показывают, что они накапливались на глубинах, больших современных (порядка 2200—2500 м). В начале среднего плейстоцена произошли поднятия дна на 200—500 м. Эта точка зрения была поддержана Р. фон Хьюном и Л. Кулмом [32, von Huene, Kulm, 1973]. В то же время, по данным Ш. Визе [32, Wise, 1973], нанофлора из разреза скв. 175 типична для относительно небольших глубин.

Молодые (послеплиоценовые) поднятия устанавливаются также по скв. 176, заложенной на шельфе вблизи побережья штата Орегон. В сложении плейстоцена здесь участвуют карбонатно-алевроитовые глины, сменяемые на глубине 15 м глинистыми алевритами, глауконитовыми песками, глауконитовыми алевритами и глауконитовыми глинистыми алевритами. Мощность этих мелководных осадков, содержащих обильную бентосную фауну фораминифер и моллюсков, равна 41 м. Они подстилаются залегающими с перерывом и несогласием сланцами, в которых обнаружены батинальные фораминиферы плиоценового возраста. Эта фауна обитала в плиоцене на глубинах от 800 до 900 м. На рубеже плиоцена и плейстоцена произошли поднятия, размах которых достиг 600—700 м [32: Kulm et al., 1973; von Huene, Kulm, 1973; Ingle, 1973].

В акватории Северо-Восточной котловины скважины располагаются в Аляскинском заливе, на Алеутской абиссальной равнине, у западного побережья США, между разломами Мендосино и Меррей. Большая часть точек лежит в экваториальной зоне котловины южнее разлома Кларион.

Скв. 178 на Аляскинской глубоководной равнине на глубине 177 м вскрыла оливиновый базальт, близкий к базальтам океанических хребтов [32, MacLeod, Pratt, 1973]. Над ним в интервале 777—716 м залегают алевритовые глины, алевролиты и глинистые сланцы миоцена. Они сменяются мощной (690—195) м серией плиоценовых глин, диатомитов, мела, песков, алевритов и диатомовых илов. Верх серии (с глубины 259 м) образованы алевритовыми глинами с эрратической галькой. Над ними лежат четвертичные диатомовые илы и алевритовые глины с галькой [32, von Huene et al., 1973].

В четвертичных и плиоценовых слоях были собраны бентосные фораминиферы, образующие абиссальное и батинальное сообщества. Относительно редкие шельфовые формы, по-видимому, являются перетолженными [32, Ingle, 1973]. На глубоководную обстановку указывает также нанофлора [32, Wise, 1973]. По Дж. Хейсу [32, Hayes,

1973], глинистые породы разреза накапливались в интервале глубин 3000—4000 м, откуда следует, что начиная с раннего миоцена глубина океанического ложа в районе точки 178 была близка к современной.

Для всей вскрытой толщи характерна примесь вулканокластического материала, особенно заметная в отложениях плиоцена и плейстоцена. Голоценовые и среднемиоценовые осадки содержат прослойки риодацитов пеплов. Кислые голоценовые пеплы, очевидно, связаны с извержениями вулкана Катмай, тогда как среднемиоценовые, по-видимому, накапливались в результате вулканической деятельности, развивавшейся на Алеутской дуге. Судя по пеплам, этот вулканизм был значительно более кислым, чем современный [32, Pratt et al., 1973].

Точка 179 расположена у подножия гийота Джакомини. Здесь пройдено 109 м четвертичных отложений, представленных детритовыми алевритовыми глинами и песками, диатомовыми глинами, алевритами и пеплами. На глубине 95 м встречены галечники, под ними выветрелая базальтовая брекчия, а в призабойной части разреза — алевритовые глины. В галечниках обнаружены выветрелый базальт, известковистые кремни, диорит, кристаллические сланцы, кислые магматиты [32, von Huepe et al., 1973]. Вскрытые осадки содержат обильную фауну бентосных фораминифер, указывающих на литоральные и шельфовые глубины. Эти глубины подтверждаются также присутствием створок моллюсков и глауконита. По мнению Дж. Ингла [32, Ingle, 1973], весь этот материал был снесен с вершины гийота. Характер движений дна вблизи точки 179 неясен.

Стекловатые пузырчатые базальтовые лавы из точки 179 сходны с базальтами, поднятыми при драгировании на гийоте Кодьяк [43, Forbes, Hoskin, 1969] и вблизи гийота Джакомини [39, Forbes et al., 1969]. Эти базальты отличаются от океанических и по своему химическому составу близки к андезитам [32, MacLeod, Pratt, 1973].

На Алеутской абиссальной равнине пробурена одна скв. 183. В ее забое, между 516 и 505 м вскрыт оливиновый базальт, на котором залегают с интрузивным контактом раннеэоценовые алевритовые глины и известняки (505—500 м). В интервале 500—481 м отбор керн не проводился, а между 481—472 м установлены глины с фауной среднего эоцена. Выше (453—444 м) лежат позднеэоценовые-раннеолигоценовые аргиллиты, обогащенные органическим веществом, а с глубины 425 м пачка переслаивающихся алевритовых глин, глин и кварц-полевошпатовых песков. Эта терригенная серия мощностью около 175 м датирована ранним олигоценом. Ее слои перекрыты алевролитами и глинами (257—210 м), возраст которых не установлен. По положению в разрезе они могут быть отнесены к среднему олигоцену — нижнему миоцену. Выше (210—183 м) обнаружены глины и диатомовые илы среднего миоцена, сменяющиеся диатомовыми илами позднемиоценового возраста (193—146 м). Плиоцен представлен чередующимися диатомово-алеваитовыми глинами, диатомовыми илами, алевритами, витрокластическими и диатомовыми пеплами. Верхние 99 м разреза образованы диатомовыми илами и пеплами с

редкими прослоями глин. Эти осадки датированы плейстоценом [32, Sholl et al., 1973].

Судя по присутствию в нижнеолигоценых слоях остатков *Melolnis pompilioides*, глубина раннеолигценового бассейна в районе точки 183 была близка к 2000 м. Отсюда размах послераннеолигценовых опусканий определяется в пределах 2000—2700 м.

Точки 36 и 37, расположенные севернее разлома Мендосино, имеют резко различные разрезы. В первой над стекловатыми базальтами, лежащими в призабойной части скважины, в интервале 115—110 вскрыты среднемиоценовые красные глины, сменяющиеся вверх по разрезу нановыми илами. Выше установлена непрерывная серия терригенно-вулканогенных отложений от позднего миоцена до плейстоцена включительно, представленная алевритами и вулканическими пеплами с подчиненными им нановыми илами [32, McManus et al., 1970]. Возраст базальтовых лав в точке 36, полученный по магнитным аномалиям, равен 8 млн. лет [32, Vallier, 1970], что не согласуется со среднемиоценовым возрастом отложений, залегающих в их кровле.

В отличие от разреза точки 36, в котором пелагические осадки обнаружены лишь в основании пройденной толщи, в составе среднемиоценового яруса в точке 37, лежащей западнее, обнаружены только отложения пелагической фации — глины и цеолитовые глины с редкими прослоями вулканических пеплов. Верхние 5 м разреза датированы плейстоценом; возраст осадков в интервале 5—30 м не установлен [32: McManus et al., 1970; Weser, 1970]. На глубине 30 м скважина достигла базальта.

К югу от разлома Мендосино в разрезе скв. 33, между 350 и 295 м установлены пелагические отложения, отнесенные условно к верхнему олигоцену — среднему миоцену. Выше, до глубины 170 м, лежат преимущественно пелагические нановые и кремнистые илы с редкими прослоями алевритов, датированные средним—поздним миоценом. Нерасчлененные плиоцен-четвертичные осадки представлены глинистыми алевритами мощностью 170 м [32, McManus et al., 1970]. Осадки, слагающие разрез скв. 33, обогащены известковым нановым планктоном [32, Burky, Bramlette, 1970], что указывает на существование в этом районе вплоть до конца плейстоцена глубин несколько меньших современных. Используя данные Т. ван Андела и др. [27, van Andel et al., 1975] об изменении глубины уровня карбонатной компенсации в пределах Тихого океана за последние 10 млн. лет, можно предположить (учитывая несравненно более высокую температуру придонных вод раннеплиоценового океана), что океаническое ложе вблизи точки 33 испытало с плейстоцена опускание с амплитудой около 1000 м.

В расположенной несколько восточнее (ближе к подошве континентального склона) точке 34 резко возрастает роль терригенного материала. В призабойной части скважины над измененными базальтовыми лавами между 383 и 321 м лежат цеолитовые алевриты, илы и пеплы с кокколитофоридами раннего миоцена—позднего олигоцена [32, Burky, Bramlette, 1970]. Выше (321—275 м) вскрыты среднемиоценовые нановые и кремнистые илы, содержащие в осно-

вании прослой пеплов, а в верхах — алевролитов. К этой пачке приурочены редкие пропластки галек, представленных исключительно алевролитами. Верх по разрезу (175—125 м) описана литологически сходная серия. В сложении ее участвуют преимущественно кремнистые илы, которым подчинены в основании галечники, в средней части пеплы, а в верхах пески и алевриты. Эта пачка датирована поздним миоценом — ранним плиоценом. Она перекрыта свитой алевритов, содержащих в нижней части прослой песков. Указанные породы отнесены к раннему плиоцену — плейстоцену [32, McManus et al., 1970].

По скорости накопления осадков этот разрез подразделяется на две неравные части. Нижняя, соответствующая позднему олигоцену, характеризовалась незначительной скоростью накопления, близкой к скоростям пелагиали. Возможно, что эти осадки формировались в удалении от области размыва. Резкое увеличение скорости седиментации в раннемиоценовую эпоху, по-видимому, связано с приближением области сноса, располагавшейся в это время в пределах не только континента, но и его склона.

Скв. 32, лежащая юго-западнее предыдущей, в границах подводного конуса Монтерей, на глубине 214 м достигла базальта. В его кровле залегают с интрузивным контактом красные глины нижнего олигоцена—среднего миоцена (214—176 м), а над ними 20-метровая пачка красных глин с прослоями вулканического пепла, датированных средним—верхним миоценом. Эта пелагическая серия сменяется вверх терригенной (алевритовые илы с прослоями алевритов и песков), соответствующей стратиграфическому интервалу от верхнего миоцена до плейстоцена [32, McManus et al., 1970].

Судя по разрезу скв. 32, обстановка глубоководной пелагиали сохранялась в этом районе до начала позднего миоцена, хотя не исключено, что глубина допозднемиоценового океана была несколько меньше современной. В позднемиоценовую эпоху либо начались ускоренные поднятия области размыва, либо последняя оказалась приближенной к точке 32, что и обусловило резкую смену пелагических осадков терригенными турбидитами, сформировавшими подводный конус [32, Rex, Muggrey, 1970].

Точка 38, как и три рассмотренные ранее, располагается на абиссальной равнине между разломами Мендосино и Меррей. В основании разреза скв. 38 вскрыты раннеэоценовые фораминиферово-нановые илы (48—39 м), перекрытые пачкой не охарактеризованных фауной цеолитовых глин с прослоями пеплов [32, McManus et al., 1970].

В этом разрезе примечательно изменение скорости седиментации в послераннеэоценовое время. Если в раннем эоцене она равнялась 6 м/млн. лет, то за последующие 50 млн. лет не превышала 0,8 м/млн. лет. Это уменьшение скорости осадконакопления, совпадавшее со сменой известковых биогенных отложений глинами, по-видимому, было обусловлено погружением ложа океана ниже уровня карбонатной компенсации. Учитывая данные Т. ван Андела и др. [27, van Andel et al., 1975], амплитуда послераннеэоценового опускания дна Северо-Восточной котловины в точке 38 может быть определена между 1500—2000 м.

Разрезы, близкие к вскрытому в скв. 38, установлены в точках 39 и 172. В первой из них под несодержащими фауну цеолитовыми глинами, на глубине 14 м обнаружены наново-фораминиферовые илы, условно отнесенные к раннему эоцену (14—17 м), а под ними — афанитовый базальт [32, McManus et al., 1970]. Во второй точке (172) верхние 18 м, сложенные цеолитовыми глинами с редкой фауной бентосных фораминифер, датированы плейстоценом и нерасчлененным ближе неогеном. Этот горизонт подстилается пачкой переслаивающихся цеолитовых глин и наноиллов с донными фораминиферами раннего олигоцена. По Дж. Инглу [32, Ingle, 1973], эти фораминиферы обитали в условиях нижней батиали или верхней абиссали, что дает амплитуду послеолигоценых нисходящих движений от 1500 до 2000 м. В забое скважины вскрыты базальтовые стекла и порфириновые базальты. По химическому составу эти породы близки к океаническим базальтам и базальтам хребта Хуан-де-Фука [32, MacLeod, Pratt, 1973].

Вблизи Гавайских островов пробурены скв. 67, 68, 164 и 43.

Первая, расположенная севернее островов, вблизи подводных гор Музыкантов на глубине 15 м вскрыла осадки раннего эоцена, представленные консолидированными вулканокластическими грубозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями порцелланитов. Радиоларии, собранные в этих слоях, указывают на то, что глубина раннеэоценового океана вблизи скв. 67 была несколько меньше современной, а значительное развитие грубозернистых песчаников свидетельствует о близости точки к раннеэоценовой области размыва [32, Winterer et al., 1971].

Точки 68 и 164 расположены южнее Гавайских островов, на абиссальной равнине, протягивающейся к островам Лайн. В скв. 68 на глубине 3—15 м обнаружены среднеэоценовые глины с глубоководными бентосными агглютинированными фораминиферами. Эти слои перекрыты четвертичными глинами [32, Trasey et al., 1971].

Разрез скв. в точке 164 является опорным для этой части акватории Северо-Восточной котловины. В нем на глубине 260—274 м обнаружены пузырчатые базальтовые лавы. На них в интервале 260—238 м лежат глинистые илы с многочисленными остроугольными обломками кремней, содержащие обильную известковую микрофауну. На основании находок *Micula decussata* эти отложения датированы баррем-альбом [32: Roth, 1973; Burky, 1973]. Выше (238—192 м) установлена несодержащая фауну толща чередующихся илов, глин, аргиллитов и кремней, подстилающих с перерывом глины, алевролиты и кремни сеноман-турона (192—164 м). Вверх по разрезу они сменяются глинами с прослоями и скоплениями остроугольных обломков кремней и аргиллитов. Эти слои, залегающие между 164 и 70 м, отнесены к кампан-сантону. Над ними с крупным стратиграфическим несогласием залегают нижнеэоценовые радиолариевые илы с обильным рассеянным песчаным и гравийным материалом (70—61 м), перекрытые глинами среднего эоцена (61—43 м). Выше, отделенные перерывом, лежат глины, отнесенные к раннему олигоцену (43—34 м). На них, также с перерывом, ложатся цеолитовые глины раннемиоценового возраста (34—14 м) [32, Winterer et al., 1973].

Пузырчатые пиллоу-лавы, обнаруженные в забое скв. 164, позволяют принять глубину предбарремского бассейна в пределах 600—1000 м. Присутствие в нижнемеловых слоях, залегающих над базальтами, *Micula decussata* свидетельствует, что вскоре после излияния базальтов произошло значительное опускание океанического ложа до глубин не менее 2500—3000 м [32: Roth, 1973; Burky, 1973]. По-видимому, глубоководные условия, установившиеся в районе точки 164 в конце неокома, сохранились все последующее время, в течение которого происходило дальнейшее постепенное опускание дна океана. По Э. Уинтереру [32, Winterer, 1973], к туронскому веку глубина океана вблизи этой точки достигла 3600—3800 м. Многочисленные перерывы, обнаруженные в разрезе скв. 164, по мнению Р. Дугласа, П. Роса и Т. Мура [32, Douglas et al., 1973], связаны с эпохами резкого замедления или прекращения седиментационных процессов. Суммарная амплитуда посленеокомских нисходящих движений дна океана около точки 164 достигает 4700—5100 м.

Отложения, слагающие разрез 164, обогащены рассеянным пирокластическим материалом и гипсом. Первый особенно обилен в меловых осадках, наибольшие концентрации второго приурочены к эоценовым и миоценовым слоям. По данным М. Басса и др. [32, Bass et al., 1973], вулканокластический материал приносился в точку 164 с многочисленных ныне погружившихся вулканических островов. Источником гипса были отложения прилежавших к ним лагун, позднее испытавших значительное опускание. Повышенное содержание его в эоценовых и миоценовых отложениях, возможно, маркирует эпохи интенсивного разрушения древних островов [32, Zemmel, Cook, 1973].

В скв. 43, заложенной у юго-западной оконечности Гавайского хребта, пройдено только 9 м, не охарактеризованных фауной алевритов, алевролитов и глин [32, McManus et al., 1970].

В юго-восточной части Северо-Восточной котловины пробурено 20 скважин: 40—42, 69—80 и 159—163.

В точках 40 и 41 под маломощными четвертичными цеолитовыми красными глинами на глубинах, соответственно, 10 и 18 м вскрыты верхне-среднеэоценовые радиоляриевые илы и глины, содержащие обломки пемзы. Мощность этих отложений в точке 40 равна 133 м, в точке 41 она, по-видимому, неполная и составляет 16 м. В скв. 40 эти слои подстилаются переслаивающимися кремнистыми илами, кремнями и алевролитами. В этой пачке, датированной ранним эоценом, встречен единственный прослой пемзы. В скв. 41 на глубине 34—37 м достигнут базальт [32, McManus et al., 1970].

В скв. 42 между 113 и 100 м залегают переслаивающиеся радиоляриевые, нановые илы и кремни с фауной и флорой среднего эоцена. Выше, в интервале 100—64 м, вскрыты радиоляриево-нановые илы с марганцевыми конкрециями и обломками пемзы, также отнесенные к среднему эоцену. Они перекрыты нано-радиоляриевыми илами среднеэоцен-раннеолигоценового (64—32 м) и ранне-позднеолигоценового (32—0 м) возраста [32, McManus et al., 1970].

Для первых двух точек характерна значительная скорость седиментации в раннеэоценовое время и резкое последующее замедление

ее. В точке 42 интенсивное осадконакопление продолжалось до конца олигоцена.

Присутствие в разрезах 40 и 42 обломков пемзы континентального генезиса [32, Vallier, 1970] и высокое содержание в нижнеэоценовых слоях скв. 40 обломков кварца указывают на близость источников сноса, которыми были, по-видимому, многочисленные вулканические острова, погружившиеся в послераннеэоценовое и, самое позднее, в послеолигоценовое время ниже уровня океана. Их исчезновение и обусловило резкое уменьшение скорости седиментации в послераннеэоценовое (точки 40, 41) и послеолигоценовое (точка 42) время. В течение последних 50—55 млн. лет вблизи перечисленных точек, очевидно, существовали глубины, близкие к современным [32, Weser, 1970].

В отличие от скв. 42 в скв. 40 и 41 отсутствуют отложения олигоцена. Возможно, что различие указанных разрезов обусловлено их положением относительно зоны разлома Кларин. Две вторые расположены севернее разлома, первая южнее его, а разлом этот, по-видимому, разделял в кайнозое области океанического ложа, испытывавшие разновременное региональное погружение. К северу от разлома крупные опускания начались после раннего эоцена, южнее — либо в конце олигоцена, либо еще позднее, в миоцене.

При бурении, проводившемся в юго-восточной части Северо-Восточной котловины во время 5, 8, 9 и 16-го рейсов «Гломар Челленджер», установлен состав осадочной толщи, участвующей в строении крупного широтного очень пологого прогиба, расположенного южнее зоны разлома Кларин между 170° и 100° з. д. Этот прогиб, повторяемый кровлей базальтов, подстилающих осадки, был обнаружен при проведении геофизических исследований [22, J. Ewing et al., 1968].

Базальты залегают на глубинах от 82 м (скв. 75) до 481 м (скв. 77), но в большинстве скважин они обнаружены в интервале 100—240 м [32: McManus et al., 1971; van Andel et al., 1973; Tracey et al., 1971; Hays et al., 1972].

В удалении от Восточно-Тихоокеанского поднятия, в скв. 161—163, 69—74 и 77 на базальты ложатся отложения формации Лайн, представленные радиоляриевыми, нановыми и нано-фораминиферовыми илами, известняками и мелом. В точке 162 в разрезе формации встречены прослой глины и мергелей, а в точке 77 — алевролитов, глинистых алевролитов и известняковых брекчий. Мощность этих отложений, соответствующих в большей части скважин стратиграфическому интервалу от среднего до верхнего эоцена, изменяется от первых метров (скв. 71, 72, 73, 74, 77) до 64—83 (скв. 70 и 69). Только в точке 162 был вскрыт полный разрез эоцена, мощность которого равна 87 м (рис. 10).

Осадки, объединяемые в раннеолигоцен-среднемиоценовую Маркизскую формацию, занимают большой ареал. Они прослеживаются как на площади развития пород формации Лайн, так и к востоку от нее и развиты не только в пределах котловины, но и заходят на Восточно-Тихоокеанское поднятие (см. рис. 10).

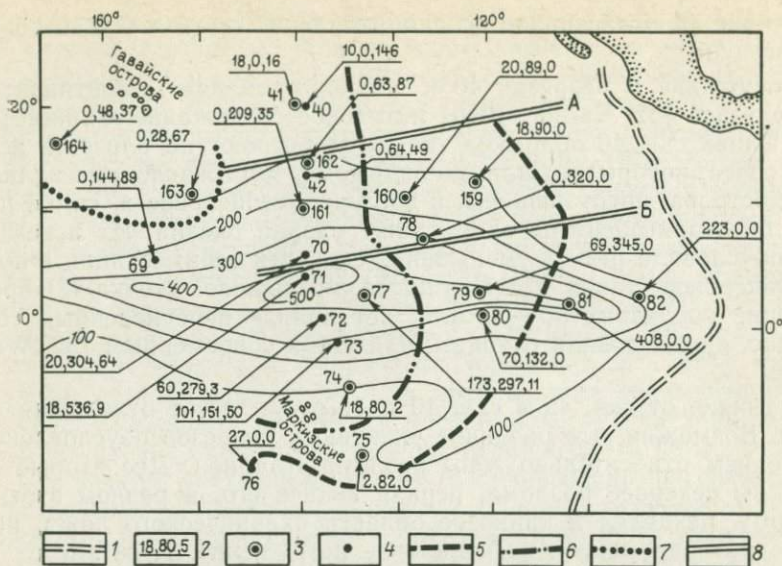


Рис. 10. Структура осадочного чехла юго-восточной части Северо-Восточной котловины, по Дж. Юнгу, Т. ван Анделу и другим с дополнениями и изменениями [22, J. Ewing et al., 1968; 32, van Anandel, Heath, 1973]. Изогипсы проведены через 100 м

1 — осевая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия; 2 — мощности формаций: первая цифра — Клиппертон ($Q-N_1^2$), вторая — Маркизской ($N_1^2-P_3^1$), третья — Лайн (P_2); 3—4 — скважины: 3 — вскрывшие базальты; 4 — прочие; 5—6 — восточная и южная границы распространения отложений формаций: 5 — Маркизской, 6 — Лайн, 7 — область развития отложений меловой системы, 8 — разломы: А — Кларрон, Б — Клиппертон

Следует отметить, что возраст формаций Лайн и Маркизской, по-видимому, определен достаточно условно. По данным Д. Хейса и других, при переходе от Северо-Восточной котловины к Восточно-Тихоокеанскому поднятию карбонатно-терригенно-вулканогенные накопления формации Лайн частично замещаются по латерали преимущественно карбонатными осадками Маркизской формации. Таким образом, либо возраст формации Лайн более молодой — олигоценовый, либо возраст низов Маркизской формации более древний — эоценовый.

В сложении Маркизской формации участвуют нановые фораминиферово-нановые, радиоляриевые илы и мел. В отдельных точках (161, 160 и 78) наряду с биогенными илами в разрезе формации встречены преносы глин. В скв. 80, забуренной вблизи границы абиссальной равнины с Восточно-Тихоокеанским поднятием, среди радиоляриевых и нановых илов Маркизской формации, возраст которых определен здесь ранне-среднемиоценовым, на глубине около 110 м встречен прослой риолитовой, а ниже (130 м) — андезитовой пемзы [32, Nays et al., 1972]. В точках 70 и 71 отложения формации содержат обильный терригенный материал, представленный обломками кварца, калиевого полевого шпата, слюд [32, Cook, Zemmels, 1971].

Мощность Маркизской формации на северном и южном крыльях

прогиба колеблется от 80 до 170 м (скв. 159—162, 73—75), уменьшаясь в точке 163 до 28 м. Из разрезов скв. 76, 81 и 82 отложения Маркизской формации выпадают. В приосевой зоне прогиба мощность формации возрастает до 300—350 м (точки 70, 72, 77—79), а в центре ее — в скв. 71 — до 536 м [32, Tracey et al., 1971].

Наибольшую площадь в пределах рассматриваемой акватории занимают отложения формации Клиппертон, включающей осадки от поздне-среднемиоценового до четвертичного возраста. Они выстилают дно Северо-Восточной котловины южнее разлома Клиппертон и заходят вглубь Восточно-Тихоокеанского поднятия. В то же время породы формации отсутствуют на части площади, ограниченной разломами Кларин и Клиппертон (скв. 159, 160, 78; см. рис. 10).

В строении формации Клиппертон к северу от одноименного разлома участвуют глины, а к югу от него наряду с ними — нановые и фораминиферовые илы, реже мел (точки 79, 81, 82). В скв. 81 в разрезе формации присутствуют прослой пемзы. Мощность этих отложений очень изменчива — от 2 м (скв. 75) до 173—408 м (скв. 77, 81, 82). Однако в большинстве разрезов мощность формации Клиппертон значительно меньше и колеблется от 16 до 70 м [32: van Andel et al., 1973; Tracey et al., 1971; Hays et al., 1972].

В отличие от кайнозойских отложений, широко развитых в юго-восточной части Северо-Восточной котловины, меловые слои установлены в пределах этой акватории только в разрезе скв. 163. В этой скважине верхнесреднеэоценовые слои формации Лайн подстилаются не содержащими фауну илами с прослоями кремней (95—136 м), под которыми в интервале 137—176 м вскрыты цеолитовые глины, кремни, мел, известняки и доломиты, датированные ранним маастрихтом—средним кампаном [32, van Andel et al., 1973]. В призабойной части скважины (276 и 296 м) залегают семь пластовых тел экстрезивных базальтов. Базальты сильно выветрелые и трещиноватые; их внедрение происходило на небольшой глубине [32, Yeats et al., 1973]. Абсолютный возраст этих экстрезивных пород, определенный по K/Ar, равен $47,9 \pm 9,4$ — $51,9 \pm 6,5$ млн. лет [32, Dumond, 1973].

Судя по присутствию в разрезах 159—162 обильных кокколитофорид, глубины океана в течение палеогена и, возможно, начала миоцена вряд ли заметно превышали глубину уровня карбонатной компенсации [32, Burky, 1973]. В точке 163, по данным Р. Йитса и др. [32, Yeats et al., 1973], по незначительной глубине внедрения экстрезивных базальтов в эоцене можно предположить условия относительного мелководья.

В точках 69—75 дно эоценового океана, по-видимому, располагалось выше уровня карбонатной компенсации, а в точках 79—80 глубины, меньшие таковых, сохранялись вплоть до раннего миоцена и даже плиоцена [32: Burky, 1972; Jenkins, Org, 1972]. В отношении палеоглубин вблизи точек 76, 77, 161, 162 и 78, 160, 159 было сделано иное заключение: для них предполагаются глубины, близкие к современному, начиная, соответственно, со среднего или позднего эоцена и раннего олигоцена [32: Cook, 1972; Jenkins, Org, 1972].

Основываясь на данных Т. ван Андела, Г. Хиса и Т. Мура [27, van Andel et al., 1975] об изменении глубины уровня карбонатной

компенсации в пределах экваториальной зоны Тихого океана в течение кайнозоя, приведенные ранее сведения о накоплении кайнозойских отложений юго-западной части Северо-Восточной котловины на глубинах, близких к глубинам уровня карбонатной компенсации, свидетельствуют об относительно недавних погружениях отдельных участков океанического ложа в этом регионе на 1300—2000 м.

Выводы. 1. Разрезы большинства скважин, пробуренных в акватории Северо-Восточной котловины, показывают, что в течение последних 110—115 млн. лет в восточной части котловины преобладали нисходящие движения океанического ложа. В большинстве точек размах этих движений близок к 1500—2500 м. Только вблизи точки 173 можно предполагать, что послераннемиоценовые опускания имели амплитуду около 3000 м, а около точки 164 погружение, начавшееся с баррема, достигло конечной амплитуды 4700—5100 м. Будучи в целом близкими по величине, эти нисходящие движения в пределах различных зон котловины возникали в разное время.

На северо-востоке котловины, в точках 173, 179 и 33 начало опусканий датируется, соответственно, концом раннего миоцена, поздним миоценом и плейстоценом. В точках 32 и 34 те же движения (или удаление от них области размыва) относятся к позднему и раннему миоцену.

Между зонами разломов Мендосино и Клариян в точках 38, 39, 40, 41 и 67 к границе эоцена—олигоцена, а в точке 172 к нижнему олигоцену приурочены резкие сокращения скоростей седиментации и исчезновение (или значительное уменьшение мощностей) карбонатных и терригенных компонентов разрезов. Все это свидетельствует, что участок океанического дна, расположенный между разломами Мендосино и Клариян, с конца эоцена—начала олигоцена стал испытывать крупное региональное опускание ниже глубины уровня карбонатной компенсации (см. главу 4). Это опускание, с одной стороны, обусловило замедление, а местами и прекращение карбонатной седиментации, а, с другой — вызвало погружение существовавших до этого многочисленных вулканических островов ниже уровня океана, сопровождавшееся прекращением притока терригенного материала. Эти изменения в характере осадконакопления в свою очередь имели следствием существенное уменьшение скорости седиментации. Амплитуда послезоценовых нисходящих движений крупной зоны между разломами Мендосино и Клариян, по-видимому, достигает 1500—2500 м.

Южнее, на участке, ограниченном разломами Клариян и Клиппертон, аналогичные региональные опускания (и сопровождавшие их изменения скоростей осадконакопления и состава осадков) возникли значительно позже. В точках 42 и 163 начало крупноамплитудных нисходящих движений относится к раннему миоцену, в точках 159—162 и 69, 70, 78 — к концу среднего—началу позднего миоцена. Размах опусканий океанического ложа в этой зоне не превышал 1300—2000 м.

Наконец, к югу от разлома Клиппертон региональное погружение океанического дна, возможно, началось еще позже — в плиоцене или плейстоцене. На это указывает прекращение карбонатного осадко-

накопления в точках 72, 73, 74, 76, 77, 79 и 80 в плиоцене или плейстоцене. Лишь в точке 75 опускания ниже уровня карбонатной компенсации возникли в послераннемиоценовое время. Конечная амплитуда этих движений была близка к амплитуде, установленной для блока, лежащего между разломами Кларрион и Клиппертон.

Таким образом, в восточной части Северо-Восточной котловины наиболее ранние, послезоценовые опускания испытал крупный участок океанического ложа, ограниченный разломами Мендосино и Кларрион. Отдельные блоки в пределах этой зоны, по-видимому, были втянуты в опускание еще раньше, вероятно, в конце неокома (точка 164).

К северу от разлома Мендосино и к югу от разлома Кларрион океаническое дно начало погружаться до современных глубин позднее. К северу от разлома Мендосино возникновение этих движений датируется ранним — поздним миоценом. К югу от зоны разлома Кларрион устанавливается постепенное омоложение нисходящих движений в южном направлении до раннего — позднего миоцена между разломами Кларрион и Клиппертон и плиоцена — плейстоцена в южном (висячем) крыле разлома Клиппертон.

2. Только что приведенные факты свидетельствуют, что субширотные разломы северо-восточной окраины Тихого океана в течение большей части кайнозоя контролировали вертикальные движения океанического ложа. В частности, такими разломами, как Мендосино, Кларрион и Клиппертон, определялись границы крупных блоков земной коры, втягивавшихся в погружение в разное время (от конца эоцена до плейстоцена). С разломом Кларрион кроме того, по-видимому, была связана граница двух участков, испытавших опускание разного размаха.

Все это показывает, что в течение кайнозоя так называемые «трансформные» разломы северо-восточной окраины Тихого океана «работали» как нормальные сбросы (или взбросы). В то же время нет никаких геологических признаков, которые свидетельствовали бы о связанных с этими разломами горизонтальных сдвиговых смещениях. В частности, на схемах строения осадочного чехла юго-западной части Северо-Восточной котловины, составленных Дж. Юингом, Т. ван Анделом и другими исследователями [22, J. Ewing et al., 1968; 32, van An del, Heath, 1973], разломы Кларрион и Клиппертон никак не влияют на конфигурацию изолиний мощностей, не смещают их (см. рис. 10).

3. Наряду с очень крупными площадями океанического дна, испытавшими в конце мезозоя и кайнозоя опускание, по обрамлению Северо-Восточной котловины установлено несколько сравнительно небольших участков, в пределах которых произошли поднятия океанического ложа.

Восходящие движения отмечаются в точках 175, 176, т. е. в таких, которые лежат вблизи континента, на шельфе и континентальном склоне, а также в точке 36, расположенной севернее разлома Мендосино. Не исключено, что поднятие дна произошло в них в среднемиоценовое время, хотя, пожалуй, более вероятно, что мощное позднемиоцен-плиоценовое терригенное осадконакопление было связано

здесь с расширением и приближением зоны размыва, лежавшей в пределах современного шельфа, континентального склона и континентального подножия.

В точках 175 и 176 поднятия произошли в послераннеплейстоценовое и послеплиоценовое время. Их амплитуды оцениваются соответственно в 200—500 и 600—700 м.

4. Размещение относительно мелководных и глубоководных осадков в краевой юго-восточной зоне Северо-Восточной котловины и на примыкающем к ней западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия подчинено определенной закономерности: начиная с эоцена отмечается постепенное смещение сравнительно мелководных отложений на восток, в сторону Восточно-Тихоокеанского поднятия. В целом эоцен-четвертичные осадки образуют на западном фланге поднятия трансгрессивную серию, характерную для случая наступления моря при преобладании опусканий над поднятиями. В нижнем и среднем слоях этой серии присутствует терригенный материал, в некоторых точках встречены прослои и обломки вулканической пемзы субаэрального генезиса. В верхах серии терригенные отложения почти полностью исчезают, резко сокращается также объем пирокластического материала.

Конечно, сейчас нельзя сказать, располагался ли в начале кайнозоя на месте современного Восточно-Тихоокеанского поднятия крупный участок суши или лежал обширный архипелаг сравнительно небольших вулканических островов. Однако несомненно, что только опускание этой гипотетической суши или того цоколя, на котором покоились острова, могло обеспечить наблюдаемое ныне в этом регионе размещение относительно мелководных и глубоководных фаций и их смену во вскрытых разрезах.

Можно высказать предположение, что в течение большей части кайнозойской эры в северо-восточном секторе Тихого океана происходило постепенное расширение и углубление океанической котловины, ее накатывание на значительно более широкое, чем нынешнее, Восточно-Тихоокеанское поднятие.

5. Последнее косвенно подтверждается тем, что наиболее древние — позднеэоценовые — отложения, установленные в этой части океана, располагаются сейчас в значительном удалении от Восточно-Тихоокеанского поднятия, практически в центральной зоне Тихого океана (точка 164), а также и тем, что в этой зоне глубоководная обстановка, правда, с глубинами, меньшими современных (2500—3000 м против нынешних 5000—5500 м), существовала уже в барремском веке.

Как будет показано, этот вывод полностью совпадает с выводом, полученным иным путем (гл. 4).

6. На первый взгляд, отмеченные соотношения сравнительно мелководных и глубоководных фаций различного возраста, развитых на фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия и в прилегающей к нему Северо-Восточной котловине, подтверждают спредингговую модель развития коры Тихого океана. Однако более внимательный анализ фактов, причем не специально полученных, а содержащихся в рабо-

тах сторонников теории тектоники плит, заставляет усомниться в применимости этой концепции к рассматриваемому случаю.

Сомнения эти обусловлены данным Д. Хейса о наличии латерального замещения вулканомиктовых отложений формации Лайн карбонатными накоплениями Маркизской формации и связанными с этим замещением неясностями датировки осадков обеих формаций.

С учетом этого обстоятельства мобилистская интерпретация оказывается допустимой только в том случае, если осадки формации Лайн имеют не эоценовый, а олигоценый возраст. Однако такое предположение требует произвольной передатировки эоценовых отложений, вскрытых многочисленными скважинами (40, 41, 69—74 и др.), что вряд ли можно признать корректным приемом. Этот путь отпадает, и за формацией Лайн приходится сохранить ее место в эоценовом отделе, что неизбежно влечет за собой необходимость признания эоценового возраста по крайней мере для нижних горизонтов Маркизской формации.

Само по себе некоторое удревнение низов Маркизской формации вряд ли может вызвать серьезные возражения, но оно совершенно не соответствует концепции тектоники плит, поскольку в этом случае нижние (в силу сказанного — эоценовые) горизонты Маркизской формации в точках 75, 78 и 159 займут место непосредственно над олигоценовыми магматитами. С точки зрения новой глобальной тектоники это явный нонсенс, так как эоценовые отложения окажутся лежащими на коре, которой еще не было во время их накопления, на коре, возникшей значительно позднее — в олигоцене.

7. Особого внимания заслуживают прослои пемзы риолитового и андезитового состава, обнаруженные в разрезе Маркизской формации (точка 80). Эти пемзы найдены около западной окраины Восточно-Тихоокеанского поднятия, на расстоянии около 3000 км от Центральноамериканской островной дуги. Однако не столько это расстояние, сколько характер залегания пемзы, образующей четкие прослои среди осадочных пород, исключает возможность ее транспортировки в район точки 80 с островной дуги и указывает на автохтонность этих пород.

В этом случае появление на поднятии кислых и средних вулканитов может быть истолковано как косвенное указание на существование в миоцене на месте экваториальной зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия микроконтинента, возможно с корой континентального или промежуточного типа. Аналогичный вывод будет сделан позднее (с. 173) на основании другого исходного материала.

Северо-Западная котловина. В ее границах бурение проведено в 13 точках во время 6, 19, 20 и 32-го рейсов «Гломар Челленджер». Все скважины сосредоточены в западной и южной частях котловины. Координаты точек, глубины океана в них, глубины скважин и возраст древнейших вскрытых отложений приведены в табл. 5. Положение точек глубоководного бурения показано на рис. 5.

Скв. 193, расположенная в северной части котловины, остановлена в среднеплейстоценовых отложениях. Здесь вскрыты диатомовые илы и глины с прослоями пеплов и алевритовых глин мощностью 71 м [32, Sholl et al., 1973].

Точки глубоководного бурения в акватории Северо-Западной котловины

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
		дна	забоя	
193	45°48' с. ш., 150°53' в. д.	4811	71,0	Плейстоцен
303	40 48 " " 154 27 " "	5609	293,0	Готерив-баррем
304	39 20 " " 155 04 " "	5640	347,0	Готерив-валанжин
194	33 59 " " 148 49 " "	5744	256,0	Ранний (?) мел
195	32 46 " " 146 59 " "	5958	392,0	Валанжин
51	33 28 " " 153 24 " "	5981	132,0	Альб (?)
196	30 07 " " 148 34 " "	6184	623,0	Кимердж (или баррем?)
197	30 17 " " 147 40 " "	6143	278,0	Валанжин
52	27 46 " " 174 07 " "	5744	69,0	Мезозой
198	25 49 " " 154 35 " "	5848	258,0	Поздняя юра (?) — ранний мел
307	28 35 " " 161 00 " "	5696	316,0	Валанжин
46	27 53 " " 171 26 " "	5769	9,0	Поздний мел (?) — эоцен
45	24 16 " " 178 30 " "	5508	105,0	Сеноман

Скв. 303 и 304 лежат в центральной части котловины.

В первой из них вблизи забоя (298—284 м) вскрыты трещиноватые пузырчатые базальты с подушечной отдельностью. Эти пиллоулавы, близкие по составу океаническим базальтам, изливались в бассейне, глубина которого, судя по пузырчатой текстуре, не превышала 600—1000 м [32, Marshall, 1975].

Лавы перекрыты пачкой переслаивающихся нановых илов и пелагических цеолитовых глин с обломками кремней (284—247 м), отнесенных к готерив-баррему. Выше, между 247 и 211 м лежат пелагические цеолитовые глины баррем-аптского, альбского и альб-сеноманского возраста. В интервале 211—183 м отбор керна не проводился, а между 183—117 и 71—62 м установлены радиоляриевые илы и глины, датированные соответственно поздним миоценом и ранним плиоценом. В верхах разреза (12—0 м) залегают пеплы с позднеплейстоценовыми диатомеями [32, Larson et al., 1975].

Скважиной в точке 304 на глубине 334 м достигнуты базальты. Между 334 и 347 м залегают пузырчатые лавы [32, Marshall, 1975]. Они подстилают 35-метровую пачку валанжин-готеривских илов и кремней. Над ними в интервале 299—235 м залегают кремни, цеолитовые глины и аргиллиты готерив-позднеальбского возраста. Выше, по-видимому, с крупным стратиграфическим несогласием лежат позднемиоценовые радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые илы (225—105 м). В верхних 105 м отбор керна не проводился [32, Larson et al., 1975].

По наличию пузырчатых текстур базальтовых лав из разрезов скв. 303 и 304, изливания этих лав происходили на глубинах порядка 600—1000 м. Однако уже в готеривском веке в точке 303 и валанжинском в точке 304 океаническое дно располагалось ниже уровня

карбонатной компенсации [32, Lancelot, Larson, 1975]. Амплитуда опускания дна в этих точках за последние 120—125 млн. лет превысила 4000 м.

Точки 194—197 и 51, 52 расположены на абиссальной равнине между Марианским желобом и возвышенностью Шатского.

Скв. 194 остановлена в меловых (возможно, раннемеловых) песчаных и алевроитовых сланцах, сменяющихся вверх по разрезу кремнями (256—227 м). Между 151 и 142 м вскрыты алевроитовые глины, отнесенные к позднему миоцену, а на глубине 47—37 м — позднеплиоценовые глины [32, Heezen et al., 1973]. Породы, слагающие верхние 150 м разреза, обогащены вулканокластическим материалом, источником которого, по мнению Е. Дж. Джонса [32, Jones, 1973], был внутри- и циркумокеанический вулканизм.

Глубина позднемезозойского океана в точке 194 неясна.

В точке 195 в основании разреза лежит 120-метровая пачка кремней с подчиненными прослоями мела. В призабойной части разреза на глубине 392—389 м эти отложения сменяются мелом с подчиненными пластами кремней. Вся эта серия датирована валанжин-готеривом. Выше, между 202—186 м, вскрыты позднемеловые кремни, в интервале 129—120 м — глины позднемiocенового возраста, а на уровне 72—63 м — плиоцен-четвертичные алевроитовые глины [32, Heezen et al., 1973].

В отложениях раннего мела точки 195 до глубины 389 м отсутствуют фораминиферы, что, по В. А. Крашенинникову [32, Krasheninnikov, 1973], свидетельствует о накоплении валанжин-готеривских кремней ниже уровня карбонатной компенсации. В отличие от этого трехметровый горизонт, залегающий в основании пройденного разреза, содержит обильную фауну бентосных агглютинированных фораминифер, образующих сообщество, очень близкое к ассоциациям, установленным в отложениях неокома на возвышенности Шатского. Сопоставление этой микрофауны с микрофауной из мелководных отложений неокома, по мнению некоторых исследователей [27, Douglas, Moullade, 1972], указывает на небольшую глубину неокомского Тихого океана вблизи точки 395, не превышавшую нескольких сотен метров (в пределе 1000 м).

Эта оценка была уточнена В. А. Крашенинниковым. По его мнению некоторые особенности морфологии (тонкостенность раковин, небольшие размеры их) фораминифер, собранных в основании разреза 195, а также степень их сохранности дают основание считать, что эти формы обитали на глубинах, не меньших 1000—1500 м [32, Krasheninnikov, 1973]. Принимая оценку В. А. Крашенинникова, получаем амплитуду послеваланжинского опускания океанического ложа в точке 195 в пределах 4500—5000 м.

В точке 51, расположенной восточнее 194 и 195, ближе к возвышенности Шатского, в низах разреза, между 126 и 120 м, вскрыты цеолитовые глины с радиоляриями, фораминиферами и кокколитами альб-раннесантонского возраста. Выше, вероятно с крупным стратиграфическим несогласием, лежат диатомовые илы и цеолитовые глины среднего—позднего миоцена, а на глубине 32—23 м — позднеплиоцен-раннеплейстоценовые пеллы и глины [32, Heezen et al., 1971].

Горизонт, залегающий между 114 и 123 м, обогащен обломками кварца и слюды, составляющими здесь 60—70 % всего обломочного материала [32, Rex et al., 1971].

По заключению Р. Дугласа [32, Douglas, 1971], планктонные фораминиферы, собранные в альбских слоях точки 51, позволяют говорить о значительной глубине поздне-раннемелового океана.

В точке 196 в основании вскрыт 10-метровый горизонт радиоляриевых аргиллитов и алевролитов, условно отнесенных к поздней юре—раннему мелу. В интервале 310—197 м залегают кремнелые известняки, кремни, мел и алевролиты валанжин-готерива, выше, между 110 и 104 м и 47—37 м, — глины и вулканические пеплы, датированные соответственно кампаном и плейстоценом [32, Heezen et al., 1973]. Отсутствие по всему вскрытому разрезу фораминифер указывает, что, начиная с конца мальма, дно океана в точке 196 лежало ниже уровня карбонатной компенсации.

В близлежащей точке 197 на глубине 275—283 м скважина вошла в лавовый покров, образованный пузырьчатыми толеитовыми базальтами. Над ними, судя по косвенным данным, по-видимому, залегают пачка переслаивающихся кремней, мела и известняков мощностью около 160 м. Верхи разреза, также предположительно, образованы алевроитовыми глинами мощностью приблизительно 100 м. В низах осадочной толщи обнаружены две гальки с радиоляриями валанжин-готеривского времени [32, Heezen et al., 1973].

В скв. 52 уже на глубине 54—69 м достигнуты слои, предположительно датированные мелом. В этом интервале залегают глины с обломками кремней и пеплы с радиоляриями плохой сохранности. Эти породы перекрыты не содержащими фауну глинами, пепловыми глинами и глинистыми пеплами (54—27 м). Верхи разреза представлены переслаивающимися пеплами и глинами с обломками полевых шпатов, кварца и слюд. Они отнесены к миоцен-плейстоцену [32, Heezen et al., 1971].

Отсутствие в отложениях, пройденных скважинами 196, 197 и 52, фораминифер и нанофлоры, по мнению Б. Хизена и других исследователей, указывает на то, что в этих точках по меньшей мере с раннемеловой эпохи существовал глубокий океан, ложе которого располагалось ниже уровня карбонатной компенсации. Сейчас нельзя сказать, были ли глубины раннемелового бассейна близки к современным или несколько уступали им. Учитывая данные Б. Хизена и А. Фишера [32, Heezen, Fisher, 1971], нельзя исключить, что глубина океана в начале мелового периода могла быть близка к глубине уровня карбонатной компенсации, определяемой в 4000 м. В этом случае амплитуда погружения океанического ложа в точках 196 и 52 за послераннемеловое время может достигать 1500—2500 м. Размах послераннемеловых опусканий дна океана вблизи точки 197, судя по пузырьчатым базальтам, превышал 5000 м.

В скв. 198 отбор керна проводился только в интервале 90—134 м. На этом уровне вскрыты кремнистые породы, радиоляриевые и алевроитовые глины раннего кампана (134—119 м), ожелезненные цеолитовые глины с обильными обломками вулканических стекол, содержащие ассоциацию фораминифер кампан-сантонского возраста

(119—109 м), и лимонит-цеолитовые глины с редкими радиоляриями, указывающими на поздне меловой возраст вмещающих пород [32, Heezen et al., 1973].

Присутствие в отложениях кампан-сантона агглютированных бентосных фораминифер свидетельствует о том, что их накопление происходило выше уровня карбонатной компенсации, но на значительных глубинах. По мнению Е. Формен, на это указывает ассоциация донных фораминифер, отличающаяся от биоценозов, известных из верхнемеловых слоев континентальных областей и сходная с сантон-кампанскими глубоководными сообществами [32, Foreman et al., 1973]. Амплитуда послекампанских нисходящих движений точки 198 поэтому вряд ли превышала 2000 м. Впрочем, в данном случае не исключена возможность кратковременных колебаний уровня карбонатной компенсации, занимавшей относительно высокое положение в сантоне, испытавшей некоторое опускание в сантон-кампане и опустившейся еще глубже в конце поздне меловой эпохи.

Бурение в точке 307 остановлено на глубине 316 м. Вблизи забоя между 315 и 307 м вскрыты базальты и гиалокластические брекчии. Лавы, судя по их пузырчатой текстуре, изливались на сравнительно небольшой глубине, не превышавшей 600—1000 м. На лавах лежит 204-метровая толща неоком-аптских пород — доломитов, доломитизированных и известковистых порцелланитов, окремнелых глин и пепловых туфов. Эти отложения перекрыты альбскими слоями, представленными (в интервале 85—56 м) кремнями и глинами. Выше, между 47 и 37 м, пройдены порцелланиты и пелагические глины позднеальбско-раннесеноманского возраста. Верхние 9 м разреза образованы цеолитовыми глинами, отнесенными к плейстоцену [32, Larson et al., 1975]. Амплитуда посленеокомских опусканий ложа океана в точке 307, по-видимому, превышает 4000 м.

Две скважины — 46 и 45 — лежат в юго-восточной части Северо-Западной котловины. В первой из них пройдено 9 м и вскрыты глины с прослоями пеплов и кремней, содержащие нанопланктон, представленный позднеэоценовыми и раннемиоценовыми видами. Наряду с этой нанофлорой в том же горизонте были обнаружены остатки меловых радиолярий [32, Heezen et al., 1971]. По распространению кокколитофор в точке 46 по меньшей мере с эоценового времени можно предположить условия открытого океана [32, Burky et al., 1971].

Более глубокой скв. 45 достигнуты отложения сеноманского яруса — мел и известняки, содержащие бентосные агглютированные фораминиферы (95—86 м). Между 56 и 47 м вскрыты литифицированные пеплы с нанофлорой позднеэоценового возраста. Верхние 8 м разреза сложены цеолитовыми глинами с прослоями уплотненных пеплов. Низы этой пачки датированы олигоценом [32, Heezen et al., 1971]. Присутствие в эоценовых слоях мелководных кокколитофов может указывать на значительное послезоценовое опускание океанического дна в этой точке [32, Burky et al., 1971].

Выводы. 1. Разрезы, вскрытые при глубоководном бурении в Северо-Западной котловине, могут быть разделены на две группы. В одной из них по тем или иным признакам устанавливаются крупные погружения океанического ложа в течение последних 135—

140 млн. лет, в другой для того же отрезка времени нисходящие движения не отмечаются. Осадки этих последних разрезов накапливались в пределах глубоководных стабильных участков океанического ложа.

К первой группе относятся точки 303, 304, 197 и 307, в которых скважины дошли до базальтовых лав с пузырчатыми текстурами, свидетельствующими об излияниях на сравнительно небольшой глубине, не превышающей 1000 м. В эту же группу входят точки 195, 198 и 45. В первой из них в основании разреза было обнаружено сообщество донных фораминифер, позволяющее говорить о глубинах валанжинского бассейна между 1000 и 1500 м. Во второй, также по фораминиферам, размах послекампанских опусканий определяется в 2000 м. В третьей по мелководной нанофлоре предполагаются последовательные опускания неопределенной амплитуды.

Принимая во внимание текстуры базальтовых лав и их положение в разрезах 303, 304, 197 и 307, можно предположить, что неглубокий океан существовал в предготеривское или предваланжинское время. Валанжином же датируется относительно мелководная ассоциация фораминифер из точки 195.

Последовавшее затем опускание дна океана, по-видимому, было очень быстрым и характеризовалось значительными амплитудами. Во всяком случае, в четырех точках уже в валанжинском, а в точке 303 в готеривском веке ложе океана оказалось опущенным ниже уровня карбонатной компенсации. Фактов, которые свидетельствовали бы о постепенном погружении дна в течение многих десятков миллионов лет, не существует; амплитуда последующих нисходящих движений этих точек, продолжавшихся после быстрого достижения ими уровня карбонатной компенсации, составляет не более 1000—1300 м.

На это обстоятельство следует обратить особое внимание, поскольку существуют многочисленные расчеты, в соответствии с которыми отдельные точки океанического дна якобы испытывали постепенное погружение с амплитудой тем большей, чем дальше та или иная точка удалена от срединно-океанического поднятия. Для рассматриваемой акватории примером подобного рода расчета может служить работа И. Лансело и Р. Ларсона [32, Lancelot, Larson, 1975]. По мнению этих исследователей, в точке 303 в готеривском веке и в точке 304 в валанжинском существовали глубины порядка 2700 м. К концу барремского века, по мере «отплывания» плиты от Восточно-Тихоокеанского поднятия, обе точки оказались на глубине 3700 м. За последующие 100 млн. лет они погрузились еще на 2000 м, достигнув современного батиметрического уровня.

Сопоставление кривой И. Лансело и Р. Ларсона, составленной для точек 303 и 304, с графиками вертикальных движений тех же точек и точки 307, построенными с учетом конкретных данных об изменении их глубин в начале раннемеловой эпохи, и графиком, определяющим положение уровня карбонатной компенсации раннемелового бассейна северной части Тихого океана около отметки 4000 м [32, Forristall, 1973], показывает, что эти графики совершенно не похожи на плавную кривую И. Лансело и Р. Ларсона (рис. 11).

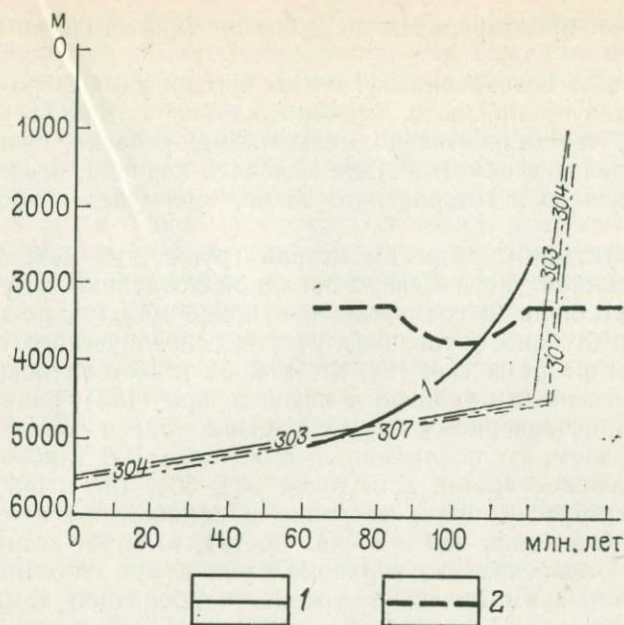


Рис. 11. Сопоставление теоретической и фактических кривых, характеризующих вертикальные движения точек 303, 304 и 307 в течение последних 150 млн. лет 1 — теоретическая кривая для точек 303, 304, по И. Ланселло и Р. Ларсону [32, Lancelot, Larson, 1975]; 2 — кривая, показывающая изменение глубины уровня карбонатной компенсации. Прочие линии — фактические кривые для точек 303, 304, 307

Автор данной монографии не утверждает, что расчеты Г. Форри-стелла и других исследователей, помещающих уровень карбонатной компенсации раннемелового Тихого океана на глубину около 4 км, точнее положенных в основу графика И. Ланселло и Р. Ларсона. Назначение рис. 11: показать, что использование иных определений палеоглубин уровня карбонатной компенсации, до настоящего времени появляющихся в литературе и не опровергнутых по-существу, позволяет построить графики движений дна океана, не имеющие ничего общего с плавными эмпирическими кривыми. На рис. 11 видно, что в основе расчетов, подобных тем, которые сделали И. Ланселло и Р. Ларсон, лежат умозрительные построения о формировании океанической литосферы в пределах срединных хребтов, последующем сползании новообразованной литосферы с этих хребтов, ее остывании и опускании. Базируясь на этих гипотетических представлениях и рассчитав среднюю скорость движения плиты, можно определить для любого отрезка времени ожидаемую глубину в заданной точке; более того, можно даже определить по положению точки на кривой возраст вскрытых в ней базальтов (что уже не раз и делалось), однако ценность такого рода подсчетов представляется весьма проблематичной. Этими расчетами невозможно ни подтвердить, ни проконтролировать гипотезу, положенную в их основу, поскольку искомый

результат уже предопределен исходными гипотетическими посылками.

Отвлекаясь от недоказанных гипотез и говоря о Северо-Западной котловине, следует признать, что имеющийся материал указывает только на то, что относительно мелководные условия, существовавшие в ее пределах в самом начале мелового периода, позже, в течение валанжинского и готеривского веков, сменились глубоководной обстановкой.

Если обратиться к разрезам второй группы, то можно обнаружить, что в южной части Северо-Западной котловины уже в самом начале раннего мела, а возможно, и в конце мальма, по-видимому, существовали глубоко опущенные участки океанического ложа. На это указывают разрезы скв. 194, 51, 196, 52 и 46 с глубоководными осадками, отнесенными условно к поздней юре (196), раннему мелу (194, 51), не расчлененному ближе мезозою (52) и эоцену (46).

Таким образом, не исключено, что в точке 196 глубокий океан возник в домеловое время. Для точек 303, 304, 197 и 307 крупные опускания датируются более уверенно валанжинским или готеривским веками. Очевидно, что и в скв. 46, 194, 51 и 52, которые были остановлены в альбских или верхнемеловых слоях, сложенных осадками, накапливавшимися ниже уровня карбонатной компенсации, крупные опускания и формирование глубокого океана произошли не позже первой половины раннемеловой эпохи. Нисходящие движения меньшей амплитуды в точках 195, 198 и 45, по-видимому, начались либо в раннемеловую эпоху (195), либо в позднем мелу (198), либо в палеогене (45).

Следовательно, южная часть Северо-Западной котловины является одной из наиболее древних глубоководных зон северной части Тихого океана.

2. Вывод об относительной древности южной части Северо-Западной глубоководной котловины — единственный следующий из присутствия здесь глубоководных осадков, датируемых условно поздней юрой и уверенно ранним мелом. Все другие построения, якобы базирующиеся на этом факте, в частности, многочисленные схемы, показывающие последовательность формирования литосферы в пределах Тихого океана в процессе ее зарождения на Восточно-Тихоокеанском поднятии и отодвигания от него [27, Hayes, Pitman, 1970; 32, Heezen, Fisher, 1971; 32, Heezen, Fornari, 1975; 39, Molnar, Atwater, 1978 и др.], схемы, на которых в южной части Северо-Западной котловины выделяется зона развития наиболее древней, позднеюрской, литосферы, в действительности никакого отношения к этому факту не имеют. Это заключение следует из того, что присутствие в южной части Северо-Западной котловины глубоководных осадков того или иного возраста не дает никаких указаний на механизм образования глубокого океана. Он мог возникнуть и в результате отплавания и погружения литосферной плиты, и — с не меньшей вероятностью — вследствие некомпенсированного опускания фиксированной литосферы.

На это, казалось бы, можно возразить, что позднеюрская литосфера рассматриваемой акватории закономерно входит в ряд омо-

лаживающихся при движении с запада на восток литосферных зон и что именно эта последовательность, подтверждаемая возрастом магнитных аномалий, служит основанием для обособления области развития наиболее древней литосферы в границах Тихого океана.

Однако и это объяснение нельзя признать удовлетворительным. Дело в том что позднеюрский возраст магматического фундамента на юге Северо-Западной котловины не столько доказан, сколько прокламирован. Ни в одной из четырех скважин, достигших здесь базальтов, абсолютный возраст последних не был определен, и их датировка основана на фауне из перекрывающих слоев. Между тем, эта фауна не дает возможности точно датировать вмещающие породы. В частности, позднеюрский возраст осадков, вскрытых в единственной точке 196, очень проблематичен. Кроме того, валанжинготеривские отложения, залегающие на базальтах в точках 303, 304, 197 и 307, ни в коей мере не исключают раннемелового возраста лав.

Сказанное в полной мере относится и к зонам, в пределах которых на схеме, составленной Д. Хейсом и У. Питмэном [27, Hayes, Pitman, 1970], показана ранне- и позднемеловая, на схеме Б. Хизена и А. Фишера [32, Heezen, Fisher, 1971] — ранне-, средне- и позднемеловая, а на схеме Б. Хизена и Д. Форнари [32, Heezen, Fornari, 1975] — ранне- и позднемеловая литосфера. Для этих обширных акваторий к моменту составления перечисленных схем отсутствовали определения абсолютного возраста базальтов, а появившиеся позднее данные об их положении в разрезах (для точек 192, 430, 432, 433) не соответствуют указанным схемам. Этим и объясняется появление новых построений, в том числе схемы, предложенной П. Молнером и Т. Этутер [39, Molnar, Atwater, 1978], на которой ранне- и позднемеловая литосфера предшествующих схем показана позднемеловой — палеогеновой, а юрская — раннемеловой.

Ссылка на обусловленность датировок пород магматического фундамента магнитными аномалиями не выдерживает проверки. На практике не возраст базальтов устанавливается на основании возраста магнитных аномалий, а последние датируются либо по абсолютному возрасту базальтов (в конкретном случае Северо-Западной котловины таких определений нет), либо по возрасту залегающих на них осадков. Именно следствием этой методики является то, что новые сведения о возрасте базальтов или осадочных пород, когда они явно не соответствуют градуировке магнитных аномалий, вызывают пересмотр сложившейся ранее нумерации аномалий, а следовательно, и пересмотр их возраста.

Эти изменения нельзя считать уточнением первоначальных относительно простых схем. Уточнение это кажущееся, так как методика интерпретации фактического материала, используемая при составлении таких схем, до сих пор остается неизменной. В основу ее положена сама по себе требующая доказательства спредингвая модель, которая признается окончательно обоснованной, фактические данные осредняются до степени, удовлетворяющей эту модель, а одни и те же факты принимаются то в качестве исходных, то конечных.

3. Заключение, что на юге Северо-Западной котловины глубоко-водные условия возникли не позже раннемеловой эпохи, на первый взгляд, противоречит распространению в разрезах меловых пород точек 194, 196, 197, 198 и 51 обильного терригенного материала. В разрезах скв. 194 и 197 его так много, что он становится породообразующим, слагая пачки и прослои песчанистых алевролитов, алевролитов и алевроитовых глин.

Этот феномен, возможно, свидетельствует о существовании в меловом периоде на юге Северо-Западной котловины многочисленных островов, испытавших к концу мела размыв и опускание ниже уровня океана. В пользу этого говорит относительно большая скорость накопления меловых отложений в пределах рассматриваемой акватории, достигавшая 3—5 м/млн. лет, и замедление скорости седиментации в кайнозой до 1—2 м/млн. лет.

4. Косвенное подтверждение сказанного может быть найдено при изучении минерального состава вулканокластического материала, присутствующего в позднемезозойских и кайнозойских отложениях Северо-Западной котловины.

В исследованных разрезах повсеместно отмечается два стратиграфических уровня, характеризующихся повышенным содержанием пирокластического материала. Один из них соответствует верхнему мелу, второй — верхнему миоцену — четвертичной системе [32: Moberly, Keene, 1975; Matti et al., 1973].

По Р. Моберли, Дж. Кину и Э. Джонсу [32: Moberly, Keene, 1975; Jones, 1973], в меловых осадках резко преобладают обломки вулканических стекол основного состава, а средние и кислые стекла встречаются крайне редко. В отличие от этого в миоцен-четвертичных отложениях подавляющая часть вулканокластического материала имеет средний и кислый состав.

Можно допустить, не боясь ошибиться, что источниками этого пирокластического материала мог быть вулканизм, либо развивавшийся в пределах рассматриваемой акватории и по ее восточному обранию, либо проявлявшийся в границах нынешних Японских островов.

Учитывая, что позднемеловой вулканизм Японии представлен почти исключительно породами кислого и среднего состава, источник базальтовых стекол, преобладающих в позднемеловых отложениях Северо-Западной котловины, следует искать в ее же пределах. Заметное уменьшение содержания вулканокластического материала в послемеловых осадках, по-видимому, связано с ослаблением эффузивной деятельности в границах котловины, начиная с конца поздне-меловой эпохи. Это ослабление вулканизма, возможно, явилось одной из причин, ускоривших разрушение островов, располагавшихся в меловое время в Северо-Западной котловине, разрушение, о котором говорилось ранее, в п. 3.

Интенсивная вулканическая деятельность, завершившаяся в котловине не позже конца мелового периода, в дальнейшем в ее пределах в сколько-нибудь заметных масштабах не возобновлялась. Пирокластический материал кислого и среднего состава из верхнемиоцен-четвертичных осадков имеет своим источником вулканы Японии, где

в течение последних 10 млн. лет происходили мощные извержения дацитов и андезитов.

Глубоководные котловины экваториальной зоны Тихого океана. В экваториальной части океана бурение проводилось во время 6, 7, 17, 20, 30, 34, 54, 60, 61, 69 и 70-го рейсов «Гломар Челленджер», в течение которых было пробурено 27 скважин. Краткие сведения о них приведены в табл. 6. Положение точек глубоководного бурения показано на рис. 1, 5 и 7.

В юго-западной части *Восточно-Марианской котловины* (см. рис. 5 и 7) скв. 59 на глубине 136—132 м достигнуты цеолитовые глины, содержащие окатыши глины и прослойки песков. Эти слои содержат смешанную раннепалеоцен-олигоценовую фауну. В интервале 132—107 м лежат позднеолигоцен-раннемиоценовые пеплы и глины, сменяющиеся кверху илами и глинами. Между 107 и 87 м установлены раннемиоценовые глины, а на глубине 61—51 м — диатомиты и глины четвертичного возраста [32, Heezen et al., 1971].

В расположенной северо-западнее скв. 61 был вскрыт стекловатый базальт с пузырчатой текстурой. На нем залегают алевролиты с подчиненными прослоями кремней и вулканических пеплов, отнесенные к кампан-сантону. Мощность этих осадков равна 20 м. Выше 70 м (по забою) отбор керна не проводился [32, Winterer et al., 1971].

В центральной части Восточно-Марианской котловины, в скв. 199, в основании разреза залегают литифицированные цеолитовые туфы (456—447 м), подстилающие кампан-раннемаастрихтские мел и туфы (447—437 м). Над ними вскрыта 152-метровая пачка переслаивающихся известняков, алевритовых известняков, туфов и кремней с обильной нанофлорой и фораминиферами позднего маастрихта — позднего палеоцена. На глубине 209—57 м пройдены пески, алевролиты, галечные алевритовые туффиты, глины, галечные глины, алевритовые глины и радиоляриевые илы. Эти отложения содержат остатки средне-позднемиоценовых фораминифер и многочисленных переоотложенных организмов раннеэоцен-раннемиоценового возраста [32, Heezen et al., 1973].

Суда по разрезам, вскрытым в Восточно-Марианской котловине, на северо-западе этой акватории глубоководные условия существовали уже в поздне меловую эпоху. В отличие от этого на юго-западе и в центре котловины вплоть до конца олигоцена (точка 59) и позднего миоцена (точка 199), по-видимому, располагались области размыва, поставлявшие в прилегающие акватории терригенный материал и переоотложенные остатки фауны и флоры. В отдельных точках глубина океана в савтоне или в предсантонское время, вероятно, была значительно меньше современной. Так, наличие в точке 61 пузырчатых базальтов указывает на глубины порядка 600—1000 м, что дает амплитуду послесантонского опускания от 4500 до 5000 м.

Скв. 63, забуренная в Восточно-Каролинской котловине (см. рис. 7), остановлена в базальтах (566—560 м). Над ними залегают нановые мергели, сменяющиеся вверх по разрезу нановым мелом. Эти слои, отнесенные к олигоцену, имеют мощность 210 м. В интервале 240—27 м вскрыты миоценовые нановые илы и мел. Они сме-

Точки глубоководного бурения в котловинах экваториальной части Тихого океана

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
		дна	забой	
<i>Восточно-Марианская котловина</i>				
199	13°31' с. ш., 156°10' в. д.	6090	565,0	Кампан
59	11 47 " " 147 35 " "	5554	143,0	Палеоцен (?)
61	12 06 " " 147 04 " "	5562	92,0	Кампан-сантон
<i>Восточно-Каролинская котловина</i>				
63	00°50' с. ш., 147°53' в. д.	4472	566,0	Средний олигоцен
<i>Котловина Науру (Меланезийская)</i>				
462	07°14' с. ш., 165°02' в. д.	5189	617,5	Готерив Апт
462A	07 14 " " 165 02 " "	5186	629,0	
288A	05°58' ю. ш., 161°49' в. д.	3030	988,5	
<i>Центральная котловина</i>				
168	10°42' с. ш., 173°36' з. д.	5406	85,0	Средний эоцен
169	10 40 " " 173 33 " "	5391	246,0	Альб
170	11 48 " " 177 37 " "	5774	196,0	Поздний альб
65	04 21 с. ш. 176 59 в. д.	6130	187,0	Средний эоцен
166	03 46 с. ш. 175 00 з. д.	4950	310,0	Готерив (?)
66	02 24 " " 166 07 " "	5293	193,0	Олигоцен
<i>Перуанская котловина</i>				
319A	13°01' ю. ш., 101°31' з. д.	4296	157,0	Ранний миоцен
320	09 00 " " 83 31 " "	4487	183,5	Поздний олигоцен
321	12 01 " " 81 54 " "	4827	134,5	Поздний эоцен
<i>Панамская котловина</i>				
84	05°45' с. ш., 82°53' з. д.	3096	254,0	Поздний миоцен
424	00 36 " " 86 08 " "	2703	46,5	Плейстоцен
425	01 24 " " 86 04 " "	2872	110,0	Плиоцен ? (плейстоцен)
501	01 14 " " 83 44 " "	3467	337,0	Поздний миоцен
504	01 13 " " 83 43 " "	3470	≈ 490,0	То же
505	01 55 " " 83 47 " "	3538	242,5	Ранний плиоцен
506	00 37 " " 86 05 " "	2743	32,0	Плейстоцен
507	00 34 " " 86 05 " "	2701	≈ 40,0	То же
508	00 32 " " 86 06 " "	2794	35,0	" "
509	00 35 " " 86 07 " "	2702	35,0	" "
510	01 37 " " 86 24 " "	2798	133,0	Плейстоцен — поздний плиоцен

наются горизонтом нановых мергельных илов плиоценового возраста (27—18 м). Разрез венчается 18-метровой пачкой четвертичных пелагических глин [32, Winterer et al., 1971]. Начиная с олигоцена вблизи точки 63, по-видимому, существовали глубины, близкие к современным.

Из трех скважин (462, 462А, 288А), пробуренных в котловине Науру (см. рис. 7, 22), особый интерес представляет разрез 462 и наращивающий его до глубины 1068,5 м разрез 462А [45, Larson et al., 1978; 32, Larson et al., 1981].

В интервале 1068,5—558,5 м в скв. 462А залегает толща перемежающихся базальтовых силлов и пиллоу-лав, разделенных прослоями пирокластических и осадочных пород. Этот комплекс соответствует стратиграфическому интервалу от готерива до альба.

Низы серии, находящиеся между 1068 и 930 м, образованы силлами диабазов, между которыми лежат прослои туфогенных песков с редкой галькой базальтов и алевролитов. В песках отмечена косая и параллельная слоистость. На глубине около 1000 м встречены конгломераты с галькой преимущественно базальтового состава. Конгломерат подстилается однородными песчанистыми косо- и параллельнослоистыми алевролитами. В этих отложениях найдены агглютинированные фораминиферы. Их сообщество указывает на то, что готеривские слои накапливались в пределах батиали.

Диабазы из низов готерив-аптской толщи по своему химизму во многом близки базальтам срединно-океанических хребтов, в то же время отличаясь от них содержанием Al_2O_3 и FeO. По отношениям K—Ti, M—Fe, Mg—Ca, K—Ca и другим эти породы напоминают толеиты абиссальных зон.

Срединные 200 м готерив-альбской магматогенно-осадочной серии (930—730 м) сложены чередующимися силлами базальтов и подушечными лавами. Прослоев осадочных пород в этом интервале нет. Абсолютный возраст базальта, поднятого с глубины 739 м, по изотопам аргона равен 110 ± 3 млн. лет [32, Ozima et al., 1981].

Верхи серии (730—558,5 м) образованы силлами и пиллоу-лавами базальтов, разделенными гиалокластическими осадками — аргиллитами и алевролитами, вулканокластическая фракция которых по химическому составу сходна с магматитами, подстилающими и перекрывающими осадочные породы.

Магматогенно-осадочный комплекс вверх по разрезу сменяется аргиллитами и мергелями, датированными поздним альбом — сеноманом (558,5—549,5 м) и коньяк-сантоном (549,5—540,5 м). Они перекрыты пачкой аргиллитов и вулканокластических песчаников неустановленного возраста (540,5—522,5 м). Между 522,5 и 437,5 м лежат раннекампан-маастрихтские известняки, глины, мергели, аргиллиты с прослоями вулканических брекчий, пеплов, конгломератов, песчанистых известняков, вулканомиктовых песков и песчаников. Выше (437,5—314 м) вскрыты среднемаастрихт-раннеэоценовые и эоценовые слои, в сложении которых участвуют известняки и мел с прослоями биогенных илов и кремней. Верхние 314 м разреза сложены преимущественно биогенными илами (радиоляриевыми, нановыми, фораминиферово-нановыми), которым подчинены глины, алев-

риты и фораминиферовые пески. Эти осадки образуют непрерывную стратиграфическую последовательность в интервале от верхнего эоцена до четвертичной системы.

Кроме батинальных форм в ряде горизонтов разреза скв. 462—462А обнаружена мелководная фауна, обитавшая в пределах литорали. Эти находки приурочены к верхнему кампану, маастрихту и низам олигоцена. В отложениях позднего кампана встречены хорошо сохранившиеся раковины крупных фораминифер, моллюсков, панцири ежей и обломки рудистов. В вулканокластических породах маастрихта найдены остатки крупных многокамерных корненожек: *Pseudoorbitoides*, *Vaughnina*, *Asterorbus*, причем эти формы оказались приурочены к горизонту, в сложении которого участвуют косо-слоистые туфогенные пески. Наконец, на глубине около 210 м в раннеолигоценовых осадках встречены многочисленные абрадированные обломки раковин крупных фораминифер, моллюсков, панцирей ежей, обломки мшанок. Среди крупных фораминифер определены представители родов *Nummulites* и *Orbitoides*. Это сообщество палеоэоценового возраста могло существовать только в пределах мелководной банки. С ним ассоциированы обломки кампан-маастрихтских кораллов.

По мнению Р. Ларсона, С. Шлангера, Р. Моберли, Х. Дженкинса и других исследователей [45, Larson et al., 1978; 32: Larson et al., 1981; Jenkyns, Schlinger, 1981; Moberly, Jenkyns, 1981], мелководная фауна, обнаруженная в кампан-олигоценовых слоях, является целиком переотложенной и принесенной в точку 462 с Маршалловых островов. Правда, эти ученые допускают, что в конце мезозоя—начале кайнозоя острова занимали акваторию, значительно большую современной, и располагались вблизи точки 462.

С этим можно согласиться лишь отчасти. Хорошая сохранность фауны в отложениях кампана и раннего—среднего маастрихта, ее изохронность, устанавливаемая по полному отсутствию в ее составе относительно древних форм, а также ее приуроченность к горизонтам, содержащим прослойки косо-слоистых вулканокластических пород, — все это исключает переотложение. Говоря о литоральной фауне, собранной из отложений кампана и маастрихта, следует признать более вероятным ее автохтонность и тем самым существование на месте точки 462 в поздне меловую эпоху мелководной зоны, возможно, входившей в состав поздне меловых Маршалловых островов. Это заключение согласуется с данными И. Премоли Сильвы и К. Бруса [32, Premoli Silva, Brusa, 1981], отметившими что кампанские отложения точки 462 с орбитоидами, нуммулитами, багряными водорослями, обломками кораллов и мшанок не могут быть безоговорочно квалифицированы как аллохтонные.

В отличие от фауны, найденной в отложениях кампанского и маастрихтского ярусов, мелководная ассоциация, приуроченная к низам олигоцена, несет ясные признаки переотложения. Важнейшие из них — корродированность органических остатков и сонахождение обломков поздне меловых кораллов и палеоэоценовых нуммулитов, орбитондов, моллюсков, ежей и мшанок.

Учитывая данные И. Премоли Сильвы, Р. Моберли, Х. Дженкинса, Х. Тиерстейна и др. [32: Premoli Silva, 1981; Jenkyns, Schlan-ger, 1981; Moberly, Jenkyns, 1981; Thierstein, Manivit, 1981; Schlan-ger, Premoli Silva, 1981], можно наметить последовательность изме-нения палеоглубин в точке 462.

В середине неокома на севере современной котловины Науру, по-видимому, существовал бассейн с глубинами порядка 500—1000 м. В готеривском и барремском веках его дно постепенно погружалось, и не исключено, что к началу аптского века оно располагалось на глубине около 4000 м. В апте нисходящие движения сменились восходящими, и в изменившейся обстановке началось накопление осадков, обогащенных растительными остатками. В конце кампана, возможно, в результате усиления вулканизма и восходящих движений в пределах современных Маршалловых островов океаническое дно северной части современной котловины Науру было причленено к островной платформе. После этого мелководная обстановка сохранялась здесь по меньшей мере до конца среднемастрихтского времени.

Последовавшее затем опускание океанического ложа, вероятно, продолжалось без заметных перерывов до четвертичного периода. Однако вплоть до начала олигоцена район точки 462 скорее всего располагался неподалеку от Маршалловых островов, на расстоянии, заметно меньшем нынешнего. Быстрое погружение островов в олигоцене, сопровождавшееся их размывом, обусловило появление в олигоценовых отложениях точки 462 переотложенной фауны. Последующие нисходящие движения как в пределах Маршалловых островов, так и в котловине Науру, в конечном счете привели к формированию современной морфоструктуры этой акватории. Суммарная амплитуда послесреднемастрихтских движений в точке 462 достигает 5500—5600 м, из которых около 400 м было компенсировано осадками.

Скв. 288А пробурена на юго-западе котловины Науру (см. рис. 22). На глубине 932 м в ней вскрыты апт-альбские отложения, представленные известняками, глауконит-цеолитовыми песчанистыми алевролитами, биогенными илами, глауконит-полевошпатовыми и глауконитовыми известняками со значительной примесью обломков вулканических стекол. В низах этой свиты, мощность которой равна 56 м (988—932 м), обнаружены обломки раковин иноцерам. Выше (922—884 м) залегают известняки и кремни сеноманского яруса, перекрытые глауконитсодержащей серией туронского возраста (884—818 м). В ее сложении участвуют глауконит-цеолитовые алевролиты, глауконитовые алевролиты, глауконитовые известняки и нановые известняки. В отдельных горизонтах серии содержание глауконита повышается до 57 % от общей массы породы. Отложения коньякского, сантонского и кампанского ярусов вскрыты в интервале 818—647 м. Они представлены песчанистыми алевролитами, алевролитами, глинами, известняками, кремнями и мелом. Выше с перерывом лежат нижне-, среднемастрихтские илы, глины, кремни и ракушняки (647—560 м).

Вверх по разрезу терригенно-карбонатная серия сменяется пачкой мела (560—457 м), в котором выделены нижнепалеоценовые,

верхнепалеоценовые и нижнеолигоценые слои. Все они разделены перерывами. Верхний олигоцен сложен чередующимися глинами, кремнями, нановыми илами, брекчированными известняками и мелом (428—267 м). В интервале 238—86 м залегают илы и мел, датированные миоценом, между 76—12 м — пепловые илы плиоценового возраста и в верхах (12—0 м) фораминиферово-нановые илы и мел плейстоцена [32, Andrews et al., 1975].

Присутствие в основании разреза 288А апт-туронских глауконит-содержащих пород и находки остатков иноцерамов указывают на то, что в районе точки 288 до конца туронского века существовали мелководные условия. Последующее опускание океанического ложа имело суммарную амплитуду около 3900 м, из которых 800 м было компенсировано осадками. Присутствие в разрезе нижнего олигоцена прослоев ракушняка свидетельствует о том, что вплоть до конца палеогена точка 288 лежала неподалеку от области размыва.

В заключение отметим, что скв. 288А отнесена к числу расположенных в бассейне Науру несколько условно. По положению в зоне перехода от глубоководной котловины к валу Капингамаранги она в равной мере может считаться относящейся к последнему.

В северной части *Центральной котловины* пробурены скв. 168—170 (см. рис. 1, 7 и 9).

В первой из них в интервале 75—29 м вскрыты коричневые радиоляриевые глины и илы, датированные эоценом [32, Winterer et al., 1973]. Судя по ним, глубина эоценового бассейна около этой точки была близка к современной.

В точке 169 в основании разреза (238—230 м) лежат трещиноватые пиллоу-лавы с многочисленными жилами кальцита. Лавы перекрыты пачкой чередующихся аргиллитов, кремней, мела и алевролитов, отнесенных к позднему альбу—турону (225—192 м). Эти породы подстилают силл долерита мощностью 20 м. Абсолютный возраст этого долерита, определенный по К/Аг, равен 58 ± 2 млн. лет. Между 172—95 м пройдены осадки позднего мела. В основании этой серии лежат аргиллиты, возраст которых не определен ближе поздне-мелового. Они сменяются кампан-позднемаастрихтскими глинами и кремнями. Из верхних 95 м отбор керна не проводился [32, Winterer et al., 1973; 32, Bass et al., 1973].

Сохранение в точке 169 лав, возраст которых по положению в разрезе не может быть моложе предпозднеальбского (в абсолютном времени порядка 100—105 млн. лет), и значительно более молодых, среднепалеоценовых долеритов — факт, заслуживающий особого внимания.

Главное в данном случае даже не в том, что лавы и долериты заметно различаются химическим составом, причем первые близки к базальтам срединных хребтов, а вторые по содержанию щелочей сходны с базальтами океанических островов [32, Bass et al., 1973], что свидетельствует о различных источниках магм, сформировавших пиллоу-лавы и силл. С позиций срединной модели несравненно большие трудности возникают в связи с интерпретацией крупного, порядка 40—45 млн. лет, разрыва между возрастом лав и диабазов. Этот временной разрыв, в течение которого, согласно представле-

ниям сторонников тектоники плит, постепенно остывающая литосфера должна была пройти примерно половину расстояния между Восточно-Тихоокеанским поднятием и точкой 169, не может быть объяснен с позиции гипотезы «горячих точек».

По данным Э. Уинтерера [32, Winterer, 1973], многочисленные жилы кальцита, пронизывающие лавы, указывают на глубину среднемелового океана в точке 169 около 3500 м. Отсюда амплитуда послеальбского опускания океанического дна должна приближаться к 2000 м. Э. Уинтерер и его коллеги объясняют эти погружения остыванием литосферной плиты по мере удаления от ее Восточно-Тихоокеанского поднятия.

В скв. 170, расположенной западнее скв. 168 и 169, на глубине 196—192 м вскрыты толеитовые базальты, по-видимому, слагающие лавовый поток. Лавы перекрыты 63-метровой пачкой альб-среднекампанских отложений — алевролитами с прослоями витрокластических туфов, известняков, аргиллитов и мела. В этих осадках рассеяны обломки кремней и пузырчатых базальтов. Выше, между 129 и 15 м, пройдена свита, сложенная преимущественно карбонатными породами (мелом и известняками), которым подчинены глины и алевролиты. Эта серия датирована ранним (средним) кампаном—маастрихтом.

Верхнемеловые отложения вверх по разрезу сменяются залегающими с несогласием олигоценовыми глинами (15—1 м), над которыми лежат маломощные четвертичные цеолитовые глины [32, Winterer et al., 1973].

Преимущественно карбонатный состав осадков кампанского яруса, по мнению Э. Уинтерера [32, Winterer, 1973], свидетельствует либо о значительной глубине уровня карбонатной компенсации в конце позднемеловой эпохи, либо о палеоглубинах кампанского бассейна, меньших современных на 1800—2000 м (3800—4000 м против нынешних 5800 м). В любом случае, по Э. Уинтереру, накопление происходило выше уровня карбонатной компенсации.

В южной части Центральной котловины скв. 65 и 66 остановлены соответственно в среднеэоценовых и олигоценовых отложениях, и только скв. 166 достигнуты нижнемеловые слои.

Эоценовые турбидиты, вскрытые в разрезе точки 65, судя по фораминиферам, по-видимому, накапливались на глубинах, больших уровня карбонатной компенсации. Не исключено, что в этой точке в течение последних 45 млн. лет глубина океана была близка к современной [32, Winterer et al., 1971]. Сходная обстановка, по-видимому, существовала с олигоцена и в точке 66.

Скв. 166 остановлена в пиллоу-лавах (310—307 м), над которыми лежат переслаивающиеся порцелланиты и нановые цеолитовые мергелистые илы, отнесенные к позднему готериву—позднему альбу. Мощность этой свиты равна 28 м. Между 279 и 211 м залегают отложения позднего альба—сеномана, представленные внизу туфогенными алевролитами и песчаниками, сменяющимися вверх пепловыми илами и глинами. Разрез альб-сеномана венчается цеолитовыми илами с обломками кремней. На сеноманские слои налегают с крупным перерывом средне-позднеэоценовые порцелланиты и пелагические

глины (211—159 м). Над ними лежат радиоляриевые илы олигоцена (159—103 м), миоцена (103—8 м) и плиоцена [32, Winterer et al., 1973].

В начале позднемиоценовой эпохи глубина океана около точки 166 была близка к 3200 м [32, Winterer, 1973], что дает амплитуду послесеноманских нисходящих движений ложа океана примерно 2000 м, из которых 200 м были компенсированы осадками.

Последняя точка в границах Центральной котловины — 66 — лежит несколько западнее островов Лайн. В ней, в призабойной части скважины, между 193 и 185 м вскрыт поток базальтовой лавы с пузырчатой текстурой [32, Moberly, Heath, 1971]. В кровле базальтов обнаружены вулканокластические пески, пелагические глины с тонкими прослоями кремней и радиоляриевые илы. Установленная мощность этих отложений, датированных олигоценом, равна 65 м. Выше, в интервале 120—85 м, отбор керн не проводился; последние 85 м разреза представлены диатомово-радиоляриевыми илами миоценового, плиоценового и четвертичного возраста [32, Winterer et al., 1971].

Основываясь на присутствии в низах разреза 66 пузырчатых лав, можно предположить, что глубина предолигоценового бассейна в этой точке не превышала 1000 м. В то же время, по заключению Э. Уинтерера и его коллег, накопление олигоценовых осадков в точке 66 происходило ниже уровня карбонатной компенсации. Отсюда, учитывая оценки палеоглубин уровня карбонатной компенсации Дж. Склейтера, У. Бергера, Т. ван Андела, Г. Форристалла и др. [35, Sclater et al., 1971; 27: Berger, 1973; van Andel et al., 1975; 32, Forristall, 1973], глубина олигоценового бассейна может быть определена в пределах 3200—4000 м. Первая величина близка к предложенной Г. У. Менардом [13] для экваториальной зоны Тихого океана. Более раннюю оценку, данную Хисом [27, Heath, 1969], в соответствии с которой глубина уровня карбонатной компенсации в олигоцене достигала 5000 м, сейчас, по-видимому, можно признать завышенной. Таким образом, если излияние предолигоценовых базальтов точки 66 происходило в океане с глубинами, не большими 1000 м, то уже в олигоцене ложе океана опустилось на 2200 м, до глубины 3200 м. Общий размах нисходящих движений в точке 66, по-видимому, близок к 4000 м.

Из трех скважин, пробуренных в *Перуанской котловине*, одна (319) расположена в ее северо-западной части, в бассейне Бауэр, и две (320, 321) — на северо-востоке, вблизи Перуанского желоба (см. рис. 1).

В точке 319 в забое скважины, между 116 и 110 м, залегают базальты, которые перекрыты ранне-среднемиоценовыми железненными илами мощностью около 82 м. Выше обнаружены среднемиоцен-плиоценовые и плиоцен-четвертичные глины и нановые илы [32, Yeats et al., 1976].

Массивная базальтовая лава из низов разреза скв. 319 по своему химическому составу близка к океанитам [32, Kempe, 1976]. Определение ее абсолютного возраста, проведенное различными исследователями по К/Аг, дало изохроны, изменяющиеся от $7,1 \pm 2,2$ млн.

лет [32, Siedemann, 1976] до 32,5—47,4 млн. лет [32, Lanphere, Dalgryple, 1976]. Однако основная масса определений по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ попадает в более узкий временной диапазон между 10 ± 8 и 24 ± 4 млн. лет [32, Reynolds, 1976]. В этом интервале наиболее вероятны изохроны по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $15,2 \pm 3,6$ млн. лет [32, Hogan, Dymond, 1976] и по урану $17,8 \pm 3$ млн. лет [32, Mitchell, Aumento, 1976]. Эти датировки не выходят за хроностратиграфические границы раннего миоцена, что согласуется с положением магматических пород в разрезе.

В точке 319, начиная с раннемиоценового времени, по-видимому, существовали абиссальные глубины, близкие к современным. На это, в частности, указывает видовой состав остракод, собранных из раннемиоценовых осадков [32, Wall, Quilty, 1976].

Скв. 320 дошла до нескольких маломощных лавовых потоков океанических базальтов [32: Kempe, 1976; Unruh, Tatsumoto, 1976]. Вскрытая мощность базальтов достигает 28 м; возраст, определенный по урану, равен $25 \pm 3,5$ млн. лет [32, Mitchell, Aumento, 1976].

В кровле базальтов лежат нановые илы, датированные олигоценом. Их неполная мощность равна 82 м. Верхние 15 м разреза сложены четвертичными алевритовыми глинами [32, Yeats et al., 1976].

Из олигоценых и нижнемиоценовых отложений разреза точки 320 были собраны обильные бентосные фораминиферы. В этом сообществе присутствуют многочисленные представители родов *Cassidulina*, *Epistominella*, *Bulimina*, *Pullenia*, обитавшие на глубинах от 2500 до 4000 м, и почти нет таких характерных для абиссальных глубин форм, как *Nuttallides* [32, Resig, 1976]. Основываясь на данных И. Ресиг, а также на ее заключении о накоплении олигоценых осадков из скв. 320 выше уровня карбонатной компенсации, можно принять глубину позднепалеогенового бассейна не превышающей 3200—3300 м, поскольку именно этой глубине в конце палеогена соответствовал уровень карбонатной компенсации [27, van, Andel et al., 1975]. Отсюда амплитуда послеолигоценного погружения ложа океана вблизи точки 320 определяется в 1300—1400 м.

В скв. 321 на глубине 124 м вскрыты пузырьчатые базальтовые лавы. По химическому составу — это океанические толеиты [32: Kempe, 1976; Unruh, Tatsumoto, 1976]. Их абсолютный возраст, определенный К-Аг методом, равен 39,9—43,6 млн. лет [32, Hogan, Dymond, 1976]. Выше вскрыты нановые и цеолитовые илы верхнего эоцена — нижнего миоцена мощностью 66 м. В интервале 58—34 м лежат глины и вулканические пеплы, отнесенные к миоцену, а на них — плиоцен-четвертичные детритовые глины [32, Yeats et al., 1972].

Присутствие в разрезе 321 пузырьчатых базальтовых лав указывает на то, что глубина допозднеэоценового океана в этом районе не превышала 1000 м. После излияния базальтов, в конце эоценовой эпохи, океаническое дно около точки 321 опустилось на глубину не менее 2500 м [32, Resig, 1976]. Нисходящие движения дна заметно усилились во второй половине олигодена. На это указывает изменение видового и родового состава бентосных фораминифер, собранных в позднепалеогеновых отложениях разреза точки 321. Общий размах опусканий в ней, начиная с допозднеэоценового времени, составляет около 4000 м.

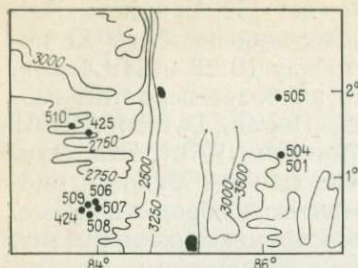


Рис. 12. Точки глубоководного бурения в пределах полигона (IV, см. рис. 1), расположенного в Панамской котловине. Изобаты в метрах

Скв. 84, забуренная в *Панамской котловине* (см. рис. 1), остановлена в базальтах, над которыми между 253 и 192 м лежит пачка пестроцветного мела с прослоями глин. Породы, датированные поздним миоценом, обогащены пирокластическим материалом. Они перекрыты плиоценовыми илами и мелом (192—82 м). Разрез венчается плейстоценовыми вулканокластическими биогенными илами [32, Hays et al., 1972].

По нанофлоре глубина Панамского бассейна рядом с точкой 84 с позднемиоценового времени была близка к современной [32, Burky, 1972]. Однако, по заключению Д. Дженкинса и У. Орра [32,

Jenkins, Ogg, 1972], основанному на изучении фораминифер из миоценовых отложений, глубина позднемиоценового океана была меньше 3000 м, что дает амплитуду последующих опусканий порядка первых сотен метров.

К востоку от Галапагосских островов, в пределах одноименной акватории (см. рис. 1, акватория IV, рис. 12) в верхах разреза, вскрытого скв. 424, лежит 20-метровая пачка гидротермально измененных (?) пород (нонтронитов). Они подстилаются фораминиферово-нановыми илами плейстоценового возраста. Ниже, между 38 и 46,5 м, обнаружены пузырчатые базальты. В расположенной рядом скв. 425 мощность биогенных (преимущественно фораминиферово-нановых) илов, датированных плейстоценом, возрастает до 81,5 м. Под ними лежат пузырчатые и ноздреватые базальтовые лавы. Их вскрытая мощность близка к 30 м [31, Hekinian et al., 1978; 32, Hekinian et al., 1980]. Пузырчатые базальты, достигнутые обеими скважинами, указывают на то, что в эпоху их излияния глубина океана вблизи точек 424, 425 не превышала 600—1000 м. Исходя из этого размах плейстоценовых нисходящих движений для этих точек дна может быть определен в интервале 1800—2000 м.

Во время 69 и 70-го рейсов «Гломар Челленджер» вблизи точки 424 были пройдены скв. 506—509 и расположенные к востоку от них скв. 501, 504, 505. Неподалеку от точки 425 была забурена скв. 510 (см. рис. 1, акватория IV; рис. 12).

Сравнительно неглубокими скв. 506—509 вскрыты фораминиферово-нановые и нановые илы, реже диатомовые илы и пелагические глины плейстоценового возраста. Мощность этих осадков изменяется от 20 м (506В) до 32—40 м (506D, 508, 509, 507). Во всех разрезах осадки подстилаются либо массивными порфиритами, либо пузырчатыми, иногда брекчированными пиллоу-лавами [33: Cann, Langseth, 1980; Nonnorez, von Herzen, 1980; von Herzen, Nonnorez, 1980].

В скв. 510 пройдено 90 м фораминиферово-диатомово-нановых илов, отнесенных к плейстоцену. Ниже лежат позднеплиоценовые биогенные илы. Между 113—115 м они сменяются базальтовой брекчией, лежащей на сильно измененные пузырчатые лавы, просле-

женные до глубины 133 м [33: Nonnorez, von Herzen, 1980; von Herzen, Nonnorez, 1980].

В точках 501, 504 и 505 расположены более глубокие скважины. В двух первых вскрыты около 70 м пестроцветных кремнистых нановых илов, датированных плейстоценом, лежащая под ними 145-метровая пачка нановых илов, сменяющихся вниз мелом (плиоцен) и 50—60-метровый горизонт, в сложении которого участвуют мел, известняки и кремни с фауной и флорой позднего миоцена.

В точке 501 верхнемиоценовые слои на глубине 265 м подстилаются магматогенной серией. Последняя образована чередующимися пузырчатыми пиллоу-лавами и массивными, как правило очень слабо пористыми, базальтами. И пузырчатые, и массивные лавы петрологически однотипны, будучи представлены плагиоклаз-оливиновыми базальтами. Вскрытая мощность магматогенных образований равна 72 м [33, Cann, Langseth, 1980].

Скв. 504В достигнуты более глубокие горизонты вулканогенной толщи. Как и в точке 501, она образована чередующимися пузырчатыми, иногда брекчированными пиллоу-лавами и плотными лавами базальтового состава. Эта серия прослежена в интервале 274—490 м [33, Cann, Langseth, 1980].

Наконец, в точке 505, расположенной несколько севернее точек 501 и 504, в основной скважине вскрыты 90 м четвертичных глинисто-кремнистых мергельно-кремнистых и кремнистых нановых илов и 143 м сероцветных силикатных нановых илов, датированных плиоценом. Под осадками, на глубине 233 м, лежат массивные базальты, пройденные до отметки 242,5 м. В дублирующих скв. 505А и 505В кровля лавовой толщи обнаружена, соответственно, на глубинах 203 и 135 м. В разрезе 505В лавы представлены преимущественно пузырчатыми пиллоу-лавами, которым подчинены сравнительно мало мощные потоки плотных, слабо пористых базальтов [33, Cann, Langseth, 1980].

Пузырчатые текстуры, отмеченные в лавах во всех точках глубоководного бурения в пределах Панамской котловины, указывают на то, что излияния базальтов происходили на дне бассейна с глубинами, не превышавшими 600—1000 м. Отсюда суммарные амплитуды нисходящих движений ложа котловины за позднеплиоцен-четвертичное (точки 425 и 510) и четвертичное (506—509) время могут быть определены в пределах 1700—2000 м. В точках 501, 504 и 505 дно котловины за последние 10—12 млн. лет было опущено, соответственно, на 2800, 3000 и 2500 м. Следует подчеркнуть, что эти движения не были равномерными, не развивались с одинаковой интенсивностью в течение всего времени, следовавшего за завершением магматизма. Монофациальные, несомненно глубоководные осадки, перекрывающие в каждом конкретном разрезе лавовую толщу, свидетельствуют, что крупноамплитудные погружения, имевшие характер мгновенных (по геологическим меркам) обрушений, возникали непосредственно вслед за прекращением магматической деятельности.

Выводы. 1. Скважины, пробуренные в глубоководных котловинах экваториальной зоны Тихого океана, позволяют считать, что

отдельные участки океанического ложа в границах этих котловин были втянуты в крупные опускания в разное время.

Так, на северо-западе Восточно-Марианской котловины глубины, близкие к современным, по-видимому, существовали уже в поздне-меловую эпоху (точка 452, см. с. 115), тогда как на юго-западе той же акватории отдельные участки океанического дна оставались поднятыми вплоть до кампанского века (точка 61), и в их пределах глубины не превышали 1000 м.

На севере котловины Науру по разрезу скв. 462 устанавливается несколько необычная для океанической акватории последовательность вертикальных движений земной коры. По мнению С. Шлангера, И. Премоли Сильвы и других ученых, уже в позднеюрскую эпоху здесь существовал бассейн с глубинами порядка 3000 м. Судя по пузырьчатым текстурам базальтов, изливавшихся на его дне в середине неокома, к этому времени глубина бассейна уменьшилась до 600—1000 м. Эти поднятия сменялись в готеривском веке опусканиями, продолжавшимися по меньшей мере до начала аптского века. В результате ложе океана вблизи точки 462 к аптскому веку погрузилось до 4000 м. В апте ложе современной впадины Науру вновь испытало воздымание. Эти движения достигли максимального развития в кампане, когда район точки 462 оказался лежащим в пределах литорали. Послесреднемаастрихтские опускания, продолжающиеся до нынешнего дня, имели конечный размах близкий 5500 м.

На юге котловины Науру, в точке 288, начало интенсивных погружений датируется туронским веком. Последовательность движений дна центральной части котловины неизвестна.

В Центральной котловине глубокий океан начал формироваться не позже (если не раньше) раннемеловой эпохи. К началу или середине поздне-мелового времени здесь уже существовали глубины порядка 3200—3800 м.

Время заложения глубоководного Перуанского бассейна неизвестно. На востоке его, вблизи Южной Америки, дно котловины еще в середине и конце палеогена находилось в пределах батинальной зоны. В точке 321 для доэоценового времени можно предположить уровень верхней батиаля (600—1000 м), однако уже в олигоцене ложе котловины в точках 320 и 321 опустилось в пределы нижней батиаля (2500—3300 м).

В целом результаты бурения в глубоководных котловинах экваториальной зоны Тихого океана не позволяют говорить о каком-то одном центре, в границах которого глубокий океан возник бы раньше, чем в других акваториях, и из которого происходило бы в последующем распространение нисходящих движений на смежные области. Имеющийся материал скорее показывает обратное: глубоководный океан в границах отдельных котловин возникал иногда разновременно, иногда одновременно, но заложение одних глубоководных зон не было связано с процессами формирования других и не обуславливало их.

Таким образом, можно сказать, что ложе позднеюрского—ранне-мелового Тихого океана, по-видимому, имело мозаичное строение. Крупноамплитудные опускания «выхватывали» отдельные участки ли-

тосферы в пределах удаленных друг от друга зон, и лишь позже происходило объединение этих разрозненных опущенных участков в единую глубоководную акваторию.

2. Судя по разрезам скважин 166, 169, 170, 319, 320, значительные опускания океанического ложа, по-видимому, начинались еще в эпоху излияния или внедрения основных магматитов. В то же время разрезы 61, 66 и 321 свидетельствуют, что в отдельных случаях наиболее интенсивные нисходящие движения возникали в эпоху непосредственно после завершения магматической деятельности.

Эти факты позволяют говорить о парагенетической связи процесса формирования глубоководного океана с основным магматизмом, получившим колоссальное развитие на его площади.

3. При бурении в экваториальной зоне Тихого океана установлено, что вероятность появления шельфовых и батиальных фаций зависит от возраста отложений: чем они древнее, тем частота встречаемости этих фаций больше.

Так, миоцен в большинстве скважин представлен осадками, накапливавшимися на абиссальных глубинах (>4000 м). Исключение представляют лишь разрезы 501 и 504, вскрытые в пределах относительно неглубокой Панамской котловины. В них обнаружены миоценовые отложения, формировавшиеся в батиальной зоне.

В отличие от миоцена, в сложении палеогена в разрезах трех скв. (66, 320, 321) участвуют породы отлагавшиеся на уровнях верхней (66, 321) и нижней (320) батиали (1000—3500 м). Фаций литорали в составе палеогена нет ни в одной точке.

Накопец, из семи скважин, достигших меловых слоев, две (288, 462) вскрыли литоральные отложения, а еще четыре (61, 166, 169, 170) — осадки различных батиальных уровней. Только в точках 169 и 452 меловые породы накапливались в абиссальной обстановке.

Таким образом, в экваториальной зоне Тихого океана устанавливается правда, в менее резкой форме, тенденция, уже отмечавшаяся ранее для Атлантического и Индийского океанов. Эта тенденция указывает на все ускорявшееся углубление Тихого океана в течение последних 130—135 млн. лет.

Из намеченного ряда, отражающего зависимость между возрастом осадков и вероятностью появления в них мелководных (или относительно мелководных) отложений, выпадают разрезы, вскрытые в Панамской котловине. Почти во всех скважинах, пробуренных в этой акватории (424, 425, 501, 504—510), установлены позднемиоцен-четвертичные накопления верхней батиали, и лишь в скв. 84 позднемиоценовые осадки формировались в условиях нижней батиали, т. е. на глубинах, близких к современным. Разрезы Панамской котловины указывают на молодость ее глубоководной зоны. Начало формирования последней должно быть отнесено к концу миоцена. Процесс углубления котловины продолжался в плиоцене и четвертичном периоде.

4. Сторонники теории тектоники плит могут возразить, что зависимость между возрастом осадков и их фациальной принадлежностью, аналогичная отмеченной в начале предыдущего параграфа, должна возникать и в случае сползания литосферных плит с при-

поднятого срединного хребта и их постепенного погружения по мере отодвигания от рифтовой зоны, остывания и уплотнения.

В отличие от Атлантического и Индийского океанов, в пределах которых спрединговая модель исключается пространственным размещением мелководных осадков различного возраста, в Тихом океане при движении от флангов срединного хребта к материкам не обнаруживается закономерного омоложения мелководных отложений. Для Тихого океана отмечается лишь нарушение функциональной зависимости между возрастом мелководных отложений и их расстоянием от оси спрединга.

Например, батиальные осадки верхнего мела обнаружены в точках 166, 169, 170 и точке 61. Первые отстоят от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия на 5000—6000 км, последняя расположена на расстоянии вдвое большем.

Для объяснения этого феномена следует допустить, что либо в поздне меловое время ширина западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия достигала 6000 км, либо литосферная плита, начав отодвигаться от рифта, переместилась на 6000 км от него, не испытав почему-то заметного опускания.

Оба эти объяснения, однако, подменяют общую закономерность, на которой базируется спрединговая модель, предположениями, которые сами по себе требуют доказательства, а главное — делают сомнительным существование самой закономерности.

Не исключено, что наблюдаемое ныне пространственное распределение литоральных и батиальных отложений различного возраста может служить указанием на то, что несмотря на мозаичность проявления процесса океанизации в акватории мезозойского Тихого океана, самые ранние опускания в его современных границах (определяемых андезитовой линией) произошли в наибольшем удалении от Восточно-Тихоокеанского поднятия, вблизи нынешней западной окраины океанической впадины.

Если этот вывод справедлив, то из него следует, что по типу заложения Тихий океан заметно отличается от Атлантического и Индийского.

Как отмечалось в опубликованной ранее работе [18], наиболее древние обрушения и наиболее древняя океаническая кора в пределах Атлантического и Индийского океанов тяготеют к их центральным частям, из которых происходило центробежное разрастание океанических впадин в результате вовлечения в опускания окраин континентов.

В противоположность этому в акватории современного Тихого океана крупноамплитудные опускания, возможно, проявились первоначально вблизи ее нынешней западной периферии, а последующее разрастание этого «зародыша» началось не сразу, а только вслед за возникновением и оформлением ряда других локальных глубоководных зон. Последующее развитие пошло по пути постепенного объединения этих разобщенных глубоководных участков, в результате чего возникла в целом единая современная впадина Тихого океана.

Точки глубоководного бурения в котловинах южной части Тихого океана

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
		дна	забоя	
204	24°57' ю. ш., 174°07' з. д.	5354	160,0	Поздний олигоцен — ранний миоцен
322	60 01 " " 79 25 " "	5026	544,0	Олигоцен или миоцен
323	63 41 " " 97 60 " "	5004	731,0	Маастрихт
324	69 03 " " 98 47 " "	4433	218,0	Плиоцен
325	65 03 " " 73 40 " "	3748	718,0	Ранний миоцен

5. Как уже отмечалось, при буровых работах в северной части котловины Науру установлено, что крупные вертикальные движения позднего мезозоя—кайнозоя имели здесь знакопеременный характер. Интенсивные опускания неоднократно сменялись поднятиями. Лишь нисходящие движения, начавшиеся в послесреднемаастрихтское время, имели необратимый характер и привели к формированию современной глубоководной котловины.

Таким образом, если считать, что раннемеловые магматиты скв. 462 извивались на Восточно-Тихоокеанском поднятии, то придется признать, что литосфера, возникшая в его пределах, начала затем отодвигаться от поднятия, испытывая резкие погружения, почему-то сменившиеся вскоре воздыманиями, которые продолжались до среднемаастрихтского времени включительно. Восходящие движения апт-маастрихтского времени необъяснимы с позиций гипотезы тектоники плит, поскольку за 30 млн. лет литосфера в точке 462 должна была заметно остынуть. Для объяснения природы этих поднятий не удастся использовать и гипотезу «горячих точек», так как на севере котловины Науру поздний мел был амагматической эпохой.

Глубоководные котловины южной части Тихого океана. В целом эта часть океана почти не затронута глубоководным бурением. В течение 21 и 35-го рейсов «Гломар Челленджер» здесь было пробурено пять скважин (табл. 7, рис. 13 и 21).

В скв. 204 (см. рис. 21), расположенной на северо-западе *Южной котловины*, несколько восточнее желоба Тонга на глубине 147—126 м вскрыты не содержащие фауну витрокластические туфы, перекрытые косослоистыми туфогенными песчаниками и конгломератами (126—103 м). В песчаниках об-

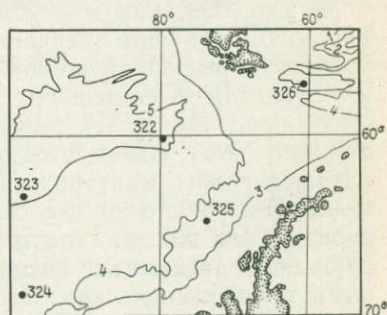


Рис. 13. Точки глубоководного бурения в котловине Беллинсгаузена и море Скоша. Изобаты в километрах

наружены обломки раковин, похожих на раковины иноцерам, на основании чего эти слои условно отнесены к позднему мелу [32, Burns et al., 1973], однако по микрофлоре возраст песчаников определяется поздним олигоценом — ранним миоценом [32, Edwards, 1973]. Верхние 103 м сложены глинами и пеплами. Их возраст определен в интервале от позднего олигоцена до четвертичного.

В конгломератах, залегающих над туфами, преобладает галька андезитов, базальтов, вулканических стекол и кальцита. Присутствие в конгломератах галек андезита, а в песчаниках обильных зерен калиевого полевого шпата свидетельствует, что в олигоцене — начале миоцена снос в точку 204 шел со стороны современных островов Тонга. Эти факты указывают также на то, что в это время глубоко-водного желоба Тонга, по-видимому, еще не существовало.

Скв. 204 — единственная, пробуренная к середине 1981 г. в Южной котловине. Остальные четыре скважины, перечисленные в табл. 7, расположены в котловине *Беллинсгаузена* (см. рис. 13).

Скв. 322 забурена в центральной части котловины. В ее забое вскрыты пиллоу-лавы (542—513 м) и базальтовая брекчия. Возраст базальтов, определенный K-Ar методом, равен $10,2 \pm 3,6$ — $15,1 \pm 3,8$ млн. лет [32: Siedemann, 1976; Vennum, 1976]. Над лавами лежат аргиллиты, условно отнесенные к позднему олигоцену — раннему миоцену (519—509 м). Они сменяются вверх песчаниками, алевролитами и аргиллитами, датированными миоценом (509—390 м) и поздним миоценом — ранним плиоценом (362—295 м). Выше (200—76,5 м) обнаружены пески, глинистые алевролиты и глины плиоцена. В интервале 76,5—0 м керн не отбирался [32, Hollister et al., 1976].

Обломочные породы, установленные в разрезе 322, судя по изотопам кислорода, имеют континентальный генезис [32, Anderson, Lawrence, 1976]. По данным К. Креддока и Ч. Холлистера [32, Craddock, Hollister, 1976], миоценовые осадки в точке 322 накапливались на уровне нижней батиаля, на глубинах, больших 2000 м. Исходя из этого может быть получена довольно неопределенная оценка амплитуды послемiocеновых опусканий в широком интервале 1500—3500 м.

В скв. 323, как и в 322, в основании разреза лежат базальты (731—702 м). Они отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов повышенной щелочностью и по химическому составу ближе к базальтам океанических островов [32, Vennum, 1976]. Возраст этих пород (по K/Ar) равен $46,2 \pm 2,4$ — $47,0 \pm 2,4$ млн. лет [32, Siedemann, 1976]. Выше, между 701 и 666 м, вскрыты аргиллиты и цеолитовые глины маастрихтского яруса, сменяющиеся аргиллитами мощностью около 30 м с бентосными фораминиферами нижнего палеоцена. На них со стратиграфическим несогласием налегают чередующиеся аргиллиты, песчаные и глинистые алевролиты с редкими прослоями песков. Эта терригенная серия, датированная ранним миоценом (возможно, поздний олигоцен — средний миоцен), имеет мощность 370 м. Верхние 266 м представлены позднемиоцен-четвертичными глинами, илами, алевролитами и песками [32, Hollister et al., 1976].

Скв. 324 забурена значительно южнее, сравнительно недалеко от континентального подножия Антарктиды. Базальты здесь не были достигнуты, но на лежащем несколько восточнее о-ве Петра I описаны щелочные базальты и трахиандезиты, близкие к щелочным породам Гавайских островов. Возраст базальтов, определенный К-Аг методом, не превышает 12 млн. лет [32, Bastien, Craddock, 1976]. Над базальтами вскрыта 218-метровая пачка глин, аргиллитов и алевролитов с единичными прослоями песков. Возраст осадков, слагающих нижние 105 м разреза, не установлен, но, судя по присутствию в них гляциального материала, он не может быть древнее эоцена, а учитывая данные, полученные в точке 323, — среднего миоцена. Отложения, слагающие верхние 113 м разреза, определены плейстоценом [32, Hollister et al., 1976].

В точке 325, расположенной на континентальном склоне Антарктиды, бурение остановлено на глубине 718 м. Скважина вскрыла преимущественно терригенные накопления. В сложении ее нижней части участвуют конгломераты (образованные округлыми окатышами глины), глауконитовые песчаники, аргиллиты и алевролиты. В верхах этой трансгрессивной серии появляются прослойки нанового мела. Полная мощность серии неизвестна, так как керн в скв. 325 отбирался через большие интервалы, но она не должна превышать 200 м. Возраст этой серии определен ранним—средним миоценом. Верхние 490 м разреза сложены аргиллитами, алевролитами и гравием, сменяющимися вверх переслаивающимися глинами, алевроитовыми глинами и глинистыми алевроитами, датированными миоценом—поздним плиоценом [32, Hollister et al., 1976]. Присутствие в основании разреза окатышей глины и глауконитовых кварц-полевошпатовых песчаников указывает на то, что раннемиоценовый океан вблизи точки 325 был мельче современного. Высказать более определенное суждение о глубине этого бассейна нельзя.

Судя по агглютинированным фораминиферам и планктонным водорослям, собранным в маастрихтских и палеоценовых отложениях разреза скв. 323, их накопление происходило на уровне средней батинали (1500—2000 м), тогда как по фораминиферам из нижнемиоценовых слоев той же точки устанавливаются большие глубины, порядка 2000—3000 м [32, Weaver et al., 1976, 32, Rögl, 1976]. Для точки 325 глубина раннемиоценового океана по фораминиферам и остаткам одноклеточных организмов из рода *Bolboforma* соответствует 2000—3000 м [32: Rögl, 1976; Rögl, Hochuli, 1976]. Исходя из этих палеоглубин, амплитуда послепалеоценовых нисходящих движений океанического ложа в точке 323 должна составлять 2700—4200 м и послераннемиоценовых в точке 325 — 1400—2400 м.

Выводы. 1. Крайне ограниченное число скважин, пробуренных в южной части Тихого океана, не позволяет подметить каких-либо общих закономерностей геологического строения и развития этой акватории. Судя по разрезам скв. 322, 323 и 325, глубина океана в конце позднего мела и в конце палеогена в пределах котловины Беллинсгаузена была заметно меньше современной и не превышала 1500—2000 м. К раннему миоцену произошло углубление океана до

3000 м. Характер движения ложа океана вблизи точек 204 и 325 неясен.

Следует отметить, что это изменение палеоглубин, по мнению ученых, участвовавших в 35-м рейсе «Гломар Челленджер», связано со сползанием литосферной плиты с Восточно-Тихоокеанского (323) и Чилийского (322) поднятий. Однако это предположение и базируется на нем построения практически ничем не обоснованы и кажутся очень сомнительными, особенно если учесть резкие расхождения между возрастом магнитных аномалий, закартированных вблизи точек 322 и 323, и абсолютными датировками базальтов из тех же скважин. Базальт из точки 322 имеет возраст 10—15 млн. лет, а полосовая аномалия 21 около него — более 50 млн. лет. Для точки 323 соответствующие величины равны 46—47 и 70 млн. лет [32: Siedemann, 1976; Craddock, Hollister, 1976].

Таким образом, нет объективных данных, которые позволяли бы использовать спредингую модель для объяснения формирования котловины Беллингаузена. Прогрессивное увеличение глубин в послепалеоценовое и послераннемиоценовое время, устанавливаемое по разрезам скв. 322, 323 и 325, может быть объяснено глубокими опусканиями ложа котловины.

2. Особый интерес представляют вскрытые скв. 204 косослоистые аркозовые туфопесчаники и конгломераты верхнего олигоцена—нижнего миоцена. Источником этого терригенного материала, возможно накапливавшегося в мелководной обстановке, по-видимому, мог быть только район нынешних о-вов Тонга. Присутствие терригенных накоплений непосредственно к востоку от современного желоба Тонга указывает на относительную молодость последнего. По разрезу в точке 204 можно предположить, что в позднем олигоцене—раннем миоцене поднятие Тонга занимало большую площадь и лежало частично на месте нынешнего глубоководного желоба.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА

Бурение в глубоководных желобах, обрамляющих котловину Тихого океана, проводилось во время 6, 18, 19, 56, 57, 60, 66 и 67-го рейсов «Гломар Челленджер». К апрелю 1981 г. в пределах этих структур пройдено 34 скважины. Краткие сведения о них приведены в табл. 8, размещение показано на рис. 1, 5, 7, 14, 16 и 17.

Скв. 180—182 расположены в северо-восточной части *Алеутского желоба* (см. рис. 1). Первая из них забурена в осевой зоне желоба. Ею пройдено 470,5 м голоценовых отложений, представленных глинами, алевритовыми глинами и глинистыми алевритами. Судя по наофлоре, эти осадки накапливались первоначально на склоне желоба выше уровня карбонатной компенсации и были перемещены в точку 180 мутьевыми потоками [32: Kulm et al., 1973; Ingle, 1973].

В точке 181, лежащей в нижней части внутреннего склона желоба, скважиной вскрыты фораминиферовые пески, алевритовые глины и диатомовые илы. В основании разреза встречены галечниковые грубозернистые пески. По собранным из разреза скв. 181 фораминиферам можно определить плейстоценовый возраст вмещающих по-

Точки глубоководного бурения в пределах глубоководных желобов

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
		дна	забоя	
<i>Алеутский желоб</i>				
180	57°21' с. ш., 147°51' з. д.	4923	470,5	Голоцен
181	57 26 " " 148 27 " "	3086	369,0	Плейстоцен
182	57 52 " " 148 43 " "	1411	195,0	То же
186	51 08 " " 174 00 " "	4522	926,0	Плиоцен
187	51 06 " " 173 57 " "	4577	370,0	Поздний миоцен
<i>Японский желоб</i>				
438В	40°38' с. ш., 143°15' в. д.	1564	1040,7	Ранний миоцен
439	40 38 " " 143 19 " "	1656	1157,5	Поздний мел
435А	39 44 " " 143 48 " "	3401	244,5	Ранний плиоцен
440В	39 44 " " 143 56 " "	4519	814,0	Поздний миоцен
441В	39 45 " " 144 05 " "	5635	687,0	То же
434В	39 45 " " 144 06 " "	5986	637,5	" "
436	39 56 " " 145 33 " "	5240	397,5	Поздний мел
<i>Желоб Кюсю</i>				
298	31°43' с. ш., 113°36' в. д.	4628	611,0	Ранний плейстоцен
<i>Марианский желоб</i>				
458	17°52' с. ш., 146°56' в. д.	3447	465,5	Олигоцен
459В	17 52 " " 147 18 " "	4121	691,5	Средний эоцен
460А	17 40 " " 147 35 " "	6445	99,5	Эоцен
461	17 46 " " 147 41 " "	7034	20,5	Четвертичный
452А	17 40 " " 148 38 " "	5870	46,5	Поздний мел
60	13 40 " " 145 42 " "	5554	143,0	Ранний олигоцен — палеоцен
<i>Центральноамериканский желоб</i>				
а) Пересечение Акапулько				
493	16°23' с. ш., 98°56' з. д.	645	670,5	Ранний миоцен
489А	16 16 " " 99 01 " "	1240	327,0	Ранний миоцен, в забое — породы кристаллического фундамента
490	16 10 " " 99 03 " "	1761	588,5	Поздний миоцен
492	16 05 " " 98 57 " "	1942	290,0	Средний — поздний миоцен
491	16 02 " " 98 58 " "	2883	542,0	Ранний плиоцен
488	15 57 " " 99 02 " "	4254	428,5	Плейстоцен
487	15 51 " " 99 11 " "	4764	181,7	Поздний миоцен
486	15 55 " " 99 08 " "	5142	38,0	Четвертичный

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
		дна	забоя	

б) Пересечение Сан-Хосе

496	13°04' с. ш., 90°48' з. д.	2064	378,0	Ранний миоцен
497	12 59 " " 90 50 " "	2358	396,5	Ранний плиоцен — поздний миоцен
494А	12 43 " " 90 56 " "	5529	366,5	Поздний мел
498А	12 43 " " 90 55 " "	5497	316,5	Средний или ранний миоцен
500	12 41 " " 90 56 " "	6123	165,5	Ранний миоцен
499В	12 40 " " 90 57 " "	6126	286,5	То же
495	12 30 " " 91 02 " "	4150	446,5	" "

род. Среди фораминифер обнаружены как переотложенные шельфовые формы, так и автохтонные батинальные.

Скв. 182, забуренная в верхней части континентального склона желоба, также остановлена в отложениях плейстоцена — алевритовых глинах и глинистых алевритах с рассеянной галькой. Эти осадки содержат обильные остатки шельфовых бентосных фораминифер [32, Kulm et al., 1973].

Судя по сообществам фораминифер, в точках 180 и 181 глубина плейстоценового бассейна была близка к современной. Резкое преобладание среди фораминифер точки 182 шельфовых форм, не несущих следов переотложения, и незначительное содержание форм верхней батиниали позволяет предположить, что в этой точке дно океана в течение плейстоцена испытало опускание на 900—1200 м [32, Ingle, 1973].

Скв. 186 и 187 расположены на внешнем склоне желоба, примерно на траверсе о. Атха (см. рис. 5). Скв. 186 вскрыты 588 м переслаивающихся диатомовых и алевритовых глин, песков, туфопесчаников, туфов и известняков, в основании которых обнаружен горизонт конгломерата, сложенного хорошо окатанной галькой. Эта толща датирована ранним и поздним плиоценом. Выше по разрезу лежат диатомовые и песчаные алевриты, глины, пеплы, пески и глинистые пески плейстоцена мощностью более 300 м [32, Sholl et al., 1973].

В соседней скв. 187 отбор керна проводился в интервале 173—370 м. На этой глубине вскрыты алевритовые глины и известняки, датированные поздним миоценом [32, Sholl et al., 1973].

Присутствие в нижнеплиоценовых слоях разреза скв. 186 *Melonis pompilioides* и *Spirosigmoilinella compressa* указывает на относительную мелководность раннеплиоценового бассейна, глубина которого была близка к 2000 м. Отсюда амплитуда послераннеплиоценовых нисходящих движений вблизи точек 186 и 187 определяется рав-

ной 2800—3500 м, из которых в разрезе 186 около 900 м были компенсированы осадками.

Из семи скважин, пробуренных в Японском желобе во время 56 и 57-го рейсов «Гломар Челленджер», пять (435, 440, 441, 434 и 436) лежат на одном широтном трассе, пересекающем внутренний склон, осевую зону и внешний склон желоба. Это пересечение располагается около 40° с. ш., напротив северной оконечности о. Хонсю. Еще две точки (438, 439), хотя и смещены примерно на полградуса к северу, дополняют трассе 40°, так как размещаются в более высокой части внутреннего склона желоба. Далее приводится описание разрезов всех семи скважин в направлении от верхней части внутреннего склона к внешнему склону (рис. 14).

В точке 438, расположенной в верхней части склона, тремя скважинами вскрыты осадки четвертичной системы — нижнего миоцена суммарной мощностью 1040,7 м. Верхние 40—50 м разреза образованы алевритами и песками с рассеянной галькой и полуокатанными обломками вулканических пород и кварца. Эти слои датированы плейстоценом. Между 52 и 382 м лежит толща алевритовых и диатомовых глин и диатомовых глинистых илов с редкими прослоями песков. Эта свита содержит плиоценовую микрофауну и флору. Она подстилается позднемiocеновыми накоплениями (382—612 м), представленными преимущественно диатомовыми илами, глинистыми диатомитами и аргиллитами, иногда глауконитосодержащими. Содержание глауконита в отдельных горизонтах достигает 10% от объема породы. В сложении среднего миоцена (612—872 м) участвуют аргиллиты и глауконитсодержащие аргиллиты, которым подчинены мел, осадочные брекчии, известняки и туффиты. Ниже 859 м (438А) и 872 м (438В) лежат нижнемiocеновые слои — глауконитовые аргиллиты с прослоями грубо- и среднезернистых песчаников с пеллициподами. Глубже 985 м, вплоть до забоя скважины в разрезе нижнего миоцена преобладают массивные, иногда косослоистые глауконитовые алев-

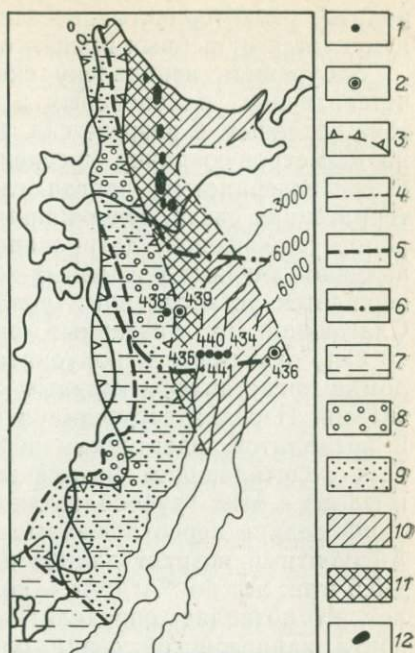


Рис. 14. Точки глубоководного бурения в Японском желобе и некоторые элементы позднемеозойско-миоценовой структуры участка современного Японского желоба к югу от Хоккайдо. Изобаты в метрах

1—2 — скважины (1 — остановленные в кайнозойских отложениях, 2 — дошедшие до меловых отложений); 3—5 — границы (3 — мелового прогиба, 4 — палеогенового прогиба — показаны только на участках, где они не совпадают с границами мелового, 5 — предположительная западная граница поднятия Хидака-Ойаширо, 6 — продолжения прогиба Ошикари (о. Хоккайдо), по Р. фон Хьюну и др.); 7 — меловые тонкообломочные отложения; 8—9 — палеогеновые отложения (8 — грубообломочные, 9 — тонкообломочные); 10 — древняя суша Хидака-Ойаширо (10 — проблематичная, 11 — установленная); 12 — палеогеновые дациты и гранитоиды

ролиты, разнородные песчаники и пески (содержание глауконита изменяется от первых процентов до 40 %).

Забуренная неподалеку скв. 439 вскрыла 1000-метровую толщу четвертичных, плиоценовых и миоценовых отложений, идентичных обнаруженным в разрезе скв. 438. На глубине 1001,5 м они ложатся на 97-метровую пачку массивных косослоистых алевролитов, грубо- и среднезернистых, иногда глауконитсодержащих песчаников. Эта терригенная свита, содержащая обильные раковины пеллеципод, гастропод и скафопод, датирована олигоценом. Ниже вскрыты 47,5 м валунно-галечных базальных конгломератов и брекчий, которыми завершается установленный разрез кайнозойских отложений скв. 439. Слагающие их окатанные валуны (достигающие в поперечнике 70 см), окатанные и полуокатанные гальки и мелкие угловатые обломки представлены главным образом риолитами, дацитами и андезитами. Изредка встречаются мелкие (до 5 см) гальки алевролитов и аргиллитов, идентичные верхнемеловым алевролитам и аргиллитам, подстилающим базальный конгломерат. Палеогеновая фауна и флора в этих грубообломочных накоплениях отсутствует; отмечены лишь редкие переотложенные радиолярии позднемелового возраста. Абсолютный возраст дацита из конгломерата равен по K/Ar $23,4 \pm 5,5$ млн. лет по $^{40}Ar/^{39}Ar$ — колеблется от $21,2 \pm 0,7$ до $24,9 \pm 1,1$ млн. лет, что позволяет определить время формирования базального горизонта кайнозойской серии олигоценом [32; Moore, Fujioka, 1980; Yanagisawa et al., 1980]. Конгломераты залегают с угловым несогласием и разрывом на ближе не расчлененных позднемеловых глинисто-алевролитовых сланцах, вскрытых в интервале 1145,5—1157,5 м [28, von Huene et al., 1978; 32, von Huene et al., 1980].

В средней части внутреннего склона желоба, в скв. 435, разрез начинается 84-метровой пачкой плейстоценовых диатомовых илов и алевролитовых глин. Под ними лежит толща монотонных диатомовых алевролитовых глин и илов с прослоями диатомитов, датированных плиоценом. Вскрытая мощность этих осадков равна 160,5 м. Судя по геофизическим данным, скв. 435 забурена в теле крупного оползня. Это подтверждается сильной трещиноватостью, а местами и брекчированностью плиоцен-четвертичных пород [28, Langseth et al., 1978; 32, Langseth et al., 1980].

В скв. 440, лежащей на внутреннем склоне несколько ниже скв. 435, верхи вскрытой толщи (0—310,5 м) представлены монотонными диатомовыми глинами и алевролитовыми глинами, датированными плейстоценом. В сложении плиоцена (310,5—666 м) участвуют главным образом аргиллиты, часто диатомовые, которым подчинены многочисленные маломощные прослои песков, алевролитов, глауконитовых алевролитов, пеплов, туфов и мела. Верхний миоцен разреза 440, как и плиоцен, образован преимущественно аргиллитами, содержащими маломощные слои алевролитов, реже известняков. Вскрытая мощность этих накоплений равна 148 м [28, von Huene et al., 1978; 32, von Huene et al., 1980].

В разрезе скв. 440 выделяются два горизонта сильно трещиноватых, местами разбитых мелкими разрывами, дислоцированных и брекчированных пород. Верхний лежит между 405 и 415 м, нижний,

гораздо более мощный, начинается на глубине около 540 м 10-метровой пачкой аргиллитов, собранных в небольшие лежачие гравитационные складки, и прослеживается вплоть до поверхности олигоцен-верхнемелового несогласия. По данным М. Ленгсеса и др. [28, Langseth et al., 1978], скважина вошла в тело небольшого оползня.

Ниже по склону, в точке 441, бурение проводилось, по-видимому, во фронте оползня. Скважина вскрыла маломощные диатомовые пески, алевритовые и диатомовые глины плейстоценового возраста и на глубине 7 м вошла в отложения плиоцена. Этот отдел представлен диатомовыми глинами, иногда с примесью алевритового материала, сменяющимися вниз аргиллитами. Глинам и аргиллитам подчинены прослой глинистых песков, алевритов, пеплов, конгломератов и брекчий. Мощность этих отложений близка к 510 м. Разрез 441 завершается 101-метровой пачкой, в верхах которой лежит брекчия, сцементированная алевритовыми и глауконитовыми глинами, а под нею обнаружены аргиллиты с тонкими прослоями конгломератовых песчаников [28, von Huene et al., 1978; 32, von Huene et al., 1980].

Осадки, пройденные скв. 441, по-видимому, сползли. На это указывают тектонические брекчии и сильно трещиноватые породы в интервале 260—285 м и пачка плиоцен-верхнемиоценовых пород (519—568 м), налегающая на нижнеплиоценовые слои.

Скв. 434 расположена в нижней части внутреннего склона желоба. Судя по геофизическим данным и отсутствию во вскрытом разрезе трещиноватых и брекчированных пород, она была забурена на ненарушенном участке склона, лежащем между двумя крупными оползнями. Разрез скв. 434 начинается 6,5-метровым горизонтом алевритовых диатомовых илов плейстоценового возраста. Под ними лежит толща радиоляриево-диатомовых и диатомовых илов, сменяющихся вниз по разрезу диатомовыми аргиллитами и глинами с прослоями витрокластических аргиллитов, глинистых диатомитов и алевритовых песков. Мощность этих осадков, датированных плиоценом, равна 430,5 м. Нижние 200 м вскрытого разреза (437—637,5 м) образованы переслаивающимися диатомовыми витрокластическими алевритовыми глинами и аргиллитами, туффитами и глинистыми туффитами. Этим породам подчинены редкие маломощные прослой, сложенные обломками известняков и туфов. Возраст нижней свиты определен поздним миоценом [28, Langseth et al., 1978; 32, Langseth et al., 1980].

Последняя скважина (436) пересечения 40° с. ш. заложена на противоположном, внешнем склоне Японского желоба. Ею пройдены спокойно залегающие, совершенно ненарушенные породы в стратиграфическом интервале от плейстоцена до верхнего мела.

Верхи разреза скв. 436 представлены четвертичными диатомовыми алевритовыми глинами, диатомовыми глинами и илами, витрокластическими глинами. На глубине 93,5 м они переходят в литологически однотипные накопления плиоценового возраста, сменяющиеся ниже 236 м переслаивающимися глинистыми пеплами, диатомовыми и алевритовыми глинами и различными (диатомовыми, радиоляриево-диатомовыми, витрокластическими) аргиллитами. Эти осадки, мощность которых равна 124 м, отнесены к верхнему и среднему

миоцену. Среднемиоценовые слои подстилаются 18-метровой пачкой пелагических глин с обильными следами жизнедеятельности роющих организмов. Глины отнесены условно к нижнему миоцену—эоцену. Они ложатся со стратиграфическим несогласием и, возможно, разрывом на глины, кремни и порцелланиты, содержащие комплекс альб-сеноманских радиолярий. Эти осадки вскрыты в интервале 378—397,5 м [28, Langseth et al., 1978; 32, Langseth et al., 1980].

Глубина верхнемелового бассейна вблизи точки 439 неясна. Сообщество бентосных фораминифер из верхнемеловых слоев разреза 439 указывает, по Р. Слайту [32, Keller, 1980], на глубины нижней батиали (>2000 м). Исходя из этой оценки можно считать, что позднемезозойский океан в точке 439 был заметно глубже современного. В то же время аргиллиты и алевролиты, которыми преимущественно сложен верхнемеловой отдел разреза 439, идентичны одновозрастным породам Западного Хоккайдо, накапливавшимся, судя по фауне, в неглубоком море [6].

В любом случае, вне зависимости от глубины позднемелового океана в точке 439, вблизи нее либо во второй половине мела, либо когда-то в палеогене возникло поднятие, к которому оказалась приуроченной экструзия дацитов. Не позже чем в конце олигоцена, а возможно, и значительно раньше, море покинуло район точки 439, и здесь начался интенсивный разрыв, уничтоживший часть отложенный верхнего мела и (предположительно) перекрывавшие их палеогеновые накопления. Этот разрыв обусловил формирование валунно-галечных конгломератов и брекчий, протекавшее в субаэральной обстановке. В конце олигоцена—начале раннего миоцена базальные конгломераты были погребены под 105-метровой пачкой песчаников и алевролитов. Обнаруженные в них обильные остатки моллюсков указывают на то, что песчаники накапливались в шельфовой обстановке [32, von Huene et al., 1980]. Сходная оценка глубины позднеолигоцен-раннемиоценового бассейна в точке 439 была получена Г. Келлер по бентосным фораминиферам [32, Keller, 1980]. С конца раннего миоцена нисходящие движения усилились, и в конце позднего миоцена в точке 439, по-видимому, уже существовали глубины, близкие к современным. Суммарная амплитуда погружения ложа океана в рассматриваемой точке за время от позднего олигоцена до четвертичного периода равна 2800 м, из которых около 1150 м были компенсированы осадками. Движения океанического дна в соседней точке 438 скорее всего были близки к только что охарактеризованным.

В точке 435, судя по донным фораминиферам, раннеплиоценовые осадки накапливались на глубинах, близких к современным. В начале плейстоцена здесь произошло кратковременное поднятие, размах которого оценивается 300—600 м. Позднее оно сменилось нисходящими движениями.

Сообщества бентосных фораминифер из верхнемиоценовых—плейстоценовых отложений разреза 440, по данным М. Ленгсеса, Г. Келлер и др. [32: Langseth et al., 1980; Keller, 1980], идентичны сообществам из одновозрастных осадков скв. 438, обитавшим на глубинах, не превышавших 1500 м. Отсюда размах послемииоценовых по-

гружений дна в точке 440 определяется равным 3500 м. Предположительно амплитуда послемiocеновых нисходящих движений ложа океана в смежной точке 441 равна 3000—3500 м. Для точки 434 размах послемiocеновых погружений определяется в интервале 4000—4500 м.

Следует подчеркнуть, что амплитуды движений дна вблизи точек 441 и 434 весьма условны и не могут быть надежно подтверждены палеоэкологическими данными. При расчете палеоглубин для точек 441 и 434 определяющим является их пространственная сближенность с точкой 440. Если учесть, что расстояние между этими пунктами не превышает 17 км, и допустить при этом, что миоценовый океан в последней из них имел глубину порядка 1500 м, а в двух первых — глубины, близкие к современным, то придется признать, что в прошлом между ними лежал почти вертикальный эскарп высотой 4,5—5,5 км. Поскольку предположение о существовании такого уступа не только ничем не доказывается, но и не согласуется с известными фактами (например, ему противоречат состав миоценовых осадков точки 434 и присутствие в них известковых бентосных фораминифер, обитавших выше уровня карбонатной компенсации, т. е. на глубине, меньшей 3500 м), от него приходится отказаться. В результате более приемлемым представляется альтернативное предположение о глубинах миоценового океана в точках 441 и 434, значительно меньших нынешних и близких к глубине, установленной в точке 440.

Еще большие трудности возникают при определении глубин позднемезозойского и кайнозойского океана в районе точки 436.

Сообщество альб-сеноманских радиоларий из низов разреза 436 не позволяет надежно определить глубину поздне мелового бассейна. Присутствие эврибатиальных донных фораминифер из среднемиоцен-палеогеновых (?) слоев [32, Thompson, 1980] исключает возможность определения глубины неогенового океана. В итоге все суждения о палеоглубинах океана в точке 436 основываются лишь на косвенных признаках.

Первый из них — это выпадение из разреза скв. 436 большей части верхнемелового отдела и какой-то, может быть, весьма значительной доли палеогеновой системы. Этот перерыв сближает разрез 436 с разрезом 439, вскрытым в верхней части внутреннего склона Японского желоба, и с многочисленными разрезами северо-восточных районов острова Хонсю, где, как и в скв. 439 и 436, кайнозойские отложения залегают с размывом на верхнемеловых слоях. Региональный характер этого перерыва был подтвержден геофизическими исследованиями в пределах внутреннего и внешнего склонов Японского желоба между 41° и 39° с. ш. (см. рис. 18). По профилям, отработанным методом отраженных волн, определено повсеместное развитие здесь углового и стратиграфического несогласия между меловыми и неоген-палеогеновыми или неогеновыми накоплениями [32, Nasu et al., 1980].

Второй признак обнаруживается при изучении сообществ диатомей из неоген-четвертичных отложений скв. 436, 440, 438 и одновозрастных разрезов, расположенных в северо-восточной части о. Хон-

сю. Во всех этих пунктах установлена одинаковая последовательность идентичных ассоциаций диатомей.

Отмеченные признаки свидетельствуют, что в течение позднего мела и большей части кайнозоя современная северо-восточная окраина Хонсю и прилегающие к ней внутренний и внешний склоны глубиноводного желоба входили в единую структурно-тектоническую зону. Они свидетельствуют также о чрезвычайной молодости участка Японского желоба, лежащего в пределах этой зоны. Судя по всему, он начал формироваться здесь только в послемiocеновое время.

Однако отмеченные признаки не дают прямого ответа на вопрос о глубине позднемелового океана в точке 436. По этому поводу могут быть высказаны два взаимоисключающих суждения. Согласно первому, глубина позднемезозойского бассейна была близка к современной (5200 м), в соответствии со вторым, этот бассейн характеризовался глубинами, значительно меньшими современных.

Из двух вариантов предпочтение должно быть отдано второму. Этот выбор обусловлен тем, что региональное развитие мел-кайнозойского перерыва в верхней и средней частях внутреннего склона желоба, в сочетании с предположением о глубине позднемелового океана в районе скв. 436, близкой к нынешней, неизбежно приводит к заключению, что в прошлом, где-то вблизи оси современного желоба, располагался крутой уступ высотой 5—6 км. Возникновение и длительное существование такого эскарпа представляется весьма сомнительным, тем более что он никак не отражается на составе меловых и кайнозойских осадков скв. 436. Если бы такой уступ действительно существовал, у его подножия, в точке 436, должны были бы накапливаться достаточно грубые осадки повышенной мощности. Как мы теперь знаем, в разрезе скв. 436 такие отложения отсутствуют, а мощность кайнозойских накоплений и в скв. 436, и на всем более чем 30-километровом участке, расположенном между нею и осью желоба, незначительна и неизменна. Исходя из сказанного можно предположить, что в конце мезозоя и в течение большей части кайнозоя глубина океана в точке 436 была значительно меньше, чем в настоящее время и что от точки 440 к точке 436 ложе океана испытывало весьма плавное погружение.

Изложенные факты и соображения позволяют реконструировать в общих чертах тектоническое развитие акватории, лежащей вблизи пересечения 40° в течение позднего мела и кайнозоя.

По данным Р. фон Хьюна, М. Артура, М. Ленгсеса и других исследователей, в результате бурения по профилю 40° установлено, что в пределах верхней и средней частей внутреннего склона желоба в позднем палеогене существовала область размыва — так называемая «древняя материковая масса», или суша Ойашио. Время ее возникновения неясно. Можно только уверенно заключить, что она возникла не раньше второй половины мелового периода и не позже конца олигоцена. Следует подчеркнуть, что эти временные рубежи определяют лишь возможный интервал, в течение которого в пределах зоны Ойашио могла появиться область размыва. Время образования относительного поднятия, лежавшего на месте буду-

шей суши Ойашио, определяется еще менее однозначно постсеноманом. Учитывая, что как в западном борту субмеридионального прогиба, отделявшего в раннем кайнозое поднятие Ойашио от суши Северо-Восточного Хонсю (на территории современных островов Хонсю и Хоккайдо), так и в восточном борту того же прогиба (в пределах о. Хоккайдо) наблюдается резкое сокращение, а затем и выклинивание палеогеновых отложений, можно только допустить, что относительное поднятие на месте «древней материковой массы» Ойашио уже существовало в раннем палеогене.

По мнению Р. фон-Хьюна и других исследователей, суша Ойашио располагалась на продолжении мел-палеогенового прогиба Западного Хоккайдо (прогиб Ишикари), который на широте пересечения 40° резко менял простирание с меридионального, свойственного ему на о. Хоккайдо, на субширотное (см. рис. 14). Однако такая трактовка тектонической позиции поднятия Ойашио кажется произвольной; расположение суши Ойашио на продолжении позднемезозойского — раннекайнозойского поднятия Хидака Центрального Хоккайдо, присутствие вблизи скв. 439 кислых экструзивных пород палеогенового возраста, лежащих точно «в створ» субмеридиональной зоны «третичных» гранитоидов Центрального Хоккайдо, скорее свидетельствуют о том, что древняя «материковая масса» Ойашио в позднем мелу и кайнозое представляла собой южное продолжение поднятия Хидака. В этом случае структура внутреннего склона Японского желоба вблизи пересечения 40° должна быть близка к показанной на рис. 14.

Как уже говорилось относительное поднятие «древней материковой массы» Ойашио в конце мелового периода отделялось от области размыва, располагавшейся на севере Хонсю, субмеридиональным прогибом. В его бортах в позднем мелу накапливались преимущественно глинисто-алевритовые осадки, однотипные разновозрастным отложениям Западного Хоккайдо [6]. Этот прогиб существовал и в палеогене. В конце его в пределах зоны Ойашио произошли внедрения дацитов, риолитов и андезитов, сопровождавшиеся восходящими движениями, которые вывели относительное поднятие Ойашио из-под уровня океана. Последующий размыв, сопровождавшийся формированием валунно-галечных конгломератов, развивался в субаэральной обстановке. В конце олигоцена суша Ойашио испытала слабое опускание и верхнеолигоцен-нижнемиоценовые песчаники и алевролиты с обильными остатками моллюсков накапливались в пределах шельфа на глубинах, меньших 500 м. Со второй половины раннего миоцена нисходящие движения усилились и к концу миоцена вся (или почти вся) суша Ойашио была опущена ниже уровня океана. Значительно более интенсивные погружения захватили эту зону с начала плиоцена. Последовательность тектонических движений, проявившихся в границах поднятия Ойашио за позднепалеоген-четвертичное время, показана на рис. 15.

Скв. 298, забуренная в желобе *Кюсю* (см. рис. 5), остановлена на глубине 61 м в нижнеплейстоценовых отложениях. Разрез представлен чередующимися глинами, аргиллитами, алевролитами, песками и вулканическими пеплами. В этих осадках обнаружены мелко-

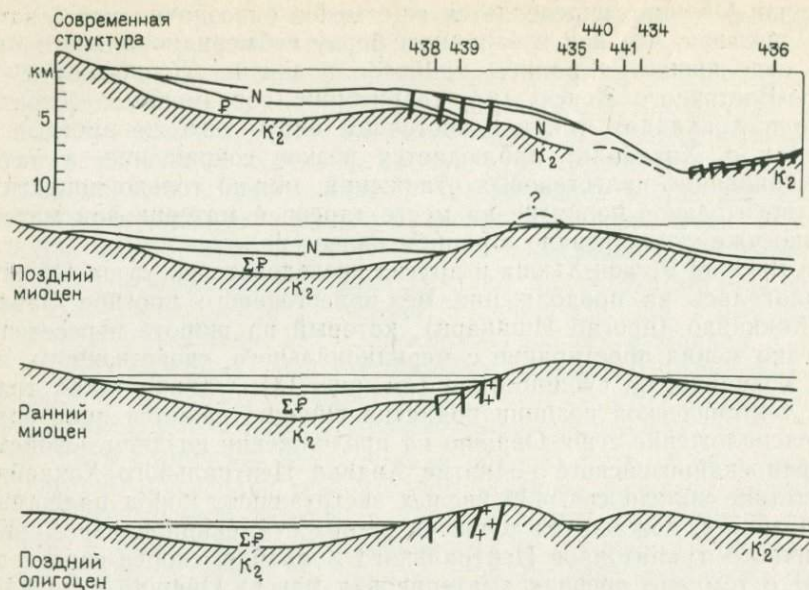


Рис. 15. Позднемиоцен-четвертичное развитие внутреннего и внешнего склонов Японского желоба вдоль пересечения 40°. По материалам Р. фон Хьюна, Н. Насу, М. Артура и других, с изменениями

водные донные фораминиферы и мелководные же диатомеи, по мнению специалистов, переотложенные [32: Ujiie, 1975; Koizumi, 1975]. Дно раннеплейстоценового океана вблизи скв. 298 располагалось на глубине, близкой к современной.

В Марианском глубоководном желобе (см. рис. 7), как и в Японском, бурение велось вдоль траверса, идущего в широтном направлении от о. Паган на западе до внешнего склона желоба на востоке.

В средней части внутреннего склона желоба скв. 458 вскрыта 19-метровая пачка плейстоценовых биогенных алевроитов, илов и пеплов. Под ними (19—38 м) лежат алевроитовые витрокластические пеплы и нановые илы плиоцена. Между 38 и 161,5 м пройдены обогащенные пирокластическим, главным образом стекловатым, материалом нановые илы, мел, песчаники и алевролиты с прослоями пеплов и туфов. Эти слои отнесены к миоцену. На глубине 171 м скважина вошла в верхнеолигоценные осадки, представленные мелом с прослоями пеплов. Низы этой свиты образованы переслаивающимися туфами, песчаниками и алевролитами (247—256,5 м), лежащими на пузырчатые лавы бонититов (стекловатых оливин-бронзито-вых андезитов). С глубины 380 м лавы андезитового состава перемежаются с подушечными лавами сильно пузырчатых афировых базальтов. Ниже 418 м разрез образован исключительно афировыми базальтами [45; 31, Hussong et al., 1978, 1979].

Несколько ниже по внутреннему склону желоба скв. 459В пройдено 45,5 м плейстоценовых пеплов, алевроитов, мергелистых нановых

илов, 19 м плиоцен-верхнемиоценовых пеплов, под которыми (64,5—435 м) лежат переслаивающиеся пеплы, мергельные илы, мел, алевролиты, аргиллиты, песчаники и туфы, датированные средним и ранним миоценом. Ниже вскрыта 19-метровая пачка нижнемиоценового — верхнеолигоценного мела, сменяющегося на глубине 454 м перемежающимися мелом, песками, песчаниками (в том числе косо-слоистыми), алевролитами, аргиллитами, мергелистыми известняками и туфами. В этой свите (454—511 м) встречен прослой конгломерата, сложенного мелкими (до 3,5 см) гальками аргиллитов, алевролитов и туфов. Ниже 511 м в разрезе преобладают известняки и аргиллиты. Мощность этих отложений, отнесенных к верхнему олигоцену, равна 85,5 м. Они подстилаются алевролитами и туфами нижнего олигоцена (539,5—540,5 м), под которыми лежат алевролиты, аргиллиты и туфы верхнего и среднего эоцена (540,5—596 м). С глубины 558,5 м в осадках появляются пласты афировых сильно пузырчатых базальтовых лав. В интервале 596—691,5 м разрез образован чередующимися потоками афировых базальтов и пиллоу-лав, иногда сильно трещиноватых [45, 31, Hussong et al., 1978, 1979].

Скв. 460 и 460А забурены в нижней части внутреннего склона желоба. Первой вскрыты 19 м четвертичных диатомовых илов и алевритов, под которыми между 19 и 28,5 м лежат алевриты с прослоями пеплов и комковатых диатомовых илов неустоившего возраста. Ниже (28,5—47,5 м) залегают алевролиты, туфы и конгломераты. Последние образованы полуокатанными гальками слабо литифицированных грубозернистых песчаников. Эти осадки, датированные олигоценом, подстилаются пачкой конгломератобрекчи, сложенной хорошо сортированными полуокатанными и угловатыми обломками слабо литифицированных осадочных пород, сменяющейся вниз переслаивающимися алевролитами и песками, имеющими в основании пласт конгломератобрекчи (47,5—76 м). Осадки в интервале 47,5—76 м отнесены к эоцену. Они лежат на плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые сильно пузырчатые базальты. В смежной скв. 460А верхние 65 м сложены четвертичными биогенными илами, пеплами и алевритами, лежащими с перерывом и размывом на нижнемиоцен-верхнеолигоценую конгломератобрекчию, содержащую полуокатанные и угловатые обломки базальтов (65—74,5 м). В забое скважины (93,5—99,5 м) вскрыты стекловатые плагиоклаз-клинопироксеновые пузырчатые базальты [45, 31, Hussong et al., 1978, 1979].

Последние скважины в пределах внутреннего склона желоба — 461 и 461А — заложены на глубине, большей 7000 м. Первая прошла 11 м четвертичных алевролитов, конгломератовых песчаников, лапиллиевых туфов и глин. Нижние 9,5 м представлены крупногальчаными конгломератами, в сложении которых участвуют преимущественно metabазальты и метадиабазы, которым подчинены неизменные базальты и диабазы, габбро, вулканические стекла и полимиктовые брекчи. В этом горизонте встречена переотложенная фауна мелового возраста. В скв. 461А верхние 6 м сложены илами и витрокластическими алевритами, содержащими смешанную олигоценую и эоценовую фауну. Под ними (6—15,5 м) лежат крупногальчанные конгломераты, идентичные вскрытым скв. 461. Эти грубообло-

мочные отложения содержат переотложенную эоцен-олигоценую и меловую фауну [45, 31, Hussong et al., 1978, 1979].

Марианское пересечение оканчивается скв. 452, расположенной на внешнем склоне желоба. В верхах разреза 452 лежит 46,5-метровая пачка неоген-четвертичных глин. Они ложатся с крупным стратиграфическим несогласием и размывом на верхнемеловые (кампанские) отложения, представленные радиоляриевыми алевролитами с обломками кремней [45, 31, Hussong et al., 1978, 1979].

На широте о. Гуам, в скв. 60, по Б. Хизену и др. [32, Heezen et al., 1971], в верхних 52 м отбор керн не проводился. В интервале 52—231 м вскрыты нановые мергелистые илы с прослоями глауконитсодержащих пеплов и глин. Эти отложения датированы средним миоценом. Между 288—297 м и 342—346 м пройдены вулканические пеплы, условно отнесенные к среднему или раннему миоцену. Последние 2 м разреза представлены пеплами и грубозернистыми песками нижнего миоцена.

Некоторые разрезы Марианского пересечения указывают на крупноамплитудные нисходящие движения внутреннего склона желоба. Пузырчатые лавы, вскрытые в точках 458, 459 и 460, изливавшиеся на глубинах, не превышавших 1000 м, определяют амплитуды погружения океанического ложа в этих точках за послеоэоценовое (459, 460) или послеолигоценое (458) время равными, соответственно, 3500—3600, 5500 и 2500—2700 м. Эоценовые конгломератобрекчин точки 460, по-видимому, накапливались в прибрежной зоне или даже, возможно, в субаэральной обстановке, о чем свидетельствуют следы размыва, установленные в верхах эоценовых накоплений. В этом случае размах нисходящих движений дна в точке 460 будет равен 6500 м.

Таким образом, не исключено, что в конце эоцена в пределах современного внутреннего склона Марианского желоба, как и в границах нынешнего внутреннего склона Японского желоба в олигоцене, существовало поднятие, испытывавшее позже резкое опускание.

Природа перерыва и размыва, разделяющих верхнемеловые и неогеновые отложения точки 452, расположенной на внешнем склоне желоба, неясна. Более вероятным представляется предположение, что перерыв обусловлен здесь подводным размывом. Характер движений дна вблизи скв. 461, 452 во многом также неизвестен.

В Центральноамериканском желобе бурение велось во время проведения 66 и 67-го рейсов «Гломар Челленджер». В первом рейсе бурение производилось в восьми точках, лежащих на пересечении, проходящем через внутренний склон, осевую зону и внешний склон желоба. Этот профиль расположен юго-восточнее Акапулько, в пределах одноименной акватории (см. рис. 1, акватория V, рис. 16).

В верхней части внутреннего склона, в скв. 493 разрез начинается 6-метровой пачкой четвертичных илестых алевритов. Между 6 и 120 м керн отбирался в скв. 493В, в которой в этом интервале были пройдены илестые алевриты, содержащие между 38 и 63 м обломки раковин *Delectopecten* [32, Masuda, 1982]. Ниже 120 м скв. 493 вскрыта монотонная толща переслаивающихся илестых и глинистых слабо уплотненных алевритов, переходящих ниже 240 м в аргиллиты и алевриты. Верхняя часть толщи (120—196 м) от-

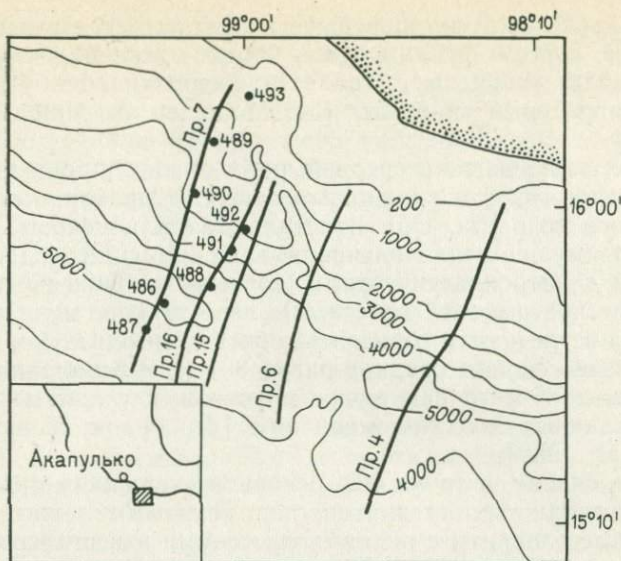


Рис. 16. Точки глубоководного бурения в пределах акватории Акапулько (V, см. рис. 1). Пересечение Центральноамериканского желоба. Показано положение сейсмических профилей, приведенных на рис. 19. Изобаты в метрах

несена к плиоцену, нижняя (196—364 м) — к верхнему миоцену. Эти отложения подстилаются со стратиграфическим перерывом осадками нижнего миоцена — главным образом илистыми алевролитами, которым подчинены тонкие прослои и линзы пеплов, грубозернистых песков и песчаников. Эти породы содержат обломки раковин и многочисленные растительные остатки. В основании свиты (604—652,2 м) преобладают грубозернистые кварцевые песчаники и пески, которым подчинены алевролиты. Под ними (652,2—662,1 м) вскрыта пачка домиоценовых песков. Скважина остановлена в диоритах, в которые она была заглублена на 12 м [31, Moore et al., 1981; 32, Watkins et al., 1982]. По данным Беллона и др. [32, Bellone et al., 1982], абсолютный возраст диоритов, определенный К-Аг методом, равен $34,5 \pm 2$ — $36,4 \pm 1,8$ млн. лет. Диориты синхронны кварцевым монцитам ($31,5 \pm 0,3$ — $36,4 \pm 2$ млн. лет, по Rb/Sr), развитым к северу от Акапулько, где они прорывают и омолаживают докембрийские и палеозойские метаморфические образования.

Ниже по склону, в скв. 489А вскрыты 7 м глауконитовых фораминиферовых и истых алевритов. Эти отложения, относящиеся к четвертичной системе, ложатся с перерывом на нижнемиоценовые илстые алевриты. В сложении нижнего миоцена, лежащего между 7 и 300 м, участвуют алевриты, алевролиты и аргиллиты с ходами роющих организмов, обломками раковин и растительными остатками. Число последних увеличивается вниз по разрезу. В основании, на глубине около 290 м, в алевролитах встречен прослой среднезернистого песчаника с обломками раковин. На глубине 300 м нижнемио-

ценовые осадки ложатся с перерывом и угловым несогласием на кристаллические породы фундамента — биотит-мусковит-кварцевые, биотит-горнблендит-кварцевые, гранат-мусковит-кварцевые сланцы и мусковит-хлоритовые кварциты [31, Moore et al., 1980; 32, Watkins et al., 1982].

Скв. 490, забуренная в средней части склона, прошла 142 м илистых алевритов, иногда глауконитоносных, и диатомовых алевритов четвертичного возраста. Они подстилаются плиоценовыми накоплениями — преимущественно алевролитами, в том числе диатомовыми, глинистыми и витрокластическими, которым подчинены прослой аргиллитов, песков (иногда галечных), известняков, мела и туфов. В алевролитах встречаются горизонты, обогащенные глауконитом. Мощность верхнеогеновых осадков равна 361 м. В основании вскрытого разреза лежит 85-метровая пачка монотонных глинистых алевролитов, датированных поздним миоценом [31, Moore et al., 1980; 32, Watkins et al., 1982].

Ниже по склону, в точке 492, основной скважиной пройдено 13 м четвертичных илистых алевритов, под которыми лежат илистые и глауконитовые алевриты с редкими прослоями известняков. Эти осадки, мощность которых равна 76 м, датированы плиоценом—поздним миоценом. Вниз по разрезу они сменяются глинистыми алевролитами, которым подчинены пески, витрокластические алевролиты и мел (89—279 м). Эта серия отнесена к верхнему миоцену. Более низкие горизонты верхнемиоценовых накоплений вскрыты дублирующей скв. 492Б в интервале 280—290 м. Здесь обнаружены средне-грубозернистые кварцевые песчаники и аргиллиты [31, Moore et al., 1980; 32, Moore et al., 1982].

В скв. 491 верхние 19 м сложены неуплотненными илистыми алевритами, отнесенными к четвертичной системе. Под ними вплоть до забоя лежит монотонная толща глинисто-алевролитовых илов, глинистых алевритов, сменяющихся ниже 280 м перемежающимися глинистыми алевролитами и илистыми алевритами. С глубины 209 в алевритовой серии появляются подчиненные прослой грубозернистых кварц-полевошпатовых песков, особенно часто встречающиеся в интервале 456—494 м. Эти накопления датированы плиоценом [31, Moore et al., 1980; 32, Moore et al., 1982].

Скв. 488 забурена в нижней части внутреннего склона желоба. Ею пройдено 428 м четвертичных осадков, представленных преимущественно неуплотненными илистыми алевритами, содержащими в верхах подчиненные прослой алевритовых глин и диатомовых илов, а внизу маломощные слои песков и аргиллитов [31, Moore et al., 1980].

Точка 486 лежит в осевой зоне Центральноамериканского желоба. Двумя неглубокими скважинами в ней были вскрыты 38 и 22 м четвертичных накоплений — главным образом тонко- и среднезернистых глинистых кварцевых песков. По данным Д. Мура и др., эти пески были перемещены в пределы желоба суспензионными потоками. По геофизическим данным, полная мощность осадочных пород вблизи точки 486 равна 425 м [31, Moore et al., 1980; 32, Moore et al., 1982].

Последняя скважина пересечения Акапулько (487) расположена на внешнем склоне желоба. В ней пройдено 124,5 м четвертичных (0—105,5 м) и плиоценовых (115—124,5 м) илистых кварц-полевошпатовых алевритов и глин. Между 124,5 и 172 м лежат пелагические глины с единичными прослоями вулканического пепла, отнесенные к позднему миоцену. Они перекрывают сильно трещиноватые плагиоклаз-оливиновые слабо пузырчатые базальты, вскрытые в интервале 172—191 м [31, Moore et al., 1980; 32, Moore et al., 1982].

Разрезы профиля Акапулько, лежащие на внутреннем склоне Центральноамериканского желоба, характеризуются двумя четко выраженными признаками — заметным увеличением в относительно древних накоплениях объема терригенной фракции, представленной кварцем, полевым шпатом и слюдами, и возрастанием вниз по забою содержания грубообломочных пород. Так, в точках 493 и 489, расположенных в верхней части внутреннего склона, значительное погружение осадков, становящихся преимущественно терригенными, отмечается ближе к основанию нижнего миоцена. Параллельно с этим в тех же точках вниз по разрезам в нижнемиоценовых отложениях увеличивается содержание растительных остатков, раковинного детрита и появляются все более многочисленные следы жизнедеятельности роющих организмов. Ниже по склону, в точке 490, галечные пески и глауконитсодержащие алевриты участвуют в сложении плиоценового отдела. В основании внутреннего склона, в точках 492 и 491 грубозернистые кварц-полевошпатовые пески и алевриты установлены, соответственно, в составе верхнего миоцена и плиоцена.

Все это, а также налегание в точке 489 нижнемиоценовых отложений на размытую поверхность кристаллического фундамента, позволяет предположить, что в пределах внутреннего склона Центральноамериканского желоба в домиоценовое время существовала область размыва. Ее погружение началось в раннем миоцене. Размах нисходящих движений внутреннего склона (с учетом мощности неоген-четвертичных осадков) составил в точке 493 около 1300 м, точке 489—1600 м, в точках 490, 492 и, с некоторой долей условности, в точке 491, соответственно, 2300, 2200 и 3000 м.

Присутствие в разрезе 487, вскрытом на внешнем склоне желоба, относительно грубых четвертичных осадков, сменяющихся плиоцен-позднемиоценовыми пелагическими глинами, может быть истолковано двояко. Возможно, что относительно древние пелагические глины точки 487 накапливались в эпоху, когда внутренний склон желоба испытал заметное опускание, а прилегающая к нему суша была снижена и выровнена. При альтернативном предположении допускается сравнительно сложная последовательность вертикальных движений ложа океана в пределах современной осевой зоны желоба, испытавшего опускание в позднем миоцене—плиоцене, втянутого в поднятия в конце плиоцена—начале плейстоцена и вновь погрузившегося во второй половине четвертичного периода. Учитывая присутствие в составе верхнемиоценовых и плиоценовых отложений разрезов (490, 492, 491) внутреннего склона желоба относительно грубых терригенных пород, второе предположение представляется более обоснованным. В этом случае можно говорить, что морфоструктура

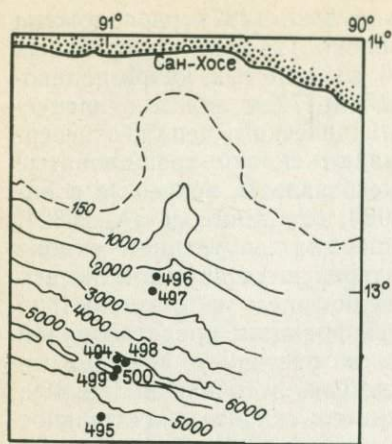


Рис. 17. Точки глубоководного бурения в пределах акватории Сан-Хосе (VI, см. рис. 1). Пересечение Центральноамериканского желоба. Изобаты в метрах

продолжавшимися до конца раннего плиоцена. Поднятия ложа происходили со скоростью от 80 до 500 м за 1 млн. лет. Они привели к уменьшению глубин до 1 км вблизи точки 487, 1,5—2 км около точки 486.

На смену поднятий в конце плиоцена пришла новая волна опусканий развивавшихся чрезвычайно интенсивно в течение позднего плиоцена и четвертичного периода. Максимальные амплитуды позднеплиоцен-четвертичных нисходящих движений были приурочены к нижней части внутреннего склона, осевой зоне и внешнему склону современного желоба. В результате этих опусканий в границах акватории Акапулько была сформирована современная морфоструктура океанического ложа.

В 67-м рейсе «Гломар Челленджер» бурение проводилось в семи точках, расположенных вдоль профиля юго-юго-западного простирания, пересекающего внутренний склон, осевую зону и внешний склон Центральноамериканского желоба южнее гватемальского порта Сан-Хосе (см. рис. 1, акватория Сан-Хосе (VI); рис. 17; см. табл. 8).

У нижней границы верхней части континентального склона скважиной 496 вскрыта 226-метровая пачка диатомовых и нановых илов четвертичного возраста. Они подстилаются песчанистыми илами (226—245 м), датированными плиоценом. Ниже лежат плиоцен-верхнемиоценовые диатомовые и нановые илы, иногда песчанистые (245—264 м). В интервале 246—300 м встречены переслаивающиеся песчанистые илы и нановые алевролиты с глауконитом. Ближе к основанию в этой свите обнаружен внутрiformационный конгломерат, сложенный мелкими гальками алевролитов. Судя по фауне и флоре, эти слои имеют средне-миоценовый возраст. В основании вскрытого

глубоководного желоба вблизи пересечения Акапулько возникла в позднем кайнозое по меньшей мере два раза — в позднем миоцене и во второй половине четвертичного периода.

Сходная, но иначе датированная, последовательность вертикальных движений океанического ложа в пределах акватории Акапулько намечена А. Баттом [32, Butt, 1982] по распределению фораминифер в разрезах скважин 486—493. По данным этого исследователя, опускание склонов и осевой зоны желоба происходило уже в раннем миоцене. В результате этих движений глубина океана вблизи точки 487 достигала в конце раннемиоценовой эпохи 2 км, а в оси желоба — 3 км. Около точек 489, 493 ложе океана лежало на глубине 100—300 м.

В среднем миоцене нисходящие движения сменились восходящими,

разреза, между 300 и 378 м, лежат нановые глауконитсодержащие алевролиты нижнего миоцена, содержащие на глубине 349—359 м прослой пемзы и лигнита [33, von Huene, Aubouin, 1980; 32, Aubouin, von Huene et al., 1982].

Из низов разреза установлены шельфовые формы бентосных фораминифер (*Rectobolivina hancocki*, *Frondicularia* sp.) и остракоды, встречающиеся совместно с обильным растительным детритом. В более высоких горизонтах нижнего миоцена собраны донные фораминиферы в ассоциации, характерной для глубин верхней батиали (150—600 м) — *Textularia*, *Saphonina*, *Stainforthia*, *Angulogerina*, *Nonionella labra dorica*. Наконец, в верхах нижнего миоцена обнаружены бентосные фораминиферы, образующие сообщество средней батиали (600—1300 м) — *Leticulina*, *Bolivina*, *Sphaeroidina bulloides*. В отличие от нижнемиоценовых слоев, верхнемиоценовые, судя по фауне и флоре, накапливались ниже уровня карбонатной компенсации, на глубинах ≥ 3000 м.

Ниже по склону желоба, в скв. 497 разрез представлен преимущественно терригенными илами с различной примесью биогенного и вулканокластического материала. Верхние 159 м осадков сложены нановыми и диатомовыми туфогенно-песчанистыми илами, отнесенными к четвертичной системе. Они подстилаются свитой переслаивающихся диатомовых илстых песков, диатомовых туфогенных алевролитов, нановых алевролитов и песков, алевритов и алевролитов (159—396,5 м), содержащих на глубинах 206—210 и 216—218 м прослой внутриформационных галечниковых алевролитов, с округлыми и уплощенными гальками алевролитов и микритовых известняков. Слои в интервале 159—396,5 м датированы верхним—нижним плиоценом [33, von Huene, Aubouin, 1980; 32, Aubouin, von Huene et al., 1982].

Бентосные фораминиферы, собранные из отложений нижнего плиоцена, образуют сообщество нижней батиали, обитавшее на глубинах 1600—3000 м.

В точке 494, расположенной у подножья внутреннего склона желоба, основной и, главным образом, дублирующей (494А) скважинами пройдены 189,5 м четвертичных отложений, представленных диатомовыми песчанистыми илами, илстыми алевролитами, глинами и аргиллитами, алевритовыми илами и микритовыми известняками. С глубины 142 м алевролиты, аргиллиты и известняки, становятся сильно трещиноватыми, в результате чего при бурении возникают вторичные брекчии. Ниже (189,5—224 м) лежат алевриты, трещиноватые алевролиты и песчанистые алевролиты с рассеянным глауконитом. Эти слои датированы плиоценом.

Плиоценовые отложения залегают с перерывом на ниже-среднемиоценовых аргиллитах (224—237 м), сменяющихся вниз глинами и аргиллитами, содержащими нижнемиоценовую (или олигоценую?) фауну (237—241 м).

Эти слои отделены тектоническим нарушением от пачки сильно трещиноватых алевролитов, превращающихся в процессе бурения в брекчию (241—294 м), содержащих фауну и флору среднемиоценового возраста. Контакт этих трещиноватых пород с подстилающими

слоями также тектонический. Они подстилаются брекчиями, образующимися при бурении, состоящими из обломков туфоалевролитов, мела и известняка с остатками фораминифер, радиолярий и коккофорид. Эта фауна и флора включает как среднеэоценовые, так и маастрихтские формы.

На глубине 312,5 м скв. 494А достигнуты сильно трещиноватые известковистые алевролиты, алевритистые и известковистые аргиллиты и мел с прослоями цеолитовых илов (312,5—366,5 м). Ниже 322 м в этих породах наблюдается значительная примесь вулканокластического материала основного и среднего состава. Возраст отложений этой свиты определен поздним мелом [33, von Huene, Aubouin, 1980; 32, Aubouin, von Huene et al., 1982].

Бентосные фораминиферы, встреченные в верхнемеловых осадках разреза 494А, обитали на глубинах меньших 3000 м, сообщество фораминифер из нижнемиоценовых (олигоценых?) слоев — в пределах нижней батиали (1600—3000 м).

Скв. 498А забурена неподалеку от точки 494. Как и последняя, она расположена у подножия внутреннего склона. В ней пройдено 212 м плиоцен-четвертичных осадков, представленных биогенными илами, и 19 м (212—231 м) плиоценовых биогенных алевролитов. Ниже (231—288 м) вскрыты сильно трещиноватые алевролиты и микритовые известняки, превращающиеся при бурении в брекцию. Эти породы отнесены к нерасчлененному миоцену. Разрез завершается пачкой брекчий, песков и алевролитов (288—316,5 м), датированных ранним миоценом [33, von Huene, Aubouin, 1980; 32, Aubouin, von Huene et al., 1982].

В основании разреза скв. 498, на глубине 307—316 м, в прослоях песков встречены остатки мелких гастропод, обитавших на шельфе. В более молодых отложениях раннего миоцена собраны донные фораминиферы, образующие сообщество, характерное для нижних уровней средней или верхних уровней нижней батиали. Эти фораминиферы указывают на глубину раннемиоценового бассейна, близкую к 1500 м. Осадки нерасчлененного миоцена и плиоцен-четвертичные отложения содержат ассоциацию бентосных фораминифер, типичную для нижней батиали.

Точки 500 и 499 расположены вблизи осевой зоны желоба. В первой из них верхи (0—82 м) разреза представлены четвертичными биогенными илами и турбидитами. Они ложатся со стратиграфическим перерывом на переслаивающиеся фораминиферово-нановые илы, мел и брекчии бурения (82—156,5 м). Эти слои датированы ранним миоценом. В призабойной части скважины (156,5—165,5 м) вскрыты базальты, частично пузырчатые. В дублирующей скв. 500В базальты установлены на глубине 124 м [33, von Huene, Aubouin, 1980; 32, Aubouin, von Huene et al., 1982].

Четвертичные отложения из скв. 500 содержат комплекс переотложенных фораминифер, обитавших в диапазоне глубин от 100 до 3000 м.

Скв. 499А и 499В пройдены четвертичные слои (0—191 м), сложенные илистыми пеплами и биогенными илами с прослоями песков, песчаных и известковистых илов. В интервале 191—200,5 м лежат

биогенные илы среднемиоценового возраста. Они подстилаются 10-метровым горизонтом диатомовых и нановых илов и мела, датированных средним—ранним миоценом. Ниже (210,5—285,5 м) вскрыта пачка нанового мела и брекчий, содержащих фауну и флору раннемиоценового возраста. Скв. 499В остановлена в базальтах (285,5—286,5 м) [33, von Huene, Aubouin, 1980; 32, Aubouin, von Huene et al., 1982].

В четвертичных отложениях точки 499 были собраны переотложенные бентосные фораминиферы, обитавшие на шельфе и на глубине порядка 1500 м. Осадки среднего миоцена содержат ассоциацию фораминифер, характерную для нижней батиали.

Последняя точка пересечения Сан-Хосе (495) расположена на внешнем склоне Центральноамериканского желоба. Верхние 171 м разреза скв. 495 представлены гемипелагическими илами с остатками диатомей, радиолярий и кокколитофорид. В отдельных горизонтах этой свиты содержание терригенного и, главным образом вулканокластического материала составляет примерно 50 %. В свите выделены четвертичные (0—57 м), плиоценовые (57—114 м), плиоцен-верхнемиоценовые (114—142 м) и верхнемиоценовые (142—171 м) слои.

Ниже, в интервале 171—177 м лежат гемипелагические илы и абиссальные глины, датированные средним миоценом. Они подстилаются (177—428 м) толщей средне-нижнемиоценовых переслаивающихся фораминиферо-нановых илов и мела, которым подчинены прослой кремней и порцелланитов. Между 428 и 446,5 м вскрыты пузырьчатые базальты [33, von Huene, Aubouin, 1980; 32, Aubouin, von Huene et al., 1982].

Четвертичные слои разреза скв. 500 содержат переотложенную фауну бентосных фораминифер, включающую как шельфовые формы, так и формы, обитавшие в пределах верхней, средней и нижней батиали.

Сопоставление фауны бентосных фораминифер, собранной из скважин пересечения Сан-Хосе, позволяет обнаружить две особенности ее распределения в разрезах точек 496, 497, 494, 498, 499 и 495.

Во-первых, для нижних членов этих разрезов характерно присутствие ассоциаций донных фораминифер, обитавших в пределах сравнительно узких эколого-фациальных зон, тогда как в верхах тех же разрезов появляется смешанная бентосная фауна, включающая формы, населявшие различные глубины. Говоря иными словами, в перечисленных разрезах наблюдается смена непереотложенной фауны, приуроченной к их нижним частям, переотложенными комплексами, обнаруженными в их верхах.

Во-вторых, в тех же разрезах снизу вверх относительно мелководные ассоциации донных фораминифер постепенно сменяются все более и более глубоководными.

Наиболее отчетливо эта тенденция проявляется в разрезах скв. 496 и 498. В первом, в основании нижнего миоцена, встречены сообщество шельфовых фораминифер, остракоды и обильный растительный детрит. Несколько выше появляются фораминиферы, оби-

тавшие на глубине 150—600 м, а еще выше обнаружена фауна, типичная для средней батиали (600—1600 м). Осадки нижнего миоцена перекрыты верхнемиоценовыми, содержащими бентосные фораминиферы, населявшие глубины, превышавшие 300 м. Во втором разрезе (498) в нижнемиоценовых слоях шельфовая фауна сменяется вверх фауной, обитавшей на глубинах около 1500 м, а на смену последней в отложениях плиоцена приходит сообщество, характерное для нижней батиали (1600—3000 м).

Эти факты исключают возможность отнесения нижних членов разрезов, вскрытых на пересечении Сан-Хосе, к турбидитам. Формирование последних в пределах рассматриваемой акватории началось не ранее плиоцена. В то же время эти факты с несомненностью указывают, что вдоль пересечения Сан-Хосе в течение последних 70 (скв. 494) — 25 млн. лет (скв. 495 и др.) происходило постепенное погружение дна океана.

Нанофлора и фауна из нижнемиоценовых слоев скв. 496 обитала в пределах неглубокого шельфа. Присутствие в разрезе нижнего миоцена лигнитов указывает на поднятие и осушение шельфовой зоны в начале раннего миоцена, а поверхность несогласия, приуроченная к границе верхнего миоцена—плиоцена, свидетельствует либо о близости области размыва, либо о кратковременном поднятии шельфа, последовавшем за его опусканием на глубину около 3000 м, имевшем место в позднемиоценовое время. Конечная амплитуда послераннемиоценового опускания ложа океана в точке 496 равна 2000—2400 м.

Движения дна океана в точках 497 и 494 реконструируются менее уверенно по размывам, зафиксированным в их разрезах, и по заметным изменениям литологического состава пород, связанным с этими перерывами.

В разрезе 497 установлены перерыв и размыв, разделяющие накопления раннего и позднего плиоцена. С этим перерывом между относительно грубыми осадками нижнего и илистыми отложениями верхнего плиоцена связан горизонт конгломератовых песков и конгломератов. В разрезе скв. 494 отмечено два перерыва, охватывающие интервалы между средним эоценом—верхним олигоценом и средним миоценом—плиоценом, причем и тот, и другой синхронны региональным перерывам, отмеченным повсеместно в разрезах шельфовой зоны, прилегающей к профилю Сан-Хосе.

Учитывая это, а также данные по разрезу скв. 496, можно предположить, что миоцен-плиоценовое мелководье не ограничивалось районом точки 496, а протягивалось в пределы нынешней нижней части внутреннего склона Центральноамериканского желоба, к точке 497. К югу от последней, вблизи точки 494, в среднем и позднем миоцене, возможно, лежала островная суша.

Если эта реконструкция справедлива, размах послераннеплиоценовых опусканий дна океана в точке 497 может быть равен 2500—2600 м, а послесреднемиоценовые нисходящие движения ложа в точке 494 должны иметь амплитуду около 5800—5900 м. Позднекайнозойские вертикальные движения земной коры в точках 496 и 497 в целом были однонаправленными, тогда как послесреднеэоценовые

движения в точке 494 отличались резко выраженной знакопеременностью. Судя по остаткам фауны и флоры, эоценовые отложения разреза скв. 494 накапливались на глубинах, несколько больших 3000 м. Послесреднеэоценовые поднятия вывели их выше уровня океана. Позднеолигоценовое опускание привело вновь к возникновению глубин, ненамного меньших 3000 м. Поднятие конца раннего миоцена имело размах, близкий к 3000 м, а новые, послемiocеновые погружения, как уже говорилось, были особенно интенсивными.

Следует отметить, что указанная последовательность тектонических движений ложа океана в точке 494 — лишь одна из возможных. Альтернатива ей — постепенное опускание дна, амплитуда которого за послемаастрихтское время достигла 2500 м. Впрочем, этот альтернативный вариант кажется маловероятным, поскольку в точке 498, лежащей рядом с точкой 494, еще в раннем миоцене существовала шельфовая обстановка. Для точки 498 размах послераннемиоценовых нисходящих движений определяется величиной порядка 5700 м. Отсюда наиболее вероятно, что дно океана в точке 494 испытало за послераннемиоценовое время опускание с примерно той же амплитудой.

Судя по разрезу скв. 499, размах нисходящих движений осевой зоны желоба за плеистоценовое время равен 3000—3500 м.

Весьма вероятное существование в точке 494 (т. е. в непосредственной близости к оси современного желоба) позднеэоцен-среднеолигоценовой и средне-позднемиоценовой суши указывает на то, что глубоководного желоба не существовало по меньшей мере до начала плиоцена. Таким образом, по геологическим меркам, Центрально-американский желоб — чрезвычайно молодая структура. Этот вывод продиктован также и тем соображением, что признание доплиоценового (или более древнего) возраста желоба, при условии существования в точках 497 и 494 миоценового мелководья и зоны размыва, неизбежно влечет за собой маловероятное предположение о почти вертикальном раннеэоценовом эскарпе высотой около 6 км, располагавшемся где-то между точками 494, 498 и 499, 500.

От точки 494 к точке 495, лежащей на внешнем склоне желоба, в миоцене, по-видимому, происходило весьма плавное снижение ложа океана. Этому предположению не противоречит наличие бентосных фораминифер в нижне-среднемиоценовых отложениях разреза 495, обитавших на глубинах, не больших 2500 м [32, Aubouin, von Huéne, 1982].

Следовательно, плиоцен-четвертичные нисходящие движения захватили не только внутренний склон современного желоба. По-видимому, они проявились еще более резко вблизи нынешней оси желоба, и именно эти погружения сформировали нынешнюю его структуру. В пределах существующего сегодня внешнего склона движения этого времени оказались более слабыми. Эта зона испытала погружение на 1600—2100 м.

Не исключено, что современная структура глубоководного желоба на пересечении Сан-Хосе обязана своим возникновением не только сравнительно плавным опусканиям земной коры в пределах зоны перехода от континента к океану, но и кратковременным, но очень

интенсивным сползаниям более или менее крупных масс осадочных пород, развивавшимся на растущих и становившихся все более крутыми склонах желоба.

Сейсмические исследования методом отраженных волн вдоль профиля Сан-Хосе показали, что осадки, облекающие нижнюю часть внутреннего склона и внешний склон, разбиты серией крутых разломов, сместители которых падают на юг-юго-запад. В нижней части внутреннего склона эти разломы, падающие к осевой зоне желоба, обуславливают ступенчатое строение склона [32, Ladd et al., 1982].

Реальность этих разломов подтверждается разрезами скв. 494, 498 и 500. В этих скважинах, забуренных в зонах разломов, ограничивающих тыловую зону нижней склоновой террасы (494, 498) и подножие внутреннего склона (500), в стратиграфическом интервале от нижнего миоцена до плиоцена вскрыты очень сильно трещиноватые породы, превращающиеся при бурении в брекчии. Судя по разрезам скв. 494 и 498, движения по разломам возникли не раньше конца плиоцена—начала четвертичного периода.

Исходя из этого можно предположить, что постепенное погружение дна океана вдоль профиля Сан-Хосе, начавшееся в раннемиоценовую эпоху и прерывавшееся в отдельных точках кратковременными воздыманиями, в плиоцене, после возникновения на внутреннем склоне критических уклонов, было осложнено гравитационным соскальзыванием крупных масс осадков. Это соскальзывание сопровождалось раздроблением смещавшихся пород и оно же обусловило возникновение в нижней части внутреннего склона террасовидных уступов. Эти движения привели к быстрому перемещению осадков, облекавших внутренний склон, на глубины, близкие к современным.

При такой реконструкции тектонических движений амплитуда раннемиоцен-позднеплиоценовых относительно плавных опусканий дна в точках 494, 498, 499 и 500 может быть определена близкой к 2500—3000 м.

Выводы. 1. Существующие оценки возраста глубоководных желобов Тихого океана крайне противоречивы. Одни ученые, например Дж. Умбгров [15], Б. А. Петрушевский [16], считали желоба и сопряженные с ними разломы структурами достаточно древнего заложения (домезозойскими или раннемезозойскими). По мнению других ([15, Хесс], В. В. Белоусов [2], Е. М. Рудич), по крайней мере некоторые желоба являются сравнительно молодыми структурами. Так, Г. Г. Хесс предполагал, что Филиппинский и Марианский желоба заложены в поздне меловую эпоху. Автор в 1962 г. отнес возникновение островных дуг Нансей (Рюкю), Японской и Курильской и связанных с ними желобов к промежутку времени от раннего миоцена до четвертичного периода. По мнению В. В. Белоусова [2], Боннио-Марианская дуга и сопровождающие ее желоба сформировались не раньше миоцена. По Г. У. Менарду [13], восточная оконечность Алеутского желоба и желоб Тонга, по-видимому, моложе расположенных рядом с ними гийотов, что позволяет определить возраст желобов поздним мелом.

Бурение в глубоководных желобах позволяет уточнить эти датировки. Разрезы Японского, Марианского и Центральноамериканских

пересечений показали, что эти желоба — очень молодые структуры. Японский желоб на широте Северного Хонсю начал формироваться не раньше позднемиоценового времени, Марианский на широте о. Паган и Центральноамериканский у Акапулько и Сан-Хосе — в плиоцене. Этот вывод не зависит от того, считать ли крупные послеверхнемеловые перерывы, зафиксированные на внешних склонах желобов, обусловленными субэральным или подводным размывом. Дело в том что несомненно поднятые в прошлом участки внутренних склонов желобов располагаются так близко от их современных осевых зон, что при сохранении нынешней позиции последних необходимо допустить существование над ними в прошлом почти вертикальных эскарпов высотой 5—7 км. Существование таких колоссальных уступов кажется маловероятным, и в результате приходится признать, что в конце миоцена желобов либо еще не было, либо они располагались где-то в пределах современного внешнего склона, а может быть и абиссальной равнины, лежащей сейчас восточнее (или западнее) внешнего склона.

Из этих двух вариантов предпочтение должно быть отдано первому, поскольку имеющиеся геологические и геофизические данные исключают присутствие палеожелобов на нынешнем внешнем склоне или примыкающей к нему абиссали. Здесь не установлено ни повышенных мощностей осадочного чехла, ни следов каких-либо отрицательных линейных структур в фундаменте, образованном магматическими породами.

Сейчас нельзя сказать, можно ли считать другие глубоководные желоба Тихого океана одновозрастными Японскому, Марианскому и Центральноамериканскому. Судя по присутствию в разрезе точки 204, расположенной на абиссальной равнине восточнее желоба Тонга, конгломератов и косослоистых аркозовых песчаников позднеолигоцен-раннемиоценового возраста, желоб Тонга заложился не раньше конца раннего миоцена, а может быть и в более позднее время. Таким образом, желоб Тонга возник или несколько раньше Японского и Марианского, или одновременно с ними. Время образования других желобов неизвестно.

2. Бурение вдоль профилей, пересекающих Японский, Марианский и Центральноамериканский глубоководные желоба, обнаружило на редкость однотипную последовательность их развития в течение кайнозоя.

В пределах внутреннего склона Японского желоба установлена позднеолигоценовая суша, возможно, возникшая задолго до конца олигоцена. В позднем олигоцене в ее границах происходил интенсивный размыв и накапливались валунно-галечные конгломераты. В Марианском желобе эоценовые валунные конгломераты и брекчии, отлагавшиеся в прибрежной зоне и частично в субэральным условиях, и сильно пузырчатые лавы, изливавшиеся на глубинах, не превышавших 1000 м (с учетом данных Д. Хейса и У. Питмэна, даже на глубинах, меньших 500 м), также приурочены к внутреннему склону. Наконец, в Центральноамериканском желобе на пересечении Акапулько грубообломочные отложения нижнего миоцена залегают с размывом на кристаллических породах материкового фундамента,

а на траверсе Сан-Хосе литологически сходные нижнемиоценовые накопления содержат автохтонную шельфовую фауну. Присутствие в неогеновых осадках профиля Сан-Хосе лигнитов позволяет предположить, что и в этом районе внутренний склон желоба временами выводился на дневную поверхность.

Таким образом, на внутренних склонах удаленных друг от друга на тысячи километров Японского, Марианского и Центральноамериканского желобов в интервале от эоцена до раннего миоцена либо существовали несомненные области размыва (Японский желоб, пересечение Акапулько Центральноамериканского желоба), либо мелководные зоны, возможно, поднимавшиеся на короткое время выше уровня океана (Марианский желоб, профиль Сан-Хосе). Также одновременно, в плиоцен-четвертичное время, в четырех рассматриваемых акваторий началось формирование современной морфоструктуры глубоководных желобов.

Однотипность и достаточно четко выраженная синхронность средне- и позднекайнозойского развития тихоокеанских окраин в пределах нынешних Японского, Марианского и Центральноамериканского желобов наводят на мысль, что в основе его лежал либо какой-то общий процесс, либо какие-то сходные процессы, развивавшиеся в близких структурно-тектонических условиях.

Искомой общей причиной (или общим спусковым механизмом) может быть субдукция плит океанической литосферы, предполагаемая новой глобальной тектоникой, однако однотипное развитие внутренних склонов современных желобов могло обуславливаться также усилением нисходящих движений в периферических зонах Тихого океана в конце палеогена—начале неогена, возникшим одновременно с резким обострением новейших тектонических движений в пределах материков, обрамляющих океаническую акваторию.

3. На первый взгляд, предположение о связи средне- и позднекайнозойских движений краевых зон Тихого океана с субдукцией океанической литосферы представляется наиболее естественным и не требующим дополнительных доказательств. Однако такое истолкование природы кайнозойских движений земной коры в пределах современных глубоководных желобов вызывает серьезные трудности. Дело в том что если бы эти движения были генетически связаны со спредингом океанической литосферы и ее затягиванием в мантию, неизбежным следствием такой связи было бы возникновение глубоководных желобов когда-то не позже юрского периода или раннемеловой эпохи, одновременно с началом раздвижения «новой» литосферы в пределах Тихого океана. Как мы теперь знаем, в его наиболее изученных окраинных зонах столь древние желоба отсутствуют.

При этих обстоятельствах гипотезу субдукции можно «спасти» только приняв одно из следующих трех предположений: а) расплыванием океанической литосферы от оси спрединга, возникшее примерно в середине мезозоя, первые 120—140 млн. лет не сопровождалось ее субдукцией в краевых зонах океана; б) субдукция «новой» океанической литосферы сопровождалась затягиванием в мантию коры материковых окраин, в результате чего древние желоба давно исчезли с поверхности Земли; в) субдукция не провоцировала фор-

мирование глубоководных желобов, движения в пределах последних генетически не связаны с процессом погружения океанической литосферы под материковую.

Первое предположение ставит под сомнение гипотезу в целом, так как она не содержит никаких мыслимых ограничений процессу затягивания океанической литосферы в мантию. По логике гипотезы субдукция должна была возникнуть одновременно с началом образования «новой» литосферы, т. е. одновременно с началом ее отплавания от оси спрединга.

Второе предположение явно недоказуемо и более чем сомнительно по существу. В связи с ним следует отметить, что даже погружение относительно холодной и плотной океанической литосферы в мантию — процесс, истолкование которого порождает многочисленные трудности. Механическое же затягивание в мантию легкой и прогретой континентальной коры, якобы реализуемое в ходе опускания лежащей под ней более плотной и холодной океанической литосферы, противоречит фундаментальным законам физики.

На фоне двух первых предположений третье, на первый взгляд, выглядит вполне приемлемым, хотя в рамках тектоники плит и оно приводит к неустранимым противоречиям. Приняв его, приходится признать, что субдукция «новой» океанической литосферы, якобы возникшая по периферии Тихого океана 150—160 млн. лет назад одновременно с началом генерации этой литосферы в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, в течение 145—150 млн. лет не провоцировала возникновения глубоководных желобов. Многие из них возникли только около 10 млн. лет назад явно вне всякой связи с погружением океанической литосферы в мантию. Этот вывод остается в силе и в том случае, если считать, что «новая» литосфера генерировалась около 100—110 млн. лет назад в гипотетическом хребте Кула [27: Larson, Pitman, 1972; Uyeda, Miyashiro, 1974].

Следует отметить, что это относительно приемлемое решение чревато признанием того, что мощнейший глобальный процесс субдукции, якобы развивавшийся с середины мезозоя по периферии Тихого океана, никак не проявился в структуре его окраин. Более того, структура последних возникла вне связи с субдукцией которая предстает в этом случае не напряженнейшим тектоническим событием, вовлекшим в движение колоссальные объемы корового и мантийного вещества, а какой-то «тенью» этого события. Подобная «бесплотность» весьма характерна для процессов, принимаемых новой глобальной тектоникой. Они имеют ясно выраженную тенденцию не оставлять следов в реальных геологических телах и структурах.

Следовательно, однотипность и синхронность формирования и крайняя молодость современной структуры краевых зон Тихого океана не только не могут быть выведены из спрединга океанической литосферы и ее погружения в мантию, но исключают и спрединг, и субдукцию.

Все сказанное заставляет отдать предпочтение альтернативному предположению, в соответствии с которым современная структура периферических зон Тихого океана начала формироваться во второй половине палеогена в результате резко контрастных движений —

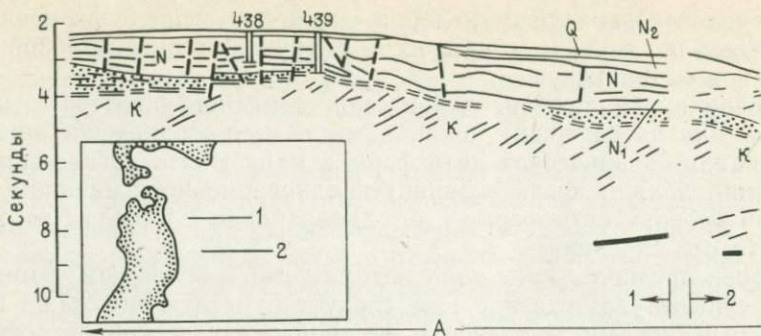


Рис. 18. Строение внутреннего и внешнего склонов Японского желоба в районе 1980]. На врезке показано поло

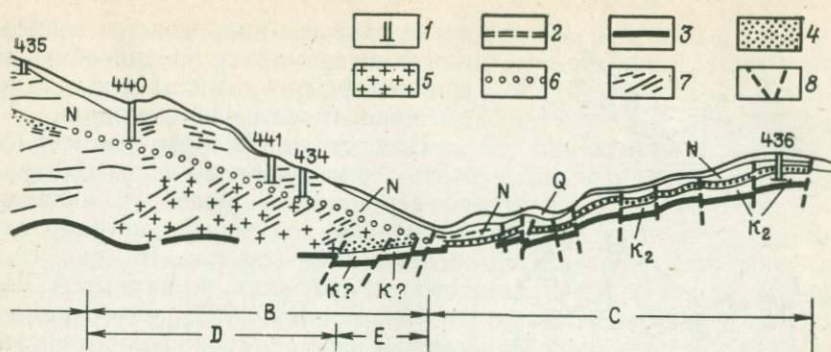
1 — глубоководные скважины; 2 — поверхность углового и стратиграфического миоцен-верхне му, кровля базальтов); 4 — отложения олигоценового отдела или палеогеновой системы в це тиграфического несогласия между отложениями миоцена и

высокоамплитудных поднятий активизированных материков и столь же крупноамплитудных обрушений океанического ложа. Полное развитие структура переходных зон получила только в конце неогена и четвертичном периоде, после возникновения глубоководных желобов. Их появление, по-видимому, стало возможным после того как в процессе новейшей тектонической активизации произошло заметное прогревание континентальной литосферы (см. §8, с. 137).

4. Идее субдукции противоречит не только возраст глубоководных желобов, но и последовательность их формирования. Бурение и геофизические исследования в глубоководных желобах предоставляют нам материал, в своей совокупности не подтверждающий гипотезу субдукции. Сказанное подтверждается при анализе сводного профиля через Японский желоб, построенного по данным исследований методом отраженных волн [32, Nasu et al., 1980], и сопоставлении этих данных с материалами по другим желобам.

Анализ и сопоставление показали:

А. На профиле через Японский желоб отчетливо видно спокойное залегание кайнозойских и меловых накоплений и подстилающих последние базальтов акустического фундамента (так называемой «кровли океанической литосферы») в пределах внешнего склона и осевой зоны глубоководного желоба. Бурение на внешнем склоне подтвердило геофизические данные. Скв. 436 вскрыла здесь залегающие горизонтально неуплотненные или слабо литифицированные осадки верхнего мела, верхнего палеогена, неогена и четвертичной системы (рис. 18). В них не встречено мелких разрывных нарушений, зон аномальной трещиноватости и, тем более, складчатых дислокаций. Все это свидетельствует, что породы осадочного чехла, облекающего внешний склон, не испытали ни складчатости, ни раздробления, казалось бы, неизбежных в них на подходе к зоне субдукции. В соответствии с кинематическими построениями новой глобальной тектоники приближение осадочного покрова к зоне их погружения в мантию должно было бы сопровождаться дислокациями, раздроблением и сгуживанием осадков, нарастающими от внешнего скло-



пересечения 40° , по данным исследований методом отраженных волн [32, Nasu, жение сейсмических профилей 1 и 2

мелового (и олигоцен-верхнемелового) несогласия; 3 — кровля океанической коры (по-видимому; 5 — зона аккреции [32, Shorno, 1980]; 6 — предполагаемая поверхность углового и стратификация; 7 — элементы залегания слоев; 8 — разломы

на к оси желоба. Между тем на профиле заметных изменений в характере залегания и дислокации осадочного чехла в направлении к глубоководному желобу не отмечается.

Следует подчеркнуть, что внешний склон Японского желоба не представляет собой какого-то исключения. Аналогичное спокойное залегание осадков отмечено и на внешних склонах Марианского и Центральноамериканского желобов и желоба Тонга (точка 204).

На каждом из четырех пересечений глубоководных желобов осадки и подстилающие их базальты, участвующие в строении внешних склонов, разбиты серией сравнительно редких нормальных сбросов (взбросов), возникновение которых логичнее связать не с тангенциальными напряжениями, какие следовало бы ожидать при реализации субдукции, а с вертикальными движениями блоков земной коры. Этот вывод косвенно подтверждается отсутствием в пределах внешнего склона и осевой зоны желобов пологих поддвигов (надвигов), неизбежно возникших бы при затягивании океанической литосферы под край континента.

Глыбовая структура, связанная с системой крутопадающих и вертикальных разломов, отчетливо видна в пределах ряда переходных зон. Кроме рассматриваемого пересечения Японского желоба, глыбовая структура, образовавшаяся в результате вертикальных движений блоков земной коры, обнаружена в акватории Сан-Хосе [33, von Huene, Aubouin, 1980], на внешнем склоне Чилийского желоба (по У. Швеллеру, Л. Кульму) в желобе Пуэрто-Рико (по Ю. В. Тулиной, Г. А. Ярошевской) и в других акваториях.

В то же время на многочисленных профилях через глубоководные желоба часто изображаются разрывы, которые имеют различные, как правило, очень пологие углы падения под прилегающие материки или островные цепи. Такие пологие поддвижки, хотя и не могут служить подтверждением субдукции океанической литосферы под континентальную, но и не исключают (в отличие от субвертикальных сбросов) ее возможность. Однако знакомство с исходными материалами приводит к выводу, что в большинстве случаев подобные по-

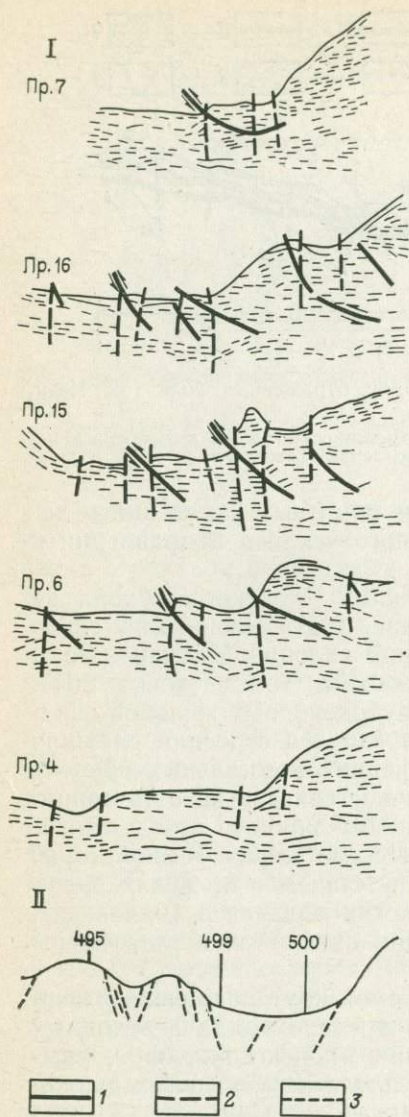


Рис. 19. Разрезы Центральноамериканского желоба в пределах акваторий Акапулько [32, Shipley, 1982] и Сан-Хосе [33, von Huene, Aubouin, 1980]

I — геофизические профили через акваторию Акапулько (их расположение показано на рис. 16); II — принципиальная схема блоковой тектоники пересечения Сан-Хосе. 1 — поддвиги, выделенные Т. Шипли; 2 — крутопадающие разломы, альтернативные поддвигам Т. Шипли; 3 — крутопадающие разломы, намеченные фон Хьюном на разрезе Сан-Хосе

логие разрывы прорисованы концептуально, в стремлении приспособить имеющийся фактический материал к идеям новой глобальной тектоники.

Иллюстрацией этому может служить серия профилей через Центральноамериканский желоб в акватории Акапулько, полученных методом отраженных волн (см. рис. 16; рис. 19, I). На этих профилях, по данным Т. Шипли [32, Shipley, 1982], в четырех случаях из пяти обнаруживаются системы пологих поддвигов (надвигов), падающих от оси желоба под континентальный склон Центральной Америки.

Подобная интерпретация в лучшем случае может рассматриваться лишь как одна из возможных, а с учетом результатов сейсмопрофилирования ее даже нельзя признать наиболее вероятной. Размещение отражающих площадок на пяти профилях рис. 19 таково, что с большим основанием на них выделяются не субгоризонтальные поддвиги (надвиги), проведенные Т. Шипли достаточно произвольно, а крутопадающие, часто вертикальные сбросы, отчетливо проявляющиеся в рельефе океанического ложа, в вертикальных смещениях и в нарушениях сплошности отражающих горизонтов. Все эти признаки позволяют наметить ряд зон вертикальных и субвертикальных смещений блоков земной коры, альтернативных зонам поддвигов Т. Шипли, и более вероятных, чем эти поддвиги. В результате структура внутреннего склона Центральноамериканского желоба на пересечении Акапулько обнаруживает чрезвычайное сходство со структурой, установленной Р. фон Хьюном в том же желобе вдоль профиля Сан-Хосе (см. рис. 19, II).

Б. Обращает на себя внимание последовательная трансформация глыбовых дислокаций кровли океанической литосферы под внешним склоном, осевой зоной и внутренним склоном желоба, исключаящая возможность субдукции. Как уже отмечалось, на

профиле видно, что базальты, слагающие верхи этой литосферы, на внешнем склоне разделены на блоки, ограниченные субвертикальными и вертикальными разломами (см. рис. 18, участок С). Близкие по стилю разрывные дислокации устанавливаются под основанием внутреннего склона (см. рис. 18, участок Е). Единственное различие между разрывами участков С и Е состоит в том, что на участке Е плоскости сбрасывателей наклонены под континент (углы падения 60—65°). Наконец, западнее, под средней и верхней частями внутреннего склона, кровля литосферы приобретает гораздо более спокойное залегание, чем на участках С и Е. На участках Д и А (см. рис. 18) она испытывает лишь очень плавные изгибания. Глыбовые дислокации кровли литосферы здесь фактически не зафиксированы; наличие их если и можно предположить, то с интервалом между разрывами 12—15 км, против 2—3-километровых промежутков между разломами внешнего и нижней части внутреннего склонов желоба.

Таким образом, «кровля литосферы», раздробленная при подходе к зоне гипотетической субдукции на относительно небольшие блоки, при дальнейшем продвижении под край материка не только не испытывает прогрессирующего разрушения (чего следовало бы ожидать), а оказывается спаянной в блоки значительно больших размеров.

Такие соотношения трудно объяснить, если считать, что мы имеем дело с океанической литосферой, движущейся под континент, и легко — если допустить, что разломы в базальтах возникли в результате вертикальных движений океанического ложа, не испытывавшего заметных горизонтальных смещений. Это предположение косвенно подтверждается локализацией глыбовых структур. Наиболее дробные из них явно тяготеют к внешнему склону и основанию внутреннего склона, т. е. к зоне наиболее контрастных вертикальных движений.

В. На профиле через Японский желоб устанавливается пространственная позиция так называемой зоны аккреции, непонятная с позиций гипотезы спрединга.

Как видно на рис. 18, гипотетическая зона аккреции якобы располагается в нижней части внутреннего склона (участок В) и не проходит западнее точки 440, под его среднюю и верхнюю части. Такое положение зоны аккреции еще можно было бы объяснить, если бы «кровля океанической литосферы» испытывала резкое изгибание и погружение в мантию вблизи точки 440. Однако как видно на профиле, такого изгибания не происходит, и кровля магматогенной серии уходит на запад от точки 440, не только не погружаясь в мантию, но даже несколько поднимаясь относительно уровня, занимаемого ею в точке 400.

С позиций новой глобальной тектоники подобное положение зоны аккреции относительно «продвинутой под континент» кровли океанической литосферы достаточно неожиданно, поскольку следовало ожидать, что зона аккреции будет сопровождать «кровлю литосферы» на всем участке ее субгоризонтального залегания. Этого не происходит, и аккреционная призма замещается на долготе точки 440 меловыми накоплениями, залегающими сравнительно спокойно все на той же «кровле океанической литосферы».

Таким образом, аккреционные образования, залегающие над движущейся под материк «океанической литосферой», по мере этого продвижения не увеличиваются в мощности, не усложняются по структуре и не становятся более раздробленными. Вместо этого они неожиданно отрываются от кровли литосферы, и дальнейшее горизонтальное движение последней происходит без нарушения сплошности и дислокации меловых отложений, лежащих на «океанической литосфере». В результате не так уж сильно диагенезированные меловые породы участка А (см. рис. 18) начинают играть не свойственную им роль несминаемого, абсолютно жесткого упора, способного противостоять давлению движущихся на него океанической литосферы и аккреционной призмы.

Соотношения, показанные на рис. 18, указывают на то, что «зона аккреции» выделена концептуально и в достаточной степени произвольно. Об этом свидетельствует, в частности, однотипное залегание слоистости как в меловых отложениях участка А, так и в аккреционных образованиях участка В. В результате возникает парадоксальная ситуация: и в теле мелового автохтона средней и верхней частей внутреннего склона, и в теле аллохтонной аккреционной призмы, слагающей нижнюю часть того же склона, наблюдается устойчивое падение слоев внутрь склона. При этом и в автохтоне, и в аллохтоне близкими оказываются и углы падения слоев — они одинаково варьируются в пределах от 10—15° до 40—50°.

С учетом этого факта логичнее предположить, что на участках А и В над базальтами залегают в автохтоне однотипные меловые накопления. Это предположение косвенно подтверждается тем, что на обоих участках и меловые отложения, и гипотетическая аллохтонная аккреционная призма перекрыты залегающими с угловым несогласием и весьма вероятным размывом палеоген-неогеновыми и неогеновыми осадками. Маломощные палеогеновые накопления, показанные на профиле в основании внутреннего склона (см. рис. 18, участок Е), как будто исключают возможность отнесения аккреционных образований к мелу или свидетельствуют о пододвигании «океанической литосферы» под материк. Однако следует учитывать, что присутствие палеогеновых осадков на участке Е весьма проблематично, поскольку их выделение базируется исключительно на геофизических данных.

Г. Возраст аккреционных образований, устанавливаемый из соотношений, показанных на профиле через Японский желоб, также не укладывается в рамки представлений новой глобальной тектоники.

Дело в том что на участках А и В профиля меловые, и предположительные аккреционные образования перекрыты осадками палеогена и неогена или одного неогена. Перекрывающие толщи лежат как горизонтально, так и субгоризонтально (углы падения слоев, установленные на обоих участках, не превышают 10—15°).

Такое залегание палеоген-неогеновых осадков указывает на прекращение субдукции в конце палеогена—начале миоцена, либо на то, что с этого времени субдукция перестала сопровождаться образованием аккреционной призмы, или, наконец, что аккреционная призма формировалась только за счет осадков, перекрывавших океа-

ническую литосферу, а накапливавшиеся на внутреннем склоне желоба отложения в аккрецию не вовлекались.

Нетрудно заметить, что все эти допущения противоречат основным положениям новой глобальной тектоники. Кроме того, первое из них снова приводит нас к «невыгодному» для концепции тектоники плит выводу об отсутствии какой-либо связи между структурами периферических зон Тихого океана и процессами спрединга и субдукции. Два же других равносильны признанию того, что субдуктируемая литосферная пластина способна проскальзывать под слабо уплотненными осадками внутреннего склона желоба, не вызывая в них сколько-нибудь заметного раздробления и пликативных дислокаций. Говоря другими словами, для «спасения» гипотезы субдукции необходимо считать, что по каким-то неясным и очень сомнительным причинам разрастание аккреционной призмы, лежащей в нижней части внутреннего склона Японского желоба, ограничено подошвой неогеновых накоплений. Отсюда с неизбежностью следует абсурдный вывод, что аккреционной призме, испытывающей колоссальный напор со стороны движущейся литосферной плиты, легче релаксировать это давление путем смещения под континентальную кору, чем движением вверх по внутреннему склону желоба.

Таким образом, ни время, ни последовательность формирования структур окраинных зон Тихого океана, ни характер дислокаций осадков и базальтов, слагающих кровлю «океанической» литосферы, ни пространственная или временная позиция аккреционной призмы — ничто не указывает на реальность процесса субдукции. Этот вывод относится к наиболее изученным на сегодняшний день участкам Японского, Марианского и Центральноамериканского желобов, но есть серьезные основания предполагать, что процессы субдукции в целом не свойственны периферическим зонам Тихого океана.

Современная глыбовая структура окраинных зон Тихого океана, так называемых зон перехода от континента к океану, возникла в результате контрастных и крупноамплитудных вертикальных движений, развивавшихся в пределах этих переходных зон и ставших особенно напряженными в эпоху новейшей тектонической активизации.

Дислокации осадочного чехла, устанавливаемые на внутренних склонах желобов, также не имеют отношения к проблематичной субдукции. Хаотический характер этих дислокаций, их постепенное усложнение вниз по склону, отчетливая приуроченность наиболее сложной смятых масс к самым крутым участкам внутреннего склона, при часто отмечаемом одновременном затухании этой складчатости к кровле базальтов — все это свидетельствует, что дислокации осадочного горизонта возникли в результате гравитационного соскальзывания неуплотненных и слабо литифицированных осадков, развивавшегося одновременно с прогрессирующим углублением глубоководных желобов.

5. По данным японских геологов [6], глубоководная котловина современного Японского моря заложилась в конце миоцена. По мнению В. В. Белоусова и автора, высказанному в 1960 г., появление этой котловины положило начало структурному оформлению Японской островной дуги первого типа. Как было показано, к этому же

времени относится и начало крупных опусканий в пределах нынешнего Японского глубоководного желоба.

Таким образом, оба члена двухкомпонентной системы дуга — желоб возникли одновременно, что может служить косвенным указанием на парагенетическую связь процессов, обусловивших появление этих структур.

6. Существуют две взаимоисключающиеся точки зрения на тектоническую природу глубоководных желобов.

В соответствии с одной, островные дуги и сопровождающие их желоба — это современные геосинклинальные системы, образованные совмещенными геосинклинальными и геантиклинальными зонами [11, 13 и др.]. Согласно другой, глубоководные желоба и островные дуги являются внегеосинклинальными структурами, либо приспособляющимися к ранее существовавшим или современным геосинклиналям, либо перерабатываемыми эти геосинклинали, либо, наконец, возникающими вне всякой (даже пространственной) связи с древними и нынешними геосинклиналями, как считают В. В. Белоусов и автор работы.

Данные о времени заложения Японского глубоководного желоба показывают, что он возник независимо от развития альпийской геосинклинали Японии. Более того, его формирование, по-видимому, сопровождалось переработкой существовавших ранее геосинклинальных структур, на которые желоб был наложен, например, южного продолжения пояса Хидака (суша Ойашио). В то же время устанавливается несомненная временная, а возможно, и парагенетическая связь процессов, обусловивших возникновение желоба и морфоструктурное оформление Японской островной дуги.

Таким образом, нет оснований ставить знак равенства между геосинклинальным трогом и глубоководным желобом. Последний является внегеосинклинальной структурой, возникающей в специфических условиях в зоне перехода от континента к океану в связи с островными дугами первого и второго типа, в обстановке общей активизации тектонических движений, свойственной последним 25 млн. лет.

7. При обсуждении проблемы генезиса и структурно-тектонической позиции глубоководных желобов особого внимания заслуживают данные В. Д. Дибнера [7] о морфоструктуре окраинных зон шельфа Баренцева моря. В пределах континентального склона, обрамляющего с запада и севера шельф Баренцева моря, в последние годы были обнаружены желоба, выделенные В. Д. Дибнером как шельфово-краевые и предконтинентальные. Первые располагаются в пределах верхней части континентального склона, вторые лежат у его подножия. И те, и другие являются линейными структурами, ориентированными согласно простиранию континентального склона.

И шельфово-краевые, и предконтинентальные желоба не считаются с древней структурой континентальной окраины, накладывающейся на докембрийское и палеозойское складчатое основание. Таково, например, соотношение предконтинентального желоба, прослеживаемого вдоль подножия континентального склона, ограничивающего с запада шельф Баренцева моря, с предкарельскими и каледонскими

структурами Свальбарда. Эти структуры срезаются желобом. Предконтинентальный желоб, развитый вдоль подножия субширотного континентального уступа Брусилова, с запада на восток последовательно срезает складчатые комплексы каледонского, предкарельского, архейского и герцинского возраста.

Внегеосинклиальная природа этих желобов не вызывает сомнения, и не исключено, что предконтинентальные желоба, обрамляющие шельф Баренцева моря, демонстрируют начальную фазу формирования глубоководного желоба — фазу, ныне почти повсюду завершенную в окраинных зонах Тихого океана. Единственная область, где можно предполагать наличие желоба, близкого своим строением и положением относительно континентального склона предконтинентальному желобу Баренцева моря, — это континентальный склон Британской Колумбии, штатов Вашингтон и Орегон.

По мнению Д. Шолла [32, Sholl, 1974], желоб, протягивающийся вдоль подножия этого континентального склона, является прямым продолжением Алеутского. Однако, учитывая сравнительно небольшую глубину залегания его фундамента, не превышающую 4 км, асимметричность поперечного профиля и мощное терригенное выполнение, этот желоб скорее следует сопоставлять с предконтинентальными желобами В. Д. Дибнера.

Возможно, что при некоторых благоприятных условиях предконтинентальный желоб может превратиться в глубоководный океанический. Учитывая четкую и повсеместную связь последних с островными дугами первого и второго типов, можно думать, что трансформация предконтинентального желоба в океанический, сопровождающаяся крупноамплитудными погружениями его осевой зоны, развивается одновременно и в генетической связи с формированием морфоструктуры островной дуги.

8. Все сказанное не означает, однако, что каждый предконтинентальный желоб обязательно превращается со временем в глубоководный океанический. Рассматривая возможность такого перехода, следует скорее признать, что как правило она очень невелика: на месте предконтинентальных желобов глубоководные желоба обычно не возникают.

Можно высказать предположение, что основным условием, обеспечивающим трансформацию предконтинентального желоба в глубоководный, является ощутимая разница тепловых потоков двух смежных блоков — континентального и океанического — разделенных шельфово-континентальными желобами.

Если материковые окраины и примыкающие к ним океанические акватории характеризуются тепловыми потоками примерно равной величины или если в пределах краевой зоны океана тепловой поток выше, чем на смежной территории материка, в зоне перехода от континента к океану будут происходить обрушения, особенно активные на континентальном склоне, в пределах которого начнут формироваться шельфово-континентальные и предконтинентальные желоба. Дальнейшее развитие обрушений континентального склона и континентального подножия сопровождается поглощением структуры предконтинентальных желобов и последовательным превращением шель-

фово-краевых желобов в предконтинентальные. Промежуточным результатом этого процесса является очередное смещение зоны перехода континент—океан в сторону материка. Отсутствие в пределах последнего областей с повышенным геотермическим градиентом исключает возможность возникновения в зоне перехода островодужных структур, в том числе и глубоководных желобов.

Такой результат не зависит от величин тепловых потоков в соприкасающихся перифериях континентов и океанов. Потоки в этих зонах могут быть небольшими, могут быть и значительными, но, будучи приблизительно равными, они не влияют на процессы обрушения, не создают барьеров на их пути — барьеров, выраженных в поверхностной структуре островными дугами с их многочисленными вулканами и желобами.

Первый случай, когда смежные континентальная и океаническая литосферы характеризуются незначительными размерами теплового потока, близкими к среднему его значению, рассчитанному для всей планеты ($6,3 \cdot 10^{-6}$ Дж/см²·с), по-видимому, реализуется в пределах так называемых «пассивных» окраин Атлантического и Индийского океанов, а также на стыке Тихого океана с Антарктидой. Второй случай, при котором в соседних материковой и океанической зонах существуют тепловые потоки, достигающие в среднем $8,4—16,2 \times 10^{-6}$ Дж/см²·с, возможно, имеет место вдоль западной периферии Северной Америки, где Восточно-Тихоокеанское поднятие с его экстремальными значениями тепловых потоков, достигающими в пределах $31,2—33,9 \cdot 10^{-6}$ Дж/см²·с [42, Lee, 1963], проникает в пределы континента, одновременно располагаясь своим западным флангом в краевой зоне океана [43, Menard, 1960].

Следовательно, можно предположить, что глубоководные желоба возникают только в тех регионах, где происходит соприкосновение относительно холодной океанической литосферы с горячей континентальной.

Как показали многочисленные полевые наблюдения, в пределах материков региональные пики тепловых потоков связаны с геоструктурами трех типов: 1) альпийскими геосинклиналями, 2) эпигеосинклинальными орогенами и 3) внегеосинклинальными зонами повышенной проницаемости, в течение десятков миллионов лет служившими путями, выводившими к поверхности материал мантии.

Если учесть тектоническую позицию существующих ныне островных дуг и сопровождающих их глубоководных желобов, то можно обнаружить, что те и другие приурочены к только что перечисленным зонам с повышенными средними значениями теплового потока. Точнее, островодужные структуры связаны с зонами сочленения крупных литосферных сегментов с высококонтрастными тепловыми потоками.

Так, в связи с альпийскими геосинклиналями возникли Японский, Филиппинский, Новогвинейский, Новобританский, Бугенвильский и Новогейбридский желоба, желоба Нансей, Тонга и Кермадек в Тихом океане, Яванский в Индийском, Пуэрториканский и Южно-Сандвичев в Атлантическом. К эпигеосинклинальным орогенам приурочены Центральноамериканский, Перуанский и Чилийский желоба в Тихом

океане. Наконец, с внегеосинклинальными зонами повышенной проницаемости связаны Алеутский, Курильский, Идзу-Бонинский желоба и желоба Вулкано, Марианский и Маккуори в Тихом океане.

Таким образом, чтобы мог возникнуть глубоководный желоб, необходимо обязательное сочетание двух условий: сближенность океанической и континентальной литосферы и развитие в них контрастных тепловых потоков — низкого в океаническом и высокого в континентальном блоках.

С этой точки зрения получают объяснение желоба, расположенные в тыловых зонах некоторых островных дуг, такие как Новобританский и Бугенвильский.

ФИЛИППИНСКОЕ МОРЕ

Бурение проводилось в ряде окраинных и шельфовых морей Тихого океана. К апрелю 1981 г. в большей части окраинных бассейнов пробурено от 1 до 5—6 скважин. Исключение представляет лишь Филиппинское море, в акватории которого во время 6, 31, 58—60-го рейсов «Гломар Челленджер» бурение проводилось в 25 точках. Это обстоятельство позволяет рассмотреть результаты бурения в его пределах в самостоятельном разделе.

Краткие сведения о точках глубоководного бурения в акватории Филиппинского моря даны в табл. 9, их расположение показано на рис. 5, 7 и 20.

Скв. 445 (рис. 20) заложена в небольшой внутренней депрессии в пределах возвышенности Бородино, обрамляющей с севера *Филиппинскую котловину*. В основании разреза (892—854 м) вскрыта пачка не содержащих фауну конгломератов, прослоенных массивными грубозернистыми песчаниками и аргиллитами. Конгломераты сложены угловатыми обломками и полуокатанными гальками известняков, базальтов, андезитов и аргиллитов. Не исключено, что эти накопления формировались в субаэральной обстановке. Присутствие аргиллитовых галек указывает на близость области размыва. Выше, в интервале 854—616,5 м, осадки датированы средним эоценом. Они представлены переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами и конгломератобрекчиями. В верхах свиты появляются кремни, мергелистые известняки и радиолариты. Конгломераты содержат полуокатанные и округлые гальки кремней, известняков, рифогенных известняков альб-сеноманского возраста, песчаников, алевролитов, аргиллитов, кварца, базальтов, андезитов, микродолеритов, горнблендитовых сланцев, альпинотипных перидотитов и гранодиоритов. Сходные по составу конгломераты были подняты при драгировании склонов, возвышенности Бородино [32: Токуяма et al., 1980; Mills, 1980].

В эоценовых слоях обнаружены фораминиферы мелководного габитуса. Особенно обильно представлены нуммулиты. Вместе с нуммулитами встречены пелециподы (в том числе устрицы), остатки мшанок и морских ежей. По мнению Д. Эчолс, эта фауна испытала перетолжение, но дистанция ее переноса была крайне малой. Однако изохронность обнаруженного сообщества и его ассоциированность с мелководными *Braarudosphaera* [32, Okada, 1980] позволяют предположить, что грубообломочная среднеэоценовая серия является автохтонной. В пользу этого говорит и глауконит, довольно значительные скопления которого отмечены в цементе среднеэоценовых конгломератов. На это же указывают абсолютные возраста пород галечниковой фракции конгломератов. По изотопам аргона для галек базальтов и андезитов получены две группы радиометрического возраста:

Точки глубоководного бурения в пределах Филиппинского моря

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
		дна	забоя	
<i>Филиппинская котловина</i>				
445	25°31' с. ш., 133°12' в. д.	3387	892,0	Средний эоцен
446/446А	24 42 " " 132 46 " "	4980	628,5	Ранний эоцен
293	20 02 " " 124 06 " "	5599	563,0	Средний миоцен
294	22 35 " " 131 23 " "	5820	118,0	Эоцен или палеоцен (?)
295	22 34 " " 131 22 " "	5812	158,0	Эоцен (?)
447А	18 01 " " 133 17 " "	6022	296,5	Средний олигоцен
290	17 45 " " 133 28 " "	6071	250,0	Ранний олигоцен
291	12 48 " " 127 50 " "	5237	126,0	Поздний эоцен
292	15 49 " " 124 39 " "	2943	443,0	То же
<i>Котловина Нампо</i>				
297	30°52' с. ш., 134°10' в. д.	4480	679,0	Ранний миоцен
442А/442В	28 59 " " 136 03 " "	4644	455,0	То же
443	29 20 " " 137 26 " "	4686	581,5	" "
444/444А	28 38 " " 137 41 " "	4852	310,0	Средний (или ранний) миоцен
<i>Западно-Марианская котловина</i>				
449	18°02' с. ш., 136°32' в. д.	4722	151,5	Поздний олигоцен
450	18 00 " " 140 47 " "	4717	340,0	Средний миоцен
53	18 02 " " 141 11 " "	4629	201,0	Ранний олигоцен
54	15 37 " " 140 18 " "	4990	294,0	или ранний миоцен Ранний миоцен
<i>Марианский трог¹</i>				
453	17°54' с. ш., 143°41' в. д.	4693	605,0	Ранний плиоцен
454А	18 01 " " 144 32 " "	3826	171,5	Ранний плейстоцен
<i>Хребет Кюсю-Палау</i>				
296	29°20' с. ш., 133°32' в. д.	2290	1087,0	Ранний олигоцен
448А	16 20 " " 134 52 " "	3493	914,0	Средний олигоцен
<i>Западно-Марианский хребет</i>				
451	18°01' с. ш., 143°17' в. д.	2060	930,5	Поздний миоцен
<i>Восточно-Марианский хребет</i>				
455	17°51' с. ш., 145°21' в. д.	3478	104,0	Ранний плейстоцен
456	17 55 " " 145 11 " "	3596	169,0	То же
457	17 50 " " 145 49 " "	2647	61,0	Поздний плейстоцен

¹ Котловина, лежащая между Западно-Марианским и Восточно-Марианским хребтами.

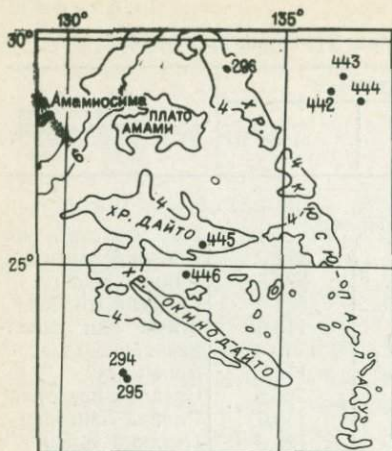


Рис. 20. Точки глубоководного бурения в районе подводной возвышенности Бородино. Изобаты в километрах

номиктовый, с подчиненными фов, туфоженных песчаников и аргиллитов. Эти осадки датированы миоценом. Интервал 141—46,5 м образован преимущественно биегеными илами, содержащими слои пеплов. Разрез завершается 46-метровой пачкой четвертичных биегеновых илов [de Vries Klein et al.: 28, 1978; 31, 1979; 32, 1980; 33, 1978].

Судя по присутствию в среднеэоценовых конгломератах разреза скв. 445 обломков альб-сеноманских кораллов, в границах современной возвышенности Бородино в середине мелового периода существовали коралловые банки. Позднее, в конце палеоцена—начале эоцена, в эпоху массового излияния лав базальтового состава, в рассматриваемой акватории, по-видимому, были глубины, меньшие 500 м. Возможность, что после завершения излияний возвышенность или отдельные участки ее испытали поднятия и были выведены на дневную поверхность. В среднем эоцене начались слабые опускания, и в точке 445 осадконакопление происходило в обстановке неглубокого шельфа. Этому заключению не противоречит присутствие среди эоценовых отложений прослоев турбидитов, поскольку мутьевые потоки могли возникать и в неглубоком бассейне. В олигоцене произошло усиление нисходящих движений. Суммарный размах послезоценового погружения дна вблизи точки 445 может достигать 4200 м, из которых около 900 м компенсированы осадками. Если считать, что в точке 445 в эоцене субаэральные условия не возникали, амплитуда нисходящих движений будет равна 3200—3700 м.

В скв. 446 (см. рис. 20), расположенной в пределах глубоководного бассейна, обрамленного поднятиями, образующими возвышенность Бородино, в нижней части разреза (628,5—395,7 м) вскрыта магматогенно-осадочная серия. В ее сложении участвует более 20 по-

105—132 и 55—59 млн. лет. Датировки моложе 55—59 млн. лет отсутствуют [32, Ozima et al., 1980].

Над среднеэоценовыми осадками лежат (616,5—555 м) верхнеэоценовые аргиллиты, кремнистый нановый мел, туфы и радиоляриты. Вверх по разрезу (555—379 м) они сменяются нановым мелом с прослоями мергелей, известковистых песчаников, аргиллитов и глин. Эти слои, отнесенные к олигоцену, содержат мелководные крупные фораминиферы (*Nummulites*, *Cyp-sina*, *Sphaerocyp-sina*, *Rupertina*, *Linderina*). Присутствие в тех же слоях заведомо эоценовых планктонных фораминифер указывает на переотложение [32, Echols, 1980].

Олигоценые отложения перекрыты 238-метровой свитой, в сложении которой участвуют нановый и фораминиферово-нановый мел, иногда вулканскими прослоями вулканических пеплов, ту-

токов афировых плагиоглаз-пироксеновых базальтов и диабазов с резко выраженными пузырчатыми текстурами. Во многих потоках объем пустот достигает 25—35 % от объема пород. Лавы разделены прослоями аргиллитов, мощность которых колеблется от 1 м до 10—15 м. Аргиллиты содержат мелководную фауну (*Asterocyclina*). Во всех глинистых горизонтах обнаружен глауконит, концентрация которого изменяется от 1—3 до 50 %. В большинстве случаев содержание глауконита равно 10—15 %.

Абсолютный возраст базальтов точки 446 по $Ag^{40/39}Ag$ равен 54—56 млн. лет [32, Ozima et al., 1980], по K/Ar $48,2 \pm 1$ млн. лет [32, McKee, Klock, 1980].

Магматогенно-осадочная серия перекрыта ниже-среднеэоценовыми карбонатными нановыми глауконитоносными аргиллитами и пеплами, содержащими в верхах пласты алевролитов и песчаников (395,7—172,5 м). Выше, между 172,5 и 14,2 м, вскрыты отложения среднего эоцена—нижнего миоцена. Они представлены пелагическими цеолитовыми глинами и вулканическими пеплами. Разрез завершается терригенными илами и глинами плиоценового возраста [28, 33, 31, 32, de Vries Klein et al., 1978, 1978, 1979, 1980].

Глубина излияния сильно пузырчатых лав из разреза скв. 446, по данным Д. Мура и И.-Г. Шиллинга, была значительно меньше 1000 м [32, Dick, 1980]. Судя по мелководной фауне и флоре [32: Echols, 1980; Okada, 1980], собранной в аргиллитах, разделяющих лавовые потоки, а также по постоянному присутствию в аргиллитах глауконита, базальты, по-видимому, изливались на дне бассейна с глубинами не превышавшими первых сотен метров. В пользу этого предположения свидетельствует и карман с лежащей в нем галькой, обнаруженный в кровле одного из лавовых потоков. Эта структура сходна с эрозионными котлами (или «котлами истирания»), встречающимися в прибрежных зонах.

Мелководные крупные фораминиферы из надбазальтовых эоценовых слоев разреза скв. 446 (*Nummulites*, *Amphistegina*, *Lenticulina*) испытали переотложение. Аллохтонность этой фауны подтверждается ее сонахождением с меловой нанофлорой и олигоценовыми фораминиферами.

Можно предположить, что условия неглубокого прибрежного моря, существовавшие в эпоху излияния базальтов, уже в среднем эоцене сменились более глубоководными. Бентосные и планктонные фораминиферы и остракоды из олигоценовых слоев указывают на обстановку открытого моря. В раннем миоцене накопление осадков происходило ниже уровня карбонатной компенсации [32, Echols, 1980]. Отсюда общий размах опускания, начавшегося в точке 446 во второй половине среднего эоцена, определяется близким к 5000 м. К раннему миоцену глубина моря в этой точке, по-видимому, превышала 3000—3500 м.

На западе Филиппинской котловины (см. рис. 5) в призабойной части скв. 293 вскрыта 19-метровая пачка алевролитов со среднеэоценовой нанофлорой. На них лежит брекчия, образованная обломками габбро, анортозитового габбро, базальтов, кварц-диоритовых гнейсов, горнблендит-плагноклазовых кристаллических сланцев в гли-

нистом заполнителе. Брекчия датирована средним—поздним миоценом—поздним плиоценом. Она перекрыта толстыми базальтами (≈ 7 м), в кровле которых лежит серия турбидитов, представленных плиоценовыми и четвертичными глинами, алевролитами, песками и песчанистыми пеплами мощностью около 515 м [32, Ingle et al., 1975].

Судя по брекчии, содержащей обломки гнейсов и кристаллических сланцев, в середине миоцена—плиоцене точка 293 располагалась неподалеку от размывавшейся суши. На это же указывает присутствие в турбидитах многочисленных обломков терригенных пород [32, Hargold, Moore, 1975] и переотложенных мелководных бентосных фораминифер. Глубина эоценового бассейна в точке 293 неясна.

В центре Филиппинской котловины две расположенные рядом скважины — 294 и 295 (см. рис. 20) дошли до эоцен-палеоценовых (?) и эоценовых (?) отложений. В забое первой скважины вскрыты пузырчатые плагиобазальты, отличающиеся повышенной щелочностью от базальтов срединно-океанических хребтов [32, Meijer, 1975]. Выше, между 112 и 97 м, лежат алевроитовые глины и глины с переотложенными агглютинированными фораминиферами [32, Ujiie, 1975], позволяющими предположительно датировать вмещающие породы эоценом. На них с перерывом налегают четвертичные глины, алевроитовые и пепловые глины [32, Ingle et al., 1975]. Во второй скважине в ожелезненных глинах в интервале 148—139 м собраны палеоценовые и нижнеэоценовые планктонные фораминиферы, а между 148 и 101 м — эоценовая и миоценовая наофлора.

По переотложженной фауне и флоре, обнаруженным в разрезах скв. 294 и 295, невозможно определить глубину палеогенового бассейна.

Южнее, в скв. 447, нижние 192,4 м вскрытого разреза образованы чередующимися потоками массивных лав и пиллоу-лав. Мощность потоков колеблется от 2—3 до 30—35 м. В кровле магматогенной серии лежат пузырчатые плагиоклазовые афировые базальты, в низах пузырчатые текстуры становятся более редкими. Базальты перекрыты вулканокластической брекчией, в сложении которой участвуют обломки выветрелых базальтов, их стекол и раскристаллизованных известняков (104—85 м). Выше лежит полимиктовая конгломератобрекчия (обломки и гальки мела, алевролитов, аргиллитов, базальтов и базальтовых стекол), сменяющаяся вверх карбонатной конгломератобрекчией, в которой ближе к кровле появляются обломки базальта и пемзы. Грубообломочная свита (104—47 м) отнесена к среднему—низам позднего олигоцена. Разрез олигоцена завершается 9,5-метровой (47—37,5 м) пачкой карбонатных пелагических глин. На них со стратиграфическим перерывом налегают пелагические глины нижнего миоцена. Осадки моложе раннемиоценовых в точке 447 отсутствуют [28, Kroenke, Scott, 1978; 31, 1979; 32, 1981].

Базальты разреза скв. 447, абсолютный возраст которых по изотопам аргона равен 38 млн. лет [32, Sutter, Snee, 1981], по-видимому, изливались на дне достаточно глубокого бассейна. Судя по пузырчатым текстурам (3—7%), она была близка к 1000 м. Известковые наофлора и фораминиферы из грубообломочных накоплений олигоценового возраста указывают на то, что эти отложения формирова-

лись на глубине, несколько меньшей уровня карбонатной компенсации. Полное исчезновение известковых фораминифер из пелагических глин нижнего олигоцена и миоцена свидетельствуют о погружении дна Филиппинского моря вблизи точки 447 ниже уровня карбонатной компенсации [32: Heiman, 1981; Martini et al., 1980].

Исходя из данных Т. ван Андела и других, уровень карбонатной компенсации в раннеолигоценовом Тихом океане располагался на глубине около 3700 м [27, van Andel et al., 1975]. Отсюда амплитуда нисходящих послераннеолигоценовых движений дна в точке 447 должна быть не меньше 2300—3500 м.

В расположенной поблизости скв. 290 между 251 и 139 м залегают раннеолигоценовые конгломератобрекчи, сложенные угловатыми и слабо окатанными обломками вулканических стекол, базальтов и мела, сменяющимися выше глинами и глинистыми пеплами. Позднеолигоценовые отложения (139—90 м) представлены биогенными илами, алевритовыми и пепловыми глинами. Верхние 90 м образованы четвертичными глинами [32, Ingle et al., 1975].

Олигоценовые конгломератобрекчи, по-видимому, накапливались в процессе гравитационного переноса по склонам поднятия, располагавшегося неподалеку от точки 290 [32, Bouma, Pluenncke, 1975]. Судя по фораминиферам, раннемиоценовые осадки формировались в условиях нижней батиали [32, Ujiie, 1975]. Отсюда размах послераннеолигоценовых опусканий в точке 290 определяется в пределах 3000—3300 м. Эта величина близка к установленной для точки 447.

Конгломераты, пройденные скв. 290 и дублирующей 290А, сформировались в результате размыва хребта Кюсю-Палау, по-видимому, бывшего в начале олигоцена значительно шире современного. Не исключено, что точка 290 располагается на восточном фланге раннеолигоценового хребта, что, возможно, и объясняет сравнительно небольшую (не более 3000 м) глубину, на которой, судя по фауне, накапливались осадки низов разрезов 290 и 290А.

Разрез скв. 291, забуренной к востоку от о-ва Самар, начинается позднеэоценовыми—раннеолигоценовыми глинами, над которыми в интервале 251—213 м лежат раннеолигоценовые отложения, представленные конгломератами и гравелитами, перекрытыми нановыми глинами и пеплами. Конгломераты образованы полукатанными и окатанными гальками базальтов, диабазов, вулканических стекол, гравелиты — базальтами, стекловатыми базальтами, полевыми шпатами, палагонитом. Цемент конгломератов и гравелитов карбонатный, местами доломитизированный. Между 156 и 99 м вскрыты наново-аледритовые глины и пеплы, датированные поздним олигоценом. Они сменяются пелагическими глинами, возраст которых определен приблизительно в диапазоне от позднего олигоцена до плейстоцена [32, Ingle et al., 1975]. Глубина эоценового моря в точке 291 неясна. Не исключено, что она была заметно меньше современной.

Скв. 292 заложена на подводном поднятии Бенхам, лежащем к востоку от Филиппинского желоба на широте центральной части о. Лусон. В основании разреза, между 443 и 367 м, вскрыты пузырчатые базальты. Их абсолютный возраст, определенный К-Аг методом, равен $37,1 \pm 1$ — $38,2 \pm 1$ млн. лет. По заключению Макки [31,

McKee, 1975], базальты изливались в мелководном бассейне на глубине, не превышавшей 500 м, а возможно, и меньшей. Базальты отличаются от пород срединно-океанических хребтов повышенной щелочностью и иными соотношениями изотопов свинца [32, Meijer, 1975]. В кровле базальтов лежат нановые илы с прослоями мела, отнесенные к позднему эоцену—позднему олигоцену. Их мощность равна 213 м. Верхние 154 м сложены нановыми илами позднеолигоцен-четвертичного возраста. Илы содержат горизонты, обогащенные глауконитом. Его содержание колеблется от 5 до 15 %.

Судя по присутствию в неогеновых осадках точки 292 глауконит-содержащих илов, небольшие глубины сохранялись здесь примерно до первой половины неогена включительно. Амплитуда последующих нисходящих движений составляет 2800—3000 м.

При изучении распределения по разрезу скв. 292 вулканокластического материала максимальная концентрация его была обнаружена в олигоценовых и раннемиоценовых отложениях. Источником вулканокластического материала были современные Япония, острова Нансей, Филиппинские, Марианские и Каролинские, а также, по-видимому, острова, располагавшиеся в прошлом в осевой зоне современного хребта Кюсю-Палау [32: Donnelly, 1975; Ingle, 1975].

На севере котловины Нампо (см. рис. 5) в точке 297 бурение было остановлено на глубине 680 м, в 100 м выше акустического фундамента, сложенного базальтами. Между 680 и 618 м пройдена пачка пеплов и туфов с подчиненными прослоями аргиллитов, датированных ранним—средним миоценом. В интервале 599—466 м лежат не содержащие фауну глины, предположительно позднемиоценового возраста. Вышележащие алевролиты, аргиллиты, пески, глины, глинистые пеплы отнесены к плиоцен-плейстоцену [32, Ingle et al., 1975].

В плиоценовых слоях собраны остатки мелководных бентосных фораминифер, по заключению Д. Ингла и других, переотложенные. Присутствие этой фауны, наряду с обильным терригенным материалом, встречающимся по всему разрезу, по-видимому, свидетельствует о молодости желоба Рюкю, заложившегося не раньше конца плиоцена. Формирование желоба сопровождалось опусканием ложа котловины Нампо. В точке 297 размах этих движений оценивается 1500—2000 м.

В центральной части котловины Нампо, в скв. 442, (см. рис. 20), в нижней части разреза (455—289,7 м) вскрыты афировые пиллоулавы с резко выраженными пузырчатыми текстурами (суммарный объем пор в отдельных потоках достигает 40—50 % от объема породы). На них ложатся цеолитовые глины и аргиллиты с многочисленными ходами роющих организмов (289,7—277 м). Эти слои датированы ранним—средним миоценом. Вверх по разрезу они сменяются переслаивающимися глинистыми вулканическими пеплами, глинами и глинистыми илами, залегающими в интервале 277—164 м. Эта тонкообломочная свита отнесена к среднему миоцену—плиоцену. В сложении последних 164 м участвуют глинистые илы и глины верхнего плиоцена — четвертичной системы [32, de Vries Klein, 1980].

Д. Эчолс отметила, что фораминиферы и обильные следы жизнедеятельности роющих организмов, обнаруженные в нижнемиоценовых слоях, указывают (при условии, что фораминиферы не испытали перетолжения) на накопление выше уровня карбонатной компенсации [32, Echols, 1980], т. е. на глубине меньшей 4400—4500 м. Подстилающие их пузырчатые пиллоу-лавы, исходя из оценок Д. Мура и И.-Г. Шиллинга, изливались на дне моря с глубинами меньшими 500 м. Если учитывать эти величины, следует допустить резкое опускание дна Филиппинского моря вблизи точки 442, последовавшее за окончанием магматической деятельности. Амплитуда этих движений должна была достигать 3500—4000 м. Уже в раннем миоцене эти погружения привели к возникновению глубин, близких к современным. Последующее опускание сопровождалось прекращением карбонатной седиментации. Это позволяет считать, что дно моря было опущено ниже уровня карбонатной компенсации.

Следует отметить, что существует альтернативное истолкование имеющегося материала. По мнению Г. Дика [32, Dick, 1980], аномальная пузырчатость пиллоу-лав разреза скв. 443 обусловлена не незначительной глубиной моря, в котором они изливались а повышенным содержанием летучих в магме. Если это предположение (практически ничем не подкрепленное) справедливо, ни последовательность, ни суммарный размах неоген-четвертичных вертикальных движений дна в точке 442 не могут быть реконструированы. Однако в любом случае уже в начале миоцена глубина моря в точке 442 была близка к нынешней.

Разрез близлежащей скв. 443 сходен с только что охарактеризованным. В основании его (581,5—457) вскрыты массивные лавы плагиоклаз-оливиновых базальтов, в которых объем пор не превышает 10 % от объема породы. Они перемежаются с плагиоклазовыми афировыми сильно пузырчатыми (30 %) пиллоу-лавами. Абсолютный возраст базальтов по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ равен $15,6 \pm 1,9$ млн. лет [32, Ozima et al., 1980]. Выше (457—314 м) лежат переслаивающиеся аргиллиты, нановый мел и вулканические пеплы раннего и среднего миоцена. В разрезе среднего и верхнего миоцена (314—206,5 м) объем карбонатных накоплений резко сокращается. Эти ярусы представлены аргиллитами и глинистыми нановыми илами. Выше по разрезу карбонатные породы отсутствуют. В сложении верхов миоцена и плиоцена (206,5—121 м) участвуют глинистые илы и глины, иногда пепловые. Квартер представлен нановыми глинистыми илами и глинами [de Vries Klein: 28, 1978; 31, 1979; 32, 1980].

Пузырчатые текстуры в лавах указывают на глубину раннемиоценового бассейна, меньшую 1000 м. Фораминиферы из раннемиоценовых осадков обитали вблизи уровня карбонатной компенсации (4400—4500 м). Это позволяет определить амплитуду раннемиоценовых движений вблизи точки 443 в 3400—3500 м. Размах раннемиоценовых нисходящих движений не может быть определен, если считать, что пузырчатость базальтов связана с повышенной концентрацией летучих в изливавшихся лавах.

В точке 444, расположенной в котловине Нампо несколько севернее точки 443, в призабойной части скважины лежат массивные пла-

гиобазальты и диабазы. Пузырчатые текстуры в них отсутствуют. Магматические породы перекрыты пачкой переслаивающихся аргиллитов, вулканических пеплов и нановых илов, отнесенных к раннему—среднему миоцену (273—253 м). В интервале 253—240,6 м пройден силл долеритов. Их абсолютный возраст, определенный К-Аг методом, равен $14,7 \pm 2,1$ млн. лет [32, McKee, Klock, 1980]. В кровле силла обнаружены брекчированные базальты. Выше (240,6—120 м) следуют вулканические пеплы (иногда нановые), аргиллиты, глинистые илы с прослоями пемзы. Эти слои датированы средним и поздним миоценом. Позднемиоцен-плиоценовые накопления (120—48 м) представлены глинистыми, карбонатными и витрокластическими илами; сходный литологический состав имеют четвертичные осадки [32, de Vries Klein et al., 1980].

В отличие от точек 442, 443, для которых можно предполагать существование в эпоху излияния базальтов относительно мелководной обстановки, в этой точке базальты, по-видимому, изливались на глубинах, близких к современным.

На западе *Западно-Марианской котловины* (см. рис. 5, 7, скв. 449 между 111 и 151,5 м вскрыты плагиоклаз-оливин-шпинелевые сильно пузырчатые (5—20 %) базальты сменяющиеся вверх слабо пузырчатыми (1—2 %) пиллоу-лавами. В кровле базальтов залегают верхнеолигоценовые нановые илы, мощность которых равна 3 м. Они сменяются нановыми илами (108—98 м) и пелагическими глинами (98—60 м) раннемиоценового возраста. В сложении среднего миоцена (60—28,5 м) участвуют пелагические глины, содержащие в основании прослой радиоляриевых и нановых илов. Средний миоцен перекрыт пачкой не содержащих фауну пелагических глин (28,5—9,5 м). Разрез завершается четвертичными глинами [28, Kroenke, Scott, 1979; Kroenke et al., 31, 1979; 32, 1981].

Верхнеолигоценовые отложения разреза скв. 449 накапливались выше уровня карбонатной компенсации. Степень сохранности обильной известковой нанофлоры из самых низов нижнего миоцена также указывает на глубины, меньшие глубины уровня карбонатной компенсации [32, Martini, 1981]. Плохо сохранившаяся известковая нанофлора и редкие бентосные фораминиферы из более молодых слоев указывает на то, что во второй половине раннего миоцена в точке 449 произошли опускания ниже уровня карбонатной компенсации [32, Neiman, 1981].

Изучая разрез скв. 449, можно предположить, что пузырчатые базальты, лежащие в его основании, изливались на глубинах меньших 1000 м. Еще до завершения магматической деятельности произошли опускания, но вплоть до начала раннего миоцена в точке 449 сохранялись глубины, меньшие 4400—4500 м. Опускания до близкого к современному уровню произошли здесь к концу раннемиоценового века. Общий размах послеолигоценовых нисходящих движений, по-видимому, достигает в точке 449 3500—3700 м. Однако эта оценка весьма проблематична.

В восточной части Западно-Марианской котловины, в скв. 450, на глубине 332—340 м были вскрыты слабо пузырчатые (2—5 % от объема породы) плагиоклаз-клинопироксен-оливиновые пиллоу-ба-

зальты. Абсолютный возраст базальтов по изотопам аргона равен $18,5 \pm 3$, $17,4 \pm 8,7$ млн. лет [32, Sutter, Snee, 1981]. В интервале 362—93,5 м обнаружена вулканокластическая толща, представленная переслаивающимися туфами и витрокластическими туфогенными конгломератами. Последние образованы хорошо окатанными и сортированными обломками базальтовых стекол и пемзы. Размер галек колеблется от 4 мм до 2 см. Обломочная серия содержит обильную известковую среднемиоценовую нанофлору. Она перекрыта среднемиоценовыми пелагическими и пепловыми глинами. Те же глины обнаружены в стратиграфическом диапазоне от верхнего миоцена до четвертичной системы включительно [31, Kroenke, 1979; 32, Kroenke, 1981].

Слабо пузырчатые базальты из скв. 450 изливались в бассейне с глубинами, большими 1000 м. Среднемиоценовый вулканический материал, по заключению М. Хайман [32, Heiman, 1981], накапливался выше уровня карбонатной компенсации, т. е. на глубинах, меньших 4100—4200 м [27, van Andel et al., 1975]. Отсюда размах опускания дна Филиппинского моря вблизи точки 450 за время от среднего миоцена до четвертичного периода определяется равным 800 м, из которых около 300 м были компенсированы осадками.

В расположенной поблизости скв. 53, в забое лежат андезит-базальты, подстилаемые известняками и туфобрекчиями (4 м). Выше по разрезу установлены нижнеолигоцен-нижнемиоценовые пеплы, мергели, известняки и биогенные илы, мощностью 32 м. Они сменяются свитой переслаивающихся пеплов и глин с обильной хорошо окатанной галькой туфов и пемзы, мощностью около 120 м. Эти отложения отнесены к нижнему—верхнему миоцену. Верхние 9 м сложены не содержащими фауну цеолитовыми глинами [32, Heezen et al., 1971].

Южнее, в скв. 54 над лавами оливиновых базальтов на глубине около 292 м вскрыты туфобрекчии базальтового состава. В интервале 270—83 м пройдена толща перемежающихся пеплов, карбонатных глин, грубозернистых песков с хорошо окатанной галькой литифицированных туфов и пемзы, отнесенных к среднему миоцену. Выше 83 м отбор керн не проводился [32, Heezen et al., 1971].

В точках 53 и 54, по данным Р. Рекса и других исследователей [32, Rex et al., 1971], миоцен представлен мелководными, возможно, частично переотложенными осадками. Отсюда амплитуда погружения западного склона хребта Иво-Джима (Западно-Марианского) может достигать 4800—5000 м. Такие значительные послемииоценовые опускания, по-видимому, указывают на то, что миоценовый Западно-Марианский хребет был значительно шире современного. Однако оценку, основанную на материалах Р. Рекса, нельзя считать надежной.

Две скважины, пробуренные в *Марианском трое* (см. рис. 7) — 453 и 454А, — были остановлены соответственно в плиоценовых и плейстоценовых отложениях. В скв. 453 в основании разреза, между 605 и 588,5 м, вскрыты катаклазированные метабазальты и серпентинизированные габбро-нориты. Выше (588—455,5 м) лежит грубая габбро-метабазальтовая брекчия, испытавшая гидротермальное из-

менение. Возможно, что катаклазированные и брекчированные породы залегают в зоне крупного разлома.

Магматогенные образования перекрыты 342-метровой свитой, сложенной преимущественно аргиллитами, которым подчинены прослойки песчанистых пеплов, песков, мела, алевроитовых и песчанистых туфов. Низы этой серии, датированной плиоценом, слагаются главным образом алевролитами и песчаниками. Верхние 113 м разреза представлены терригенными илами, глинами, аргиллитами и алевроитовыми пеплами. Они отнесены к четвертичной системе [Hussong et al.: 31, 1979; 45, 1978].

В скв. 454А бурение было прекращено в пиллоу-лавах (171,5—149 м) с резко выраженной пузырчатой текстурой (объем пустот достигает 50—55 % объема породы). Над ними лежат сильно пузырчатые афировые базальты, отдельные потоки которых разделены пачками аргиллитов. Мощность этой вулканогенно-осадочной свиты равна 88 м, осадочные горизонты в ее составе содержат четвертичную фауну. Разрез венчается 67-метровым горизонтом плейстоценовых илстых глин, нановых илов, песчанистых и алевроитистых пеплов [Hussong et al.: 31, 1979; 45, 1979].

Судя по присутствию в скв. 454 пузырчатых пиллоу-лав, глубина предплейстоценового (или раннеплейстоценового) моря вблизи этой точки не превышала 500 м, что позволяет определить амплитуду плейстоценовых нисходящих движений равной 3500 м. Глубина плиоценового моря и характер движения дна в точке 453 не поддаются расшифровке.

Разрезы, вскрытые на хребтах, расположенных внутри и по периферии Филиппинского моря, заметно отличаются от разрезов его котловин.

В северной части хребта *Кюсю-Палау*, в скв. 296 (см. рис. 20) в интервале 1087—570 м залегают мощная толща чередующихся туфоалевролитов, песчаников, алевролитов, пеплов, лапиллиевых туфов, туфопесчаников, которым подчинены редкие прослойки мела. В туфогенных породах отмечены многочисленные обломки пузырчатых и серпентинизированных базальтов. Между 570 и 310 м вскрыт мел с прослоями и линзами пеплов, песков и пемзы. Вся эта серия, видимой мощностью 777 м, отнесена к позднему олигоцену. Она перекрывается глинистыми наноилами с редкими прослоями мела и вулканических пеплов ранне-позднеолигоценного возраста. Их мощность равна 247 м. Верхние 63 м сложены биогенными глинами, пепловыми глинами и пеплами, датированными плейстоценом [32, Ingle et al., 1975].

Туфы из разреза скв. 296 по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам и двупироксеновым андезитам. Базальтовые туфы резко отличаются от пород срединно-океанических хребтов отношениями изотопов свинца [32, Meijer, 1975]. По мнению Т. Доннелли [32, Meijer, 1975], вулканокластические накопления северной части хребта *Кюсю-Палау* имеют своим источником Японию и острова Идзу, где известен мощный позднепалеогеновый вулканизм. Однако кажется более вероятным, что грубообломочная туфовая и туфогенная толща разреза скв. 296 формировалась в конце олиго-

цена в основном в результате местного вулканизма, развивавшегося на хребте Кюсю-Палау. Туфы из скв. 296 отлагались на небольшой глубине, а частично и в субэвральных условиях.

В средней части хребта скв. 448А между 914 и 180 м вскрыта среднеолигоценая вулканическая свита. Нижняя часть ее (914—575 м) представлена потоками плагиоклаз-клинопироксеновых базальтов мощностью 5—10 м, разделенных пачками туфов и вулканических брекчий, мощность которых изменяется от 20 до 35 м. Брекчий образованы обломками пузырчатых базальтов, андезитов, диоритов, гранодиоритов и вулканических стекол, сцементированных карбонатным материалом. В лавах этой части разреза отмечены пузырчатые текстуры. Пористость базальтов увеличивается снизу до глубины 720 м от 2—10 до 20—30 % (от объема породы). В средней части вулканогенной свиты (575—319 м), наряду с лавами массивного сложения, присутствуют пиллоу-базальты. Мощность отдельных потоков достигает 20—30 м. Близкую мощность имеют залегающие между лавами пласты туфов и вулканических брекчий. Пористые текстуры в лавах этой части разреза выражены чрезвычайно резко. Объем пор доходит до 20—35 % от объема пород. Верхи среднеолигоценной свиты (319—180 м) сложены переслаивающимися витрокладистическими косослойными туффитами и нановым мелом.

Лежащий выше (180—81 м) нановый мел с прослоями туфов и обломками пемзы отнесен к позднему олигоцену. Разрез венчается пачкой нановых илов, датированных ранним и средним миоценом [Kroenke et al.: 31, 1979; 32, 1981].

Возраст базальтов из основания магматогенной серии, определенный по K/Ag и изотопам аргона, равен соответственно $30-36 \pm 1,9-0,6$ и $32-35$ млн. лет [32, Sutter, Snee, 1981]. Судя по интенсивной пузырчатости лав, их излияния происходили на глубинах порядка 500 м. Очень плохая сохранность нанофлоры и фораминифер в горизонтах вулканокластических пород среднеолигоценового возраста скорее всего обусловлена не большими глубинами их накопления, а растворением органических остатков летучими магматическими флюидами. В верхней части среднего олигоцена и в верхнем олигоцене (т. е. выше лав) появляются обильная известковая нанофлора (в том числе мелководные *Zygrhablithus bijugatus*) и известковые фораминиферы, позволяющие считать, что вплоть до конца олигоцена в точке 448 сохранялась относительно мелководная обстановка. Бентосные фораминиферы из ранне-среднеолигеновых слоев обитали в пределах нижней батии, т. е. на глубинах, близких к современным [32, Neiman, 1981].

В конце олигоцена—начале миоцена в точке 448 произошло резкое опускание, общий размах которого достиг 3900 м. Из них около 900 м были компенсированы осадками.

Северная часть хребта в олигоцене, по-видимому, также была местами приподнята выше уровня моря. В пользу этого говорит грубообломочный состав позднеолигеновых отложений, накопление которых обеспечивалось мощным субэвральным и подводным вулканизмом и размывом располагавшихся неподалеку островов. Основываясь на находках в позднеолигеновых осадках точки 296 остат-

ков крупных бентосных фораминифер, обломков кораллов и раковин гастропод, допустимо считать, что глубина позднеолигоценового бассейна не превышала здесь первых сотен метров. Это дает амплитуду последующего опускания хребта, равную 4000 м.

На *Западно-Марианском хребте* в скв. 451 (см. рис. 7) вскрыта 889-метровая толща позднемиоценовых вулканокластических накоплений, перекрытых плиоцен-четвертичными карбонатными фораминиферовыми, нано-фораминиферовыми и нановыми илами (36—0 м).

Толща позднемиоценовых вулканических накоплений подразделяется на несколько пачек. Нижняя (925—703 м) образована равномерно чередующимися туфами, вулканомиктовыми конгломератами и брекчиями. Мощность горизонтов, сложенных туфами, в целом близка к 20 м, разделяющих их конгломератов и брекчий — 15 м. Между 703 и 642 м лежит пачка витрокластических, преимущественно андезитовых туфов. Они перекрыты свитой (642—425 м), сложенной преимущественно туфами, в которых через 25—30 м встречаются 5—10-метровые прослои вулканокластических брекчий и конгломератов. Угловатые и полуокатанные обломки грубообломочных горизонтов представлены главным образом андезитами и базальтами. В этой пачке отмечены линзы лигнитов.

Выше, в интервале 425—413,5 м вскрыта пачка витрокластических туфов, сменяющихся вверх по разрезу валунными вулканомиктовыми конгломератами, мощностью 4,6 м. Конгломерат сложен 20—30-сантиметровыми обломками пузырчатых плагиобазальтов и массивных плагиоклаз-оливиновых базальтов. Над валунными конгломератами (413—280,5) лежит пачка чередующихся туфов, вулканомиктовых конгломератов и брекчий, содержащих линзы лигнитов, остатки мелководных фораминифер и обломки кораллов. Разрез верхнего миоцена завершается витрокластическими туфами (280,5—36 м). В них также встречены мелководные фораминиферы и обломки кораллов. Наряду с ними обнаружено сообщество фораминифер, характерное для нижней батиали — *Bulimina*, *Cibicides*, *Gyroidina* [Kroenke et al.: 31, 1979; 32, 1981; 32, Neiman, 1981].

Глубина накопления вулканокластических отложений позднего миоцена не поддается однозначному определению. Мелководная фауна (в том числе крупные бентосные фораминиферы) из верхнемиоценовых слоев, по заключению М. Хайман, испытала переотложение. Батимальные фораминиферы, обнаруженные в верхней пачке верхнемиоценовой толщи, указывают на глубины, близкие к современным, или, возможно, несколько большие их. Присутствие в верхнемиоценовых накоплениях остатков мелководной фауны, лигнитов и валунных конгломератов свидетельствует не о мелководной обстановке, а о чрезвычайной близости точки 451 к позднемиоценовой островной суше.

Три скважины, забуренные на *Восточно-Марианском хребте* (455—457), были остановлены в плейстоценовых отложениях, представленных биогенными илами, глинами, алевритами, пеплами, конгломератами, гравием и песками, реже мелом, туфами и туфоалевролитами. В скв. 456 вскрыты подушечные базальты с пузырчатой текстурой [Hussong et al.: 31, 1979; 45, 1978].

Учитывая присутствие в точке 456 пузырчатых лав, можно считать, что до недавнего времени часть хребта, прилегающая к ней, располагалась на глубине около 600—1000 м. Послераннеплейстоценовые опускания имели амплитуду порядка 2500 м. Многочисленные прослои конгломератов в разрезе 457 обусловлены его близостью к о. Паган. Характер четвертичных движений в точке 455 неясен.

Выводы. 1. Островная суша, обрамляющая Филиппинское море, была ареной мощного и длительного развивавшегося вулканизма.

На Филиппинских островах, по Р. Ратленду и М. Уолтеру, интенсивная вулканическая деятельность происходила в позднемиоценовую эпоху и в олигоцене — раннем миоцене [12].

На островах Марианской дуги наиболее древние проявления вулканизма относятся к концу среднего—позднему эоцену. На о. Гуам он продолжался в олигоцене и раннем—среднем миоцене. На о. Сайпан известны позднеэоценовые и миоценовые вулканиты. На островах Бонин интенсивный вулканизм датируется средним эоценом. Наконец, в архипелаге Палау вулканическая деятельность проявлялась в течение среднего эоцена—раннего олигодена [32, Ingle, 1975].

По данным глубоководного бурения установлено, что напряженный кайнозойский магматизм, обнаруживаемый на островах, окружающих Филиппинское море, в действительности представляет собой лишь относительно слабые периферические проявления колоссального магматического процесса, развивавшегося в первой половине кайнозоя по всей современной акватории этого моря.

Какие-либо данные о времени возникновения магматической деятельности в пределах Филиппинского моря отсутствуют, и можно говорить лишь о времени ее завершения.

В Филиппинской котловине региональные излияния базальтов, по-видимому, выстилающих большую часть ее ложа, закончились наиболее рано — в эоцене (точки 446, 294/295) или в раннем олигоцене (447, 292). Эоценовый максимум вулканической деятельности устанавливается в северной части Филиппинской котловины и по преобладанию среди глинистых минералов (разрезы 445, 446) продуктов выветривания основных магматитов — смектита, иллита и хлорита. Те же минералы указывают на значительное ослабление вулканизма в позднем олигоцене [32, Chamley, 1980]. В котловине Нампо излияния базальтов еще продолжались в раннем миоцене (точки 442, 443, 444). В Западно-Марианской котловине завершающая стадия покровных излияний, по-видимому, приходится на олигоцен. Последние излияния базальтов Марианского трога относятся к плиоцену и плейстоцену.

В хребтах Кюсю-Палау и Западно-Марианском магматическая деятельность во второй половине кайнозоя проявилась в различное время. В пределах первого крупные излияния и интенсивная эксплозивная деятельность происходили в среднем—позднем олигоцене, после чего вулканизм прекратился. На Западно-Марианском хребте излияния базальтов приходятся на середину — конец миоцена. Аналоги олигоценовых магматитов хребта Кюсю-Палау здесь пока что не установлены, но их присутствие на Западно-Марианском хребте не исключено.

2. Основные морфоструктурные элементы ложа Филиппинского моря, по-видимому, возникли не позже конца, а возможно, и середины палеогена.

В олигоцене уже существовали Филиппинская и Западно-Марианская котловины, котловина Нампо, поднятие Кюсю-Палау и Восточно-Марианский хребет. В то же время позднепалеогеновые котловины имели размеры, заметно меньшие современных. Их глубины также уступали нынешним. В отличие от котловин, хребты занимали большую площадь, причем хребет Кюсю-Палау, сейчас почти на всем своем протяжении опущенный на несколько сотен, а то и на 1000—2000 м ниже уровня моря, в олигоцене был увенчан цепочкой вулканических островов.

Палеогеновая Филиппинская котловина, по-видимому, замыкалась южнее современной возвышенности Бородино. Судя по присутствию в средне-верхнемиоценовых брекчиях скв. 293 обломков кварцдиоритовых гнейсов и кристаллических сланцев, по олигоценым конгломератам и гравелитам скв. 291 и глаукониту из олигоцен-миоценовых осадков скв. 292, западная граница олигоцен-миоценовой Филиппинской котловины располагалась на несколько сотен километров восточнее нынешней. Напротив, восточная граница котловины в палеогене и миоцене была смещена к западу от современной.

Глубина палеогеновой Филиппинской котловины была значительно меньше теперешней. Точки 290 и 447, расположенные ныне на 5800—6000 м ниже уровня моря, 30—40 млн. лет назад лежали на глубине, не превышавшей 3000—3700 м. Местами этот бассейн, по-видимому, был еще менее глубоким. Так, в точках 445, 446, 294 его дно в палеогене не опускалось ниже 600—1000 м.

В котловине Нампо в самом начале миоцена, по-видимому, существовали глубины, на 3400—4000 м меньше современных (точки 442, 443) и глубины, близкие к нынешним (точка 444). Крупные опускания ложа этого бассейна произошли в течение раннего миоцена.

Олигоценая Западно-Марианская котловина занимала площадь, уступавшую современной.

3. К широкой мелководной (возможно шельфовой) зоне, располагавшейся в эоцене в северной части Филиппинской котловины, в настоящее время приурочена акватория, в пределах которой земная кора по своему строению ближе к континентальной, чем к океанической.

Результаты сейсмических исследований, проведенных между шельфом Восточно-Китайского моря и хребтом Кюсю-Палау, показаны на сводном профиле рис. 21. На нем под шельфом Восточно-Китайского моря, островами Нансей, одноименным желобом, северной частью Филиппинской котловины и хребтом Кюсю-Палау под осадками, характеризующимися скоростями преломленных волн 1,9—2,7 км/с, прослежены без латеральных разрывов три горизонта со скоростями преломленных волн 3,4—4,4, 5,5—6,0 и 6,7—7,0 км/с [35, Ludwig et al., 1973].

Первый из них, по-видимому, образован кайнозойскими или позднемезозойско-кайнозойскими осадочно-вулканогенными породами.

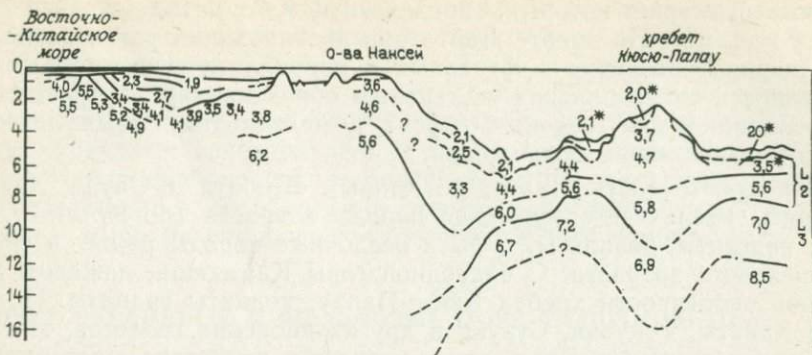


Рис. 21 Геофизический разрез через Восточно-Китайское море, острова Нансей и хребет Кюсю-Палау, полученный методом преломленных волн, по У. Людвигу и др. [35, Ludwig et al., 1973]

Второй как по сейсмическим скоростям, так и по резкому увеличению его мощности в пределах континентальной части профиля может быть сопоставлен с гранитогнейсовым слоем. Наконец, нижний горизонт характеризуется скоростями распространения преломленных волн, близкими к скоростям, фиксируемым в гранулит-базитовом горизонте континентальной коры.

Несколько южнее, вдоль широтного профиля, пройденного вблизи южной окраины подводной возвышенности Бородино, через хребет Кюсю-Палау к островам Волкано отмечено сходное строение земной коры [35, Murauchi et al., 1968].

Здесь под осадочно-вулканогенным слоем со скоростями преломленных волн 4,7—5,0 км/с лежит горизонт со скоростями 5,5—6,1 км/с. Нижний слой коры, прослеженный непрерывно от континентальной окраины до островов Волкано, имеет сейсмические скорости 6,5—7,0 км/с.

Таким образом, есть основания считать, что под южной окраиной возвышенности Бородино, а также под расположенными на одной широте с ней участками хребта Кюсю-Палау, котловины Нампо и островами Волкано до сих пор сохранились, хотя и в редуцированном виде, гранитогнейсовый и гранулит-базитовый слои древней континентальной коры. Мощность этой остаточной коры под котловинами не превышает 5—8 км, но возрастает под хребтами и возвышенностью Бородино до 15—18 км.

Наличие под возвышенностью Бородино и хребтом Кюсю-Палау реликтов континентальной (или субконтинентальной) коры подтверждается данными драгирования, проведенного японскими экспедициями в пределах подводного плато Амами, хребтов Дайто, Окнодайто и Кюсю-Палау. По данным Т. Шики, И. Мисава, И. Конда и А. Нишимура, опубликованным в 1977 г., со склонов хребта Дайто подняты кристаллические сланцы — породы, испытавшие региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. На том же хребте и плато Амами, по данным Токуоки и других исследователей, обнаружены кислые и основные интрузивы, в том числе тоналиты, аб-

солютный возраст которых, определенный К-Аг методом, равен $75,1 \pm 2,4$ млн. лет. На хребте Дайто при драгировании установлено также широкое развитие эффузивных и пирокластических пород, в совокупности очень близких неогеновым образованиям внутреннего пояса Японии (зона зеленых туфов) и мелководных нуммулитсодержащих палеогеновых отложений.

На хребте Кюсю-Палау, по данным Шибата и Окуда, драгами подняты кислые плутонические породы возраста (по К/Аг) 37 млн. лет: андезиты, базальты, туфы и осадочные породы ранне- и среднемиоценового возраста. С подводной горы Камахаша, лежащей у северной оконечности хребта Кюсю-Палау, подняты граниты. По мнению Хакаты, Токуоки, Сузуки и других японских геологов, эти факты свидетельствуют о том, что в мезозое и палеогене в северной части современного Филиппинского моря существовала суша — так называемая древняя суша Курошио.

Судя по геофизическим данным, в центральной части Филиппинской котловины земная кора имеет иное строение. Вдоль сейсмических профилей, пройденных от архипелага Сакисима (острова Нансей) и о. Самар (Филиппинские острова) к хребту Кюсю-Палау (южнее рифа Паресе-Вела), установлена трехчленная океаническая кора. Два верхних слоя имеют незначительную мощность и характеризуются скоростями распространения преломленных волн 3,1—4,0 и 4,4—5,1 км/с. Эти горизонты, по-видимому, сложенные осадочно-вулканогенными породами, не имеют скоростных аналогов в сейсмических разрезах, расположенных на континентальной окраине. Третий горизонт, значительно более мощный, по сейсмическим скоростям (6,6—6,8 км/с) соответствует основному океаническому слою, и вряд ли может быть сопоставлен с гранулит-базитовым горизонтом континентальной коры.

Суммарная мощность коры на всем протяжении этих двух профилей очень выдержана и колеблется в пределах 5—7 км, увеличиваясь под хребтом Кюсю-Палау до 7—9 км [35, Murauchi et al., 1968].

Все сказанное указывает на связь палеогеновых мелководных (шельфовых) зон Филиппинского моря с участками, в границах которых до сих пор сохраняются реликты континентальной коры. Нет сомнения, что в данном случае следует говорить о реликтах континентальной коры, а не о ее «зародышах», поскольку все послепалеогеновое развитие как северной, так и центральной частей Филиппинской котловины направлено не к формированию новой континентальной коры, а к расширению и углублению океанической абиссали.

4. Глубоководный желоб Нансей не выражен в структуре двух верхних горизонтов коры, по-видимому, сложенных преимущественно осадочными породами. В подошве осадочно-вулканогенного слоя желобу соответствует прогиб глубиной 2,5—3,0 км. Это обстоятельство, возможно, свидетельствует, что структура желоба сформировалась в связи с мощным магматизмом, в результате которого возник слой с сейсмическими скоростями 3,4—4,4 км/с. Отсюда следует, что северная часть хребта Нансей, лежащая в тылу возвышенности Бородино, по-видимому, была образована в предолигоценное или пред-

эоценовое время. Не исключено, что ни тогда, ни позже эта часть желоба не была выражена в морфоструктуре дна.

5. Тектоническая природа хребта Кюсю-Палау неясна.

Андезиты, обнаруженные при глубоководном бурении в пределах хребта, исключают возможность трактовки его как местной осевой зоны спрединга, генерировавшей новую кору Филиппинской и Западно-Марианской котловин. Более вероятно, что хребет Кюсю-Палау представляет собой редкий пример последних стадий развития древней, ныне разрушающейся, островной дуги второго типа.

ПРОЧИЕ ОКРАИННЫЕ И ШЕЛЬФОВЫЕ МОРЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Во время 19, 21, 28, 29, 30, 31 и 36-го рейсов «Гломар Челленджер» бурение проводилось в 33 точках, расположенных в Беринговом, Японском и Коралловом морях, в море Фиджи, Тасмановом море и на Новозеландском плато (точнее, в его южной части — на плато Кэмпбелл), в пределах шельфа моря Росса и в море Скоша. Краткие сведения об этих точках приведены в табл. 10, размещение их показано на рис. 1, 5, 7, 13 и 22.

В *Беринговом море* (см. рис. 1, 5) бурение проводилось в восточной части Алеутской котловины, на плато Умнак (точки 184, 185), на западе той же котловины, неподалеку от хребта Ширшова (190), в котловине Бауэрс (188) и в Командорской котловине (точки 189, 191). В большинстве перечисленных пунктов скважины достигли верхнемиоценовых осадков, и только в точке 190 были вскрыты отложения нижнего — среднего миоцена. В основании разреза скв. 184В вскрыта пачка не содержащих фауну аргиллитов с редкими прослоями песков, песчаников, известняков и туфов, мощностью 220 м. Лежащие выше биогенные илы, глины, алевролиты, пеплы, пески и известняки датированы поздним миоценом. Их мощность равна 364 м. Плиоцен представлен глинами, алевролитами, диатомовыми илами и песками, иногда содержащими рассеянную гальку и гравий, туфогенными песками. Неполная (за счет того что между 128 и 4 м отбор керн не проводился) мощность этих осадков равна 260 м. Верхний горизонт четвертичных отложений сложен диатомовыми илами [32, Sholl et al., 1973].

Остатки *Melonis pompilioides*, обнаруженные в сообществе верхнемиоценовых бентосных фораминифер, указывают на накопление позднемиоценовых осадков точки 184 на глубинах, близких к современным. Присутствие в плиоценовых отложениях донных фораминифер вида *Elphidium batialis*, характерного для интервала глубин 1400—3500 м, свидетельствует, что глубина бассейна в точке 184 оставалась близкой к нынешней и в плиоценовое время. Этому заключению не противоречат находки в плиоценовых слоях неритовых бентосных диатомей, скорее всего переотложенных [32, Koizumi, 1973].

Разрез скв. 185 близок к только что охарактеризованному. Накопление осадков в этой точке происходило в обстановке, сходной с современной [32, Sholl et al., 1973].

Точки глубоководного бурения в окраинных и шельфовых морях Тихого океана (без Филиппинского моря)

№ точки	Координаты		Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений		
			дна	забоя			
<i>Берингово море</i>							
184В	53°43'	с. ш., 170°55'	з. д.	1910	973,0	Поздний миоцен	
185	54 26	" "	169 15	" "	2110	728,0	Поздний миоцен (?)
188	53 45	" "	178 40	в. д.	2649	638,0	Поздний миоцен
189	54 02	" "	170 13	" "	3439	871,0	То же или древнее
190	55 34	" "	171 38	" "	3875	627,0	Средний — ранний миоцен
191	56 57	" "	168 11	" "	3860	919,0	Поздний миоцен
<i>Японское море</i>							
299	39°30'	с. ш., 137°40'	в. д.	2604	532,0	Средний миоцен	
300	41 03	" "	136 06	" "	3427	117,0	Поздний плейстоцен
301	41 04	" "	134 03	" "	3520	497,0	Средний миоцен
302	40 30	" "	136 54	" "	2399	531,0	Поздний миоцен
<i>Коралловое море</i>							
209	15°56'	ю. ш., 152°11'	в. д.	1428	344,0	Средний эоцен	
210	13 45	" "	152 54	" "	4643	711,0	Ранний эоцен
286	16 31	" "	166 22	" "	4465	706,0	Средний эоцен
287	15 54	" "	153 16	" "	4653	252,0	Ранний эоцен
<i>Море Фиджи</i>							
285А	26°49'	ю. ш., 175°48'	в. д.	4674	584,0	Средний миоцен	
203	22 09	" "	177 33	" "	2720	409,0	Плиоцен
205	25 31	" "	177 54	" "	4320	355,0	Поздний олигоцен
<i>Тасманово море</i>							
206	32°01'	ю. ш., 165°27'	в. д.	3196	734,0	Средний палеоцен	
207	36 58	" "	165 26	" "	1389	513,0	Поздний маастрихт (?)
208	26 07	" "	161 13	" "	1545	594,0	Поздний маастрихт
284	40 39	" "	167 40	" "	1066	208,0	Поздний миоцен
283	43 54	" "	154 16	" "	4729	592,0	Палеоцен
<i>Плато Кэмпбэлл</i>							
275	50°26'	ю. ш., 176°19'	в. д.	2800	62,0	Поздний мел	
276	50 48	" "	176 48	" "	4671	23,0	Палеоген
277	52 13	" "	166 11	" "	1214	472,5	Средний палеоцен
278	56 33	" "	160 04	" "	3675	438,5	Средний олигоцен
279	51 20	" "	162 38	" "	3341	202,9	Ранний миоцен

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших вскрытых отложений
		дна	забоя	
<i>Море Росса</i>				
270	77°27' ю. ш., 178°30' з. д.	633	422,0	Ранний палеозой
271	76 43 " " 175 03 " "	562	265,0	Ранний плиоцен
272	77 07 " " 176 45 " "	619	443	Средний миоцен
273	74 32 ю. ш., 174 38 в. д.	491	346,5	Ранний миоцен
274	69 00 " " 173 26 " "	3305	421,0	Поздний эоцен
<i>Море Скоша</i>				
326	56°35' ю. ш., 65°18' з. д.	3822	9,5	Поздний плейстоцен

На западе Алеутской котловины скв. 190 на глубине 627—421 м вскрыты верхнемиоценовые витрофировые туфы, пеплы, диатомовые илы и аргиллиты. Плиоцен представлен биогенными илами, глинами, полевошпатовыми алевритами и пеплами. Их мощность превышает 140 м. Верхние 159 м сложены переслаивающимися терригенными, вулканокластическими и биогенными отложениями плейстоценового возраста. Судя по фауне, собранной по разрезу скв. 190, глубина моря в этой точке оставалась неизменной начиная с позднемиоценового времени [32: Sholl et al., 1973; Sholl, Creager, 1973].

Верхнемиоцен-четвертичные отложения котловины Бауэрс (скв. 188) — диатомовые илы, глины, известняки, алевриты и аргиллиты — накапливались в пределах нижней батии, на глубинах, близких к нынешним.

В Командорской котловине в скв. 191 на глубине 919—905 м вскрыты толеитовые базальты, абсолютный возраст которых, определен К-Аг методом, равен 29,6 млн. лет [32, Stewart et al., 1973]. В кровле базальтов залегает 380-метровая толща не охарактеризованных фауной алевритовых глин и песков. Вверх по разрезу они сменяются нижнеплиоценовыми известняками, алевритовыми глинами и диатомовыми илами с прослоями песков. Четвертичные отложения сложены чередующимися биогенны-

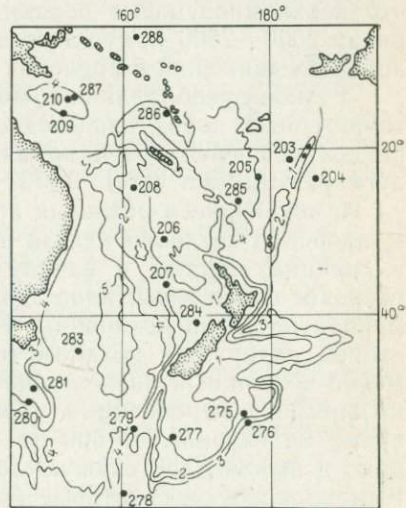


Рис. 22. Точки глубоководного бурения в пределах Восточно-Австралийских морей и шельфового моря плато Кэмпбелл. Изобаты в километрах

ми и терригенными породами, которым подчинены прослон вулканических пеплов.

В доплиоценовых слоях точки 191 собраны сублиторальные бентосные фораминиферы *Elphidium clavatum*, широко развитые на современном шельфе Берингова моря, а также фораминиферы, характерные для верхней батиали. Судя по фауне, дно Командорской котловины в точке 191 в течение плиоцен-четвертичного времени испытало опускание на 3800—4200 м, из которых около 900 м были компенсированы осадками. Это предположение согласуется с данными Х. М. Саидовой [19], отметившей, что экология донных фораминифер, собранных у подножия континентального (западного) склона Командорской котловины, свидетельствует о быстрых погружениях, происходивших здесь в четвертичное время.

По мнению М. Н. Шапиро [20], крупный стратиграфический перерыв между базальтами и прекрывающими их осадками также указывает на недавнее погружение ложа Командорской котловины. Добавим к этому, что начало этих опусканий скорее всего следует отнести к позднему миоцену.

В юго-восточной части Командорской котловины, в скв. 189 бурение было остановлено в терригенной серии, сложенной преимущественно аргиллитами, алевролитами, песками, песчаниками, гравием и конгломератами с прослоями пеплов и известняков. Эти отложения датированы поздним миоценом. Их вскрытая мощность равна 131 м. Выше лежит 500-метровая толща плиоценовых глин, алевроитовых глин и алевроитов, обогащенных терригенным материалом. Разрез венчается 156-метровой пачкой глин, алевроитов и биогенных илов четвертичного возраста [32, Sholl et al., 1973]. Не исключено, что верхнемиоценовые осадки накапливались здесь на глубине порядка 2000—2500 м, что дает амплитуду послепозднемиоценовых нисходящих движений в пределах 1500—2000 м.

Резкое преобладание в миоценовых отложениях точек 189 и 191 терригенных пород свидетельствует об интенсивном размыве суши, располагавшейся в это время в пределах современных Алеутской дуги [32, Fullam et al., 1973] и Командорской котловины [20].

Намечающиеся различия времени формирования Алеутской и Командорской котловин нельзя признать существенными. По-видимому, в границах первой к началу позднего миоцена уже существовали глубоководные зоны, площадь которых значительно уступала современной площади котловины. Начало крупных опусканий в пределах второй датируется поздним миоценом. Не исключено, что одновременно возникли и нисходящие движения хребта Бауэрс, в осевой зоне которого выровненный абразионный рельеф опущен в настоящее время на глубины от 500 до 1000 м [32, Sholl, Creager, 1973]. Однако в целом Алеутская котловина все же вряд ли намного древнее Командорской, а некоторые краевые зоны ее, по-видимому, даже моложе Командорской.

При драгировании на континентальном склоне шельфа Берингова моря южнее о-вов Прибылова выявлено присутствие слабо дислоцированных позднемиоценовых литифицированных песчаников и алевролитов, перекрытых раннетретичными аргиллитами, алевролитами и

известковыми песчаниками. Стратиграфически более высокие горизонты залегают на континентальном склоне на глубине около 1000 м. Из них были извлечены конгломератовые алевролиты, глауконитовые песчаники и алевролиты, содержащие остатки литоральных и неритовых диатомей и сообщество кокколитофорид, характерное для прибрежных зон. Флора и фауна фораминифер позволяют датировать вмещающие породы средним—поздним миоценом и ранним плиоценом. Обильная растительная пыльца, собранная в неогеновых отложениях, указывает на то, что в миоцене — начале плиоцена береговая линия лежала вблизи островов Прибылова [27, Hopkins et al., 1969].

Учитывая сказанное, можно допустить, что Алеутская котловина, возможно, заложившаяся в начале миоцена, продолжала расширяться в позднемиоценовое—раннеплиоценовое время. Амплитуда нисходящих движений ее краевых зон в течение плиоцена и четвертичного времени достигает 800—1000 м.

Скважины, пробуренные в Японском море (см. рис. 5), расположены вблизи возвышенности Ямато. Все они остановлены в позднемиоценовых или еще более молодых отложениях.

В скв. 299 верхние 322 м представлены четвертичными диатомовыми илами, алевритовыми глинами, переслаиваемыми глинами и песками, аргиллитами с прослоями и линзами песков и пеплов. Эти осадки содержат большую или меньшую примесь глауконита, доля которого в отдельных горизонтах достигает 5—7%. Ниже (351—532 м) лежат верхнемиоценовые аргиллиты с прослоями песков, туфопесков, пеплов, глини и алевролитов, также содержащие глауконит [32, Ingle et al., 1975].

В скв. 300 вскрыты плейстоценовые глины и диатомовые алевритовые глины с глауконитом.

В скв. 301 пройдено 164 м глин и глинистых алевролитов, датированных плейстоценом. Они подстилаются 200-метровой пачкой песчанистых алевритов и глин плиоценового возраста. В основании вскрытого разреза, между 373 и 487 м залегают верхнемиоценовые илы, глины, алевритовые глины, диатомовые пески, часто глауконитоносные [32, Ingle et al., 1975].

Разрез скв. 302 представлен четвертичными, плиоценовыми и верхнемиоценовыми алевритовыми глинами и илами (0—465 м). На глубине 171 м в илах встречен глауконит. Ниже, в интервале 528—531 м вскрыты алевритовые аргиллиты неясного (возможно, раннемиоценового) возраста [32, Ingle et al., 1975].

В верхнемиоценовых отложениях всех четырех точек обнаружены многочисленные мелководные бентосные диатомеи, а также присутствуют в меньшем числе остатки пресноводных диатомей [32, Koizumi, 1975]. Донные фораминиферы из плейстоценовых и плиоценовых осадков этих же точек представлены литоральными и шельфовыми формами [32, Ingle, 1975].

По заключению П. Харролда, Д. Мура и И. Коизуми [32, Harrold, Moore, 1975; Koizumi, 1975], в составе позднемиоцен-четвертичных отложений, вскрытых по периферии возвышенности Ямато, преобладают турбидиты. Однако обильная фауна мелководных фораминифер

минифер, мелководная же диатомовая флора, скопления глауконита — все это свидетельствует, во-первых, что турбидиты накапливались на шельфе и, во-вторых, что этот шельф с позднего миоцена до недавнего времени располагался вблизи суши, скорее всего лежащей в пределах возвышенности Ямато. Суммарный размах опускания дна Японского моря в точках 299, 300—302 оценивается в пределах от 2000 до 4000 м.

В западной части *Кораллового моря* (см. рис. 22), на плато Квинсленд, скв. 209 в интервале 344—281 м пройдены среднеэоценовые глауконитовые песчаники, известняки, глауконитовые кварцевые пески, глауконитовые известняки. Они сменяются верхнеэоценовыми глинисто-известковистыми песками, известняками, глауконитовыми мергелями, кварцевыми песками и глауконитосодержащими известняками, алевролитами и илами. В этих слоях собраны остатки ежей и моллюсков. Мощность верхнего эоцена равна 141 м. Между 140 и 110 м лежат верхнеолигоценовые илы и глинистые пески. Они отделены от подстилающих осадков стратиграфическим несогласием. Нижний — средний миоцен (110—45 м), плиоцен (45—27 м) и плейстоцен представлены фораминиферо-нановыми илами [32, Burns et al., 1973].

По заключению А. Эдвардса [32, Edwards, 1973, 1975], обильный глауконит, остатки ежей и моллюсков в отложениях эоцена указывают на накопление их в литоральной обстановке. Амплитуда опускания, по-видимому, начавшегося в позднем олигоцене, в точке 209 составляет 1600 м.

Западнее, на Большом Барьерном рифе, при бурении на о. Рек вскрыли толщу плиоцен-нижнемиоценовых известняков, калькаренитов и глауконитовых кварцевых песков, лежащих с несогласием на отложения фундамента [3]. Таким образом, ближе к восточному побережью Австралии нисходящие движения возникли позже, чем на плато Квинсленд, — в раннем миоцене.

В скв. 287, расположенной в абиссальной зоне Кораллового моря неподалеку от точки 209, на глубине 252—239 м обнаружены хлоритизированные порфиритовые базальты, по своему химическому составу очень близкие базальтам срединно-океанических хребтов [32, Stoesser, 1975]. В их кровле лежат ниже-среднеэоценовые осадки — мел и глинистый мел (239—180 м). Они сменяются верхнеолигоценовыми алевроитовыми глинами и мелом (180—169 м). Выше следуют не содержащие фауну глины (160—131 м), верхнеплиоценовые глины (131—93 м) и четвертичные карбонатные пески, глины и туфы [32, Andrews et al., 1975].

Донные фораминиферы из эоценовых осадков указывают на то, что глубина среднепалеогенового бассейна в точке 287 не превышала 2500—3300 м. Исходя из этого размах послезоценовых нисходящих движений должен быть равен 1600—2400 м. Предверхнеолигоценовый перерыв в разрезе скв. 287 объясняют подводным размывом [32, Shafic, 1975].

Севернее скв. 209 и 287, в центре Кораллового моря скв. 210 на глубине 711—542 м достигнуты биогенные илы и глины, датированные ранним—средним эоценом. Между 540 и 520 вскрыты залегающие с несогласием средне-верхнеолигоценовые глинисто-карбо-

натные нановые илы. Они сменяются миоценовыми глинами и илами с градационной слоистостью (520—360 м). Верхние 360 м образованы плиоцен-четвертичными илами, глинами и алевритами, в которых также отмечена градационная слоистость [32, Burns et al., 1973].

Следует отметить, что перерыв и угловое несогласие, отделяющие в разрезах скв. 210 и 287 средний (или нижний) эоцен от среднего олигоцена [32, Edwards, 1973], по времени близок или достаточно точно совпадает с перерывами в палеогеновых отложениях Папуа Новой Гвинеи, Новой Зеландии и бассейна Отуэй Австралии. Не исключено, что в перечисленных областях, а также в Коралловом море этот перерыв обусловлен кратковременными интенсивными поднятиями, охватившими большую часть альпийской геосинклинали юго-запада Тихого океана и некоторые области завершённой складчатости, примыкающие к ней (Австралия, подводное плато Квинсленд).

Это предположение тем вероятнее, что в пределах котловины Кораллового моря, дно которой опущено на глубину 4000—4500 м, до сих пор существует кора, строение которой заметно отличается от океанической, а в основании кайнозойских отложений устанавливается эрозионный перерыв, отделяющий эти осадки от горизонта, в сложении которого, по-видимому, принимают участие породы мезозойского чехла и дислоцированные образования палеозойского возраста. Перерыв этот коррелируется с раннекайнозойским денудационным циклом Австралии.

По данным М. Юинга и др. [35, M. Ewing et al., 1970], сейсмические исследования методом преломленных волн вдоль профиля от Таунсвилла (шт. Квинсленд) к поднятию Луизиана (рис. 23, профиль I—I) показали присутствие под подводным плато Квинсленд континентальной коры. В верхах ее обнаружены горизонты с сейсмическими скоростями 2,3 и 3,8—4,5 км/с. Ниже лежат слои, характеризующиеся скоростями распространения сейсмических волн 5,4—5,7 и 6,3 км/с, мощность которых равна соответственно 3—7 и 8—9 км. Первый из них можно сопоставить со складчатым палеозоем, второй скорее всего образован метаморфическими образованиями докембрия. В основании коры плато Квинсленд залегает горизонт со скоростями 7,2—7,5 км/с. Мощность гранулит-базитового слоя не установлена.

В северо-восточном направлении, под краевой зоной глубоководной котловины Кораллового моря слой со скоростями 5,4—5,7 км/с выклинивается. В отличие от него, нижележащий горизонт с сейсмической скоростью 6,3 км/с под котловиной сохраняется, правда, в трансформированном виде. Его мощность сокращается с 8—9 до 3—7 км, а плотность возрастает, в результате чего сейсмические скорости в нем повышаются до 6,5—6,6 км/с.

Аналогичные латеральные изменения строения коры в пределах котловины Кораллового моря наблюдаются по профилю II—II (см. рис. 23) от Кэрнса (шт. Квинсленд) до Самаран (юго-восточное Папуа Новой Гвинеи).

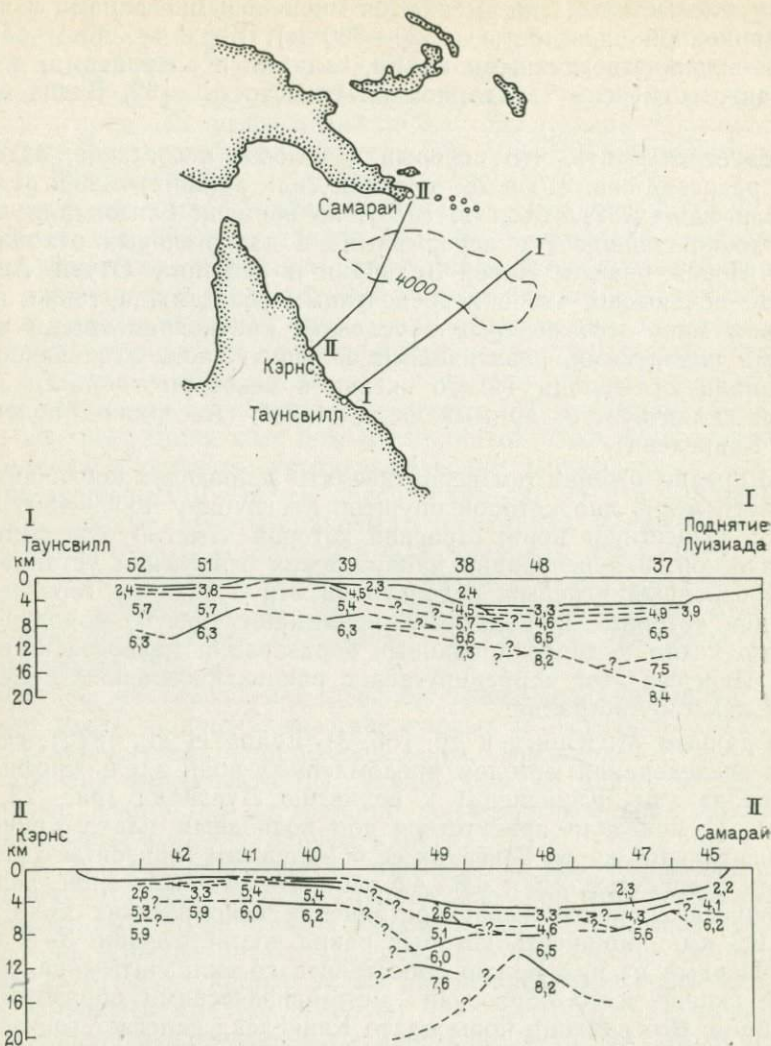


Рис. 23. Геофизические разрезы через котловину Кораллового моря, полученные методом преломленных волн, по М. Юингу и др. [35, М. Ewing et al., 1970]

Строение земной коры под котловиной Кораллового моря свидетельствует, что до недавнего времени в ее пределах существовала континентальная кора. Позднее она испытала частичную переработку, скорее всего обусловленную массовыми внедрениями и излияниями основных магматитов. Эти события, по-видимому, должны быть отнесены к палеогеновому периоду. Последнее заключение совпадает с выводом Дж. Гарднера [27, Gardner, 1970], определившего время заложения котловины Кораллового моря эоценом. Учитывая сказанное, амплитуды послеэоценовых нисходящих движений

ложа котловины в точках 287 и 210 могут быть определены от 4800 до 5300 м.

На Востоке Кораллового моря, в Новогбридской котловине, в скв. 286 вскрыты миндалекаменные базальты и габбро [32, Stoesser, 1975], лежащие между 706 и 649 м. Выше пройдена толща грубообломочных пород, мощностью 493 м. В основании ее залегает пачка алевролитов с подчиненными прослоями конгломератов, песчаников и туфов. Они сменяются конгломератами, образованными полуокатанной галькой андезитов, базальтов и пемзы. В конгломератах собрана обильная фауна мелководных фораминифер, раковины двустворок, спикулы губок. Вверх по разрезу следуют переслаивающиеся витрокластические туфы, аркозовые песчаники, алевролиты, косослоистые пески и мел. Вся эта серия датирована средним—поздним эоценом. Она отделена перерывом от перекрывающих олигоценовых отложений, представленных туфами и илами (156—80 м). Эти слои, в свою очередь, отделены перерывом от плиоцен-плейстоценовых глин, туфов и илов [32: Andrews et al., 1975; Landmesser et al., 1975].

В эоценовых отложениях скв. 286 собраны многочисленные донные фораминиферы. Большинство бентосных форм указывает на обстановку литорали и верхней части неритовой зоны. Особенно важно присутствие крупных лепидоциклин, представителей рода, используемого в различных районах мира для идентификации мелководных отложений. К эоценовым же слоям приурочена мелководная флора [32, Вигку, 1975]. Это свидетельствует о крупных послеоценовых опусканиях ложа Новогбридской котловины. Их амплитуда может быть оценена 4000—4500 м.

В *море Фиджи* (см. рис. 22) в центральной части Южно-Фиджийской котловины скв. 285А остановлена в диабазях, вскрытых в интервале 584—564 м. В кровле сила залегают среднемиоценовые алевролиты, песчанистые алевролиты, песчанистые глины, илы и туфы, мощностью 490 м. Выше установлены нановые илы позднего миоцена (50 м) и плиоцен-плейстоценовые глины и биогенные илы (24 м).

Позднемиоценовые осадки скв. 285 содержат многочисленные остатки мелководных донных фораминифер. Наряду с ними присутствуют формы, характерные для верхней батиаля. По мнению Дж. Эндрюса и других исследователей [32, Andrews et al., 1975], сопоставление в миоценовых слоях разреза скв. 285 литоральных и батинальных фораминифер указывает на то, что значительная часть осадков и мелководные фораминиферы поступали в Южно-Фиджийскую котловину извне, из обрамлявших ее мелководных зон. Осадочные породы в этой точке содержат обильный вулканокластический материал, представленный обломками пород основного, среднего и кислого состава. Источником, поставлявшим кислый вулканокластический материал, по-видимому, были хребты Колвил-Лау и Три-Кингс, оставшиеся до недавнего времени приподнятыми выше уровня моря [32, Packham, Andrews, 1975; 32, Packham, Terrill, 1975]. К числу возможных поставщиков кислого вулканокластического материала, возможно, относился также хребет Норфолк с его

субконтинентальной корой и предположительно олигоценовыми гранитоидами, развитыми в осевой зоне хребта на Новой Каледонии [35, Shor et al., 1971, 12].

Учитывая присутствие в позднемиоценовых слоях разреза скв. 285 бентосных фораминифер, обитавших в пределах верхней батнаги, размах послемииоценовых опусканий дна котловины в этой точке может быть определен в 3000—3500 м.

В скв. 205, забуренной у восточной окраины Южно-Фиджийской котловины, в основании пройденного разреза (355—337 м) обнаружены пузырчатые базальты, в кровле которых лежат средне-верхне-олигоценовые илы и мел с прослоями известняков и витрофировых туфов (337—276 м). Они перекрыты со стратиграфическим несогласием средне-верхнемиоценовыми туфами и витрофировыми пеплами (276—22 м). Верхи разреза образованы биогенными илами и пеплами, отнесенными к плиоцен-плейстоцену [32, Burns et al., 1973].

В эпоху излияния базальтов глубина котловины вблизи точки 205 не превосходила 1000 м, однако уже в олигоцене ее дно испытало опускание на 1500—2000 м. Последующие нисходящие движения с амплитудой 1000—1500 м привели точку 205 на нынешнюю глубину. Общий размах нисходящих движений составил здесь около 3500 м. Мелководные фораминиферы, обнаруженные в позднемиоценовых слоях, по Р. Барнсу и другим, испытали переотложение. Они принесены сюда из шельфовой зоны, располагавшейся в конце миоцена на хребте Колвил-Лау.

Скв. 203, пробуренной в котловине Лау, на глубине 409—400 м вскрыты ранне- или средне-плиоценовые осадочно-вулканогенные образования, представленные сильно пузырчатыми базальтовыми лавами, хорошо сортированными вулканомиктовыми песками и вулканическими пеплами, содержащими обломки пузырчатых базальтов, биогенными илами. В интервале 238—400 м отбор керн не проводился. Выше лежат переслаивающиеся биогенные илы и пеплы, датированные плейстоценом.

Учитывая присутствие в основании разреза скв. 203 пузырчатых базальтов, можно допустить, что глубина моря в точке 203 в эпоху излияния базальтов не превышала 600—1000 м. Последующее опускание имело суммарный размах порядка 2000 м [32, Burns et al., 1972]. Нанофлора, собранная из плиоцен-четвертичных отложений скв. 203, содержит формы, характерные для глубин, близких к современным [32, Edwards, 1973]. Это обстоятельство, а также присутствие в плиоценовых отложениях батнальных фораминифер, возможно, свидетельствует об очень быстрых опусканиях дна котловины Лау, последовавших за излияниями лав.

В Новокаледонской котловине *Тасманова моря* (см. рис. 22) в скв. 206 вскрыты ранне-среднепалеоценовые глины, аргиллиты и биогенные известняки (734—696 м). Они сменяются биогенными илами и глинами, датированными эоценом (696—614 м). Выше лежат илы и глины олигоцена (614—499 м). Миоцен представлен глинистыми биогенными илами (499—192 м). Сходный состав имеют и плиоцен-четвертичные отложения. В разрезе палеогена точки 206 установлено три несогласия: между палеоценом и нижним эоценом, нижним

и средним эоценом и между средним эоценом и средним олигоценом [32: Burns et al., 1973; Kennett, 1973; Burns, Andrews, 1973].

Скв. 206 интересна своим положением между хребтами Норфолк и Лорд-Хау, в пределах которых установлена субконтинентальная кора [35, Shog et al., 1971]. Таким образом, весьма вероятно, что точка 206 располагается в пределах новообразованной глубоководной котловины. Судя по сообществу фораминифер, собранных из палеоценовых осадков, глубина этой котловины в начале палеогена была значительно меньше современной. Допускается, что до эоцена в акваториях нынешних Тасманова и Кораллового морей существовал обширный эпиконтинентальный бассейн [32, Edwards, 1973]. Отсюда амплитуда послеоценовых нисходящих движений дна котловины вблизи точки 206 может быть определена в пределах 2500—3600 м.

Две точки — 207 и 208 лежат на хребте Лорд-Хау. В первой скважине между 513 и 433 м пройдены риолитовые лавы, над которыми залегает 76-метровая пачка чередующихся риолитовых пемзо-лапиллиевых туфов и риолитовых лав. Абсолютный возраст риолитов, отобранных из этой пачки, равен по K/Ar $93,7 \pm 1,2$ млн. лет [32, van der Lingen, 1973], что позволяет определить время их излияния сеноманским веком.

Кислые вулканиты перекрыты глауконитовыми песками и глауконитовыми аргиллитами, датированными маастрихтом. Пески содержат обломки кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, вулканических стекол, гранитов и высокотемпературных метаморфических пород. Мощность маастрихтских отложений равна 48 м. Выше залегают порцелланиты, биогенные илы и глины палеоценового возраста. На них лежат с несогласием ниже-среднеэоценовые наново-фораминиферовые илы, алеволиты и мел. Суммарная мощность палеоцен-эоценовых слоев достигает 164 м. Среднеэоценовые отложения отделены крупным стратиграфическим несогласием от среднемиоценовых. Верхние 125 м пройденного разреза образованы монотонными фораминиферово-нановыми илами, отнесенными к среднему миоцену — четвертичной системе [32: Burns et al., 1973; Kennett, 1973].

По Г. ван дер Лингену [32, van der Lingen, 1973], в риолитовых лавах отсутствуют признаки, которые позволяли бы однозначно определить обстановку их излияния. Риолиты и риолитовые игнимбриды могли изливаться как в субаэральных, так и в субаквальных условиях. В отличие от этого пемзово-лапиллиевые туфы скорее всего извергались в наземной обстановке или в очень неглубоком море. Литоральная обстановка сохранялась до конца мела. На это указывают остатки кораллов и раковины двустворок в терригенных отложениях маастрихтского яруса [32, Andrews, Ovenshine, 1975].

Учитывая это, амплитуда послемаастрихтского опускания хребта Лорд-Хау около точки 207 определяется равной 1800—2000 м, из которых 500 м компенсированы осадками.

На севере хребта Лорд-Хау скв. 208 достигла позднемаастрихтских отложений, представленных мелом (594—577 м). Над ними лежит 37-метровая пачка мела, датированного палеоценом. Выше

вскрыты среднеэоценовые карбонатные глауконитсодержащие осадки, отделенные от подстилающих слоев стратиграфическим перерывом (540—488 м). Они перекрыты также с перерывом глауконитсодержащим мелом верхнего олигоцена (488—433 м). Разрез завершается монотонными биогенными илами миоценового, плиоценового и четвертичного возраста [32: Burns et al., 1973; Kennett, 1973].

Фораминиферы, собранные в верхнемеловых осадках разреза скв. 208, указывают на сравнительно большую глубину позднемастрихтского бассейна [32, Webb, 1973]. В начале палеогена произошло его обмеление. Судя по приуроченности глауконита и грубо-слоистых пород к горизонтам, расположенным непосредственно ниже и выше среднеэоцен-позднеолигоценового перерыва [32, Edwards, 1973], можно предположить, что этот перерыв был обусловлен поднятием северной части хребта Лорд-Хау над уровнем моря. В этом случае амплитуда послеолигоценового опускания в точке 208 будет равна 2000 м.

В южной части хребта Лорд-Хау, на плато Челленджер, скв. 284 вскрыты верхнемиоценовые фораминиферово-остракодово-нановые илы (208—147 м), над которыми в интервале 47—37 м лежат биогенные или со скоплениями остатков остракод, датированные плиоценом. Плейстоцен представлен биогенными илами [32, Kennett et al., 1975].

Основываясь на присутствии сообщества относительно мелководных фораминифер из миоцен-плиоценовых отложений точки 284, можно допустить, что эти осадки накапливались на сравнительно небольшой глубине, несколько меньшей современной [32, Kennett, Vella, 1975].

В центральной части Тасманова моря скв. 283 [32, Kennett et al., 1975] остановлена в палеотипных базальтовых лавах и лавобрекчиях, залегающих на глубине 592—588 м. В их кровле лежат алевроитовые аргиллиты, в отдельных горизонтах глауконитсодержащие. Эти породы датированы палеоценом; их мощность равна 362 м. Они отделены перерывом от средне-верхнеэоценовых детритусовых диатомовых илов, алевроитов, алевроитовых глин, аргиллитов, песков и глауконитовых песков, мощностью 309 м. Верхнеэоценовые отложения перекрыты лежащими с несогласием миоценовыми цеолитовыми илами (17—5 м). Разрез завершается четвертичными цеолитовыми глинами (5—0 м).

По данным П. Уэбба [32, Webb, 1975], фораминиферы из палеоценовых слоев точки 283 образуют сообщество, очень близкое к современному, обитающему в Тихом океане на глубинах от 3500 до 6500 м. На этом основании П. Уэбб считает, что глубоководная обстановка существовала в точке 283 по меньшей мере с начала палеогена, однако это заключение кажется сомнительным. Дело в том что тот же исследователь отметил, что аналогичная фауна фораминифер известна из верхнемеловых и палеоценовых отложений Моравии (ЧССР) и Польши, для которых практически невозможно допустить существование позднемелового-раннепалеоценового бассейна с океаническими глубинами. По-видимому, палеогеновая фауна разреза скв. 283 является эврибионтной, обитавшей в широком диапа-

зоне глубин. Это исключает возможность ее использования для определения глубины раннепалеогенового бассейна.

В то же время присутствие в забое скв. 283 миндалекаменных базальтов позволяет предположить, что глубина раннепалеогенового (или позднемелового) моря не превышала 1000 м. Затем произошло поднятие его дна, и глауконитоносные осадки палеоцена и эоцена, по-видимому, накопывались в литоральной обстановке. Возможно, что обмеление палеогенового бассейна предшествовало крупной регрессии, отмеченной перерывом между верхним эоценом и миоценом и проявившейся на большей части акватории современных Восточно-Австралийских морей.

Амплитуда послезоценовых опусканий ложа Тасмановой котловины в точке 283 может достигать 4500 м. В случае послезоценовой регрессии размах миоцен-четвертичных нисходящих движений будет равен 5200 м.

Дополнительная информация о характере позднекайнозойских движений ложа северной части котловины Тасманова моря была получена при драгировании на гийотах, образующих две меридиональные цепочки, одна из которых протягивается вдоль западного фланга хребта Лорд-Хау (гийот Келсо на севере, риф Элизабет на юге), а другая расположена западнее, вблизи осевой зоны котловины (гийот Рикорд на севере — Гэскойн на юге).

Результаты драгирования показывают, что опускание гийотов, бывших первоначально коралловыми рифами, началось по меньшей мере в начале плиоцена. Некомпенсированные погружения, возникшие в плейстоцене, имели амплитуду от 18 до 900 м. Их размах в целом обусловлен положением отдельных гийотов в региональной морфоструктуре дна. Он невелик вблизи поднятия Лорд-Хау и резко возрастает во внутренней зоне котловины, а также в пределах отдельных глубоководных «заливов», осложняющих западный склон хребта Лорд-Хау [38, Slater, Goodwin, 1973]. Эти данные показывают, что опускание ложа Тасмановой котловины продолжается и в настоящее время, причем в отдельных точках амплитуда четвертичных опусканий достигает 400—900 м.

Скв. 275, забуренная на склоне *плато Кэмпбелл* (см. рис. 22), сразу же вошла в глауконит-алевритовые илы, глауконитовые глинистые алевролиты и алевритовые аргиллиты верхнего кампана — палеоцена. Терригенная фракция этих пород представлена мусковитом, биотитом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и хлоритом. Вскрытая мощность кампан-палеоценовых отложений равна 62 м [32, Kennett et al., 1975].

Кампанские слои точки 275 параллелизуются с верхами формации Гарден-Коув о. Кэмпбелл, образованной морскими и континентальными конгломератами, песчаниками, карбонатными сланцами, аргиллитами и с конгломератами свиты Кэмп-Коув островов Окленд [32, Kennett et al., 1975; 37].

В соседней скв. 276, лежащей вблизи основания континентального склона, вскрыты 23 м глауконитово-детритусового гравия, песков и алевролитов. По нанофлоре эти слои датируются ранним эоценом — ранним олигоценом [32, Edwards, Perch-Nielsen, 1975], однако Дж.

Кеннетт и др. [32, Kennett et al., 1975] отнесли их к раннему — среднему олигоцену.

В точке 277, расположенной юго-восточнее островов Окленд, скважина остановлена в палеоценовых осадках, образованных глауконитовым мелом и глауконитовыми глинами (472,5—444 м). Выше (444—187 м) лежат биогенные илы, глауконитовые кварц-алевритовые пески и мел, датированные эоценом. Они сменяются биогенными илами, частично глауконитсодержащими, и глауконитовыми песками (187—10 м). Эти осадки отнесены к олигоцену. На них с крупным стратиграфическим несогласием налегают плиоцен-четвертичные глауконитовые илы [32, Kennett et al., 1975]. Судя по радиоляриям, перерыв между олигоценом и плиоценом захватывает часть верхнего олигоцена [32, Perch—Nielsen, 1975].

Скв. 278 и 279 лежат за пределами плато Кэмпбелл, однако осадки, вскрытые в них, по своей фациальной принадлежности близки к отложениям, развитым на плато. Это позволяет объединить разрезы скв. 278, 279 с разрезами скважин, пробуренных на плато.

Скв. 278, забуренная в котловине Эмеральд, была остановлена на глубине 438 м в подушечных базальтах, близких по своему составу толеитовым базальтам островных дуг [32, Schilling, Ridley, 1975]. В лавах отмечены миндалекаменные и пузырчатые текстуры. В кровле базальтов лежат мел и кремнистый мел (427—395 м), датированные средним—поздним олигоценом. В интервале 386—167 м пройдены терригенные и биогенные илы миоценового возраста. В отдельных горизонтах этой толщи встречается глауконит. Мощность плиоценовых песков и илов не превышает 9 м. Выше лежит 158-метровая пачка четвертичных биогенных илов [32, Kennett et al., 1975].

Скв. 279А расположена вблизи подводного хребта Маккуори. В ее забое, между 202 и 197 м, вскрыты миндалекаменные базальты, сходные с базальтами островных дуг. На них налегают биогенные глауконитовые илы. Содержание глауконита почти по всему разрезу достигает 20—22 % от массы породы. Эти отложения мощностью 184 м датированы ранним и средним миоценом. Выше установлены плиоцен-четвертичные нано-фораминиферовые илы. Они отделены от подстилающих слоев перерывом [32, Kennett et al., 1975; Edwards, Perch-Nielsen, 1975].

Чтобы реконструировать послемеловые движения плато Кэмпбелл, разрезы скважин глубоководного бурения должны быть сопоставлены с разрезами островов Кэмпбелл и Окленд.

На первом известны кристаллические сланцы, условно отнесенные к палеозою, и домеловые габброиды. Эти породы перекрыты залегающими с несогласием отложениями верхнемеловой формации Гарден-Коув — кварцевыми песчаниками, конгломератами (континентальными) и известковистыми сланцами и аргиллитами (морскими). Породы формации перекрыты нижнеэоцен-среднеолигоценными известняками, на которые несогласно ложатся морские и континентальные осадки плиоценового возраста.

На островах Окленд фундамент образован биотитовыми гранитами и габброидами, на которых залегают с размывом меловые конг-

ломераты Кэмп-Коув, сложенные несортированными по размеру хорошо окатанными гальками гранита, габбро и трахита. Выше с перерывом в осадконакоплении следуют морские туфопесчаники олигоценового возраста, сменяющиеся конгломератовыми известняками [37].

Эти разрезы показывают, что в конце мела плато Кэмпбелл испытало региональное поднятие и размыв. Судя по разрезу скв. 275, верхнемеловое плато имело площадь, бóльшую современной. В палеоцене и эоцене плато, по крайней мере на отдельных участках, протягивалось в пределы нынешнего подножия континентального склона (точка 276). В его границах существовало неглубокое шельфовое море, в котором накапливались глауконитовые осадки.

Мелководное эпиконтинентальное море с глубинами, не бóльшими первых сотен метров, просуществовало на плато Кэмпбелл до конца миоцена, а в отдельных районах его (точка 277) — до конца плиоцена. Последующее опускание внутренних частей плато имело амплитуды, изменявшиеся от места к месту от 200—300 до 1500 м.

Краевые участки плато, по-видимому, начали втягиваться в крупные опускания значительно раньше. Исходя из распределения глауконита в разрезах скв. 276, 278 и 279, крупноамплитудные погружения в первой точке возникли в начале олигоцена, во второй — в начале миоцена, а в третьей — в послесреднемиоценовое время. Конечный размах этих движений равен, соответственно, 4400, 3800 и 3100 м. В районе точки 275 поверхность плато за послемеловое время опустилась на 2800—3000 м. Таким образом, примерно до начала, а в некоторых пунктах и до середины миоцена, бóльшая часть акватории современной котловины Эмеральд располагалась в пределах шельфа.

На шельфе моря *Росса* в скв. 270 на глубине 412 м достигнуты породы фундамента — карбонатно-силикатные гнейсы, перекрытые мрамором. Метаморфические образования смяты в складки северного простирания, отличного от северо-западных простираний, закартированных в докембрийских образованиях Земли Виктории и Земли Мэри Бэрд. Эти породы либо нижнепалеозойские, либо докембрийские [32, Ford, Barrett, 1975]. Выше (388—386 м) лежат брекчии, образованные плохо сортированными угловатыми обломками кварцевых песчаников, гранитов, лейкократовых гранитов, биотитовых и гранатовых гнейсов, кристаллических сланцев и аргиллитов. По заключению А. Форда и П. Бэрретта [32, 1975], брекчии накапливались в субаэральной обстановке. Они перекрыты глауконитовыми известковистыми алевритовыми аргиллитами мощностью около 6 м. Брекчии и аргиллиты условно отнесены к олигоцену. Абсолютный возраст глауконита из предположительно олигоценых слоев, определенный К-Аг методом, равен 26 млн. лет, что подтверждает датировку вмещающих пород олигоценом [32, McDougall, 1977]. В интервале 380—253 м вскрыты алевролиты, глинистые алевролиты и аргиллиты с линзами грубозернистых песков. Эти осадки датированы олигоценом.

Нижний миоцен (253—25 м) представлен глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками и известняками. Верхние 25 м сложены

глинами и алевролитами плиоцен-четвертичного возраста [32, Hayes et al., 1975].

Из отложений олигоцена были собраны обильные раковины двустворок и гастропод, указывающих на мелководность этих осадков. Литоральная фауна была обнаружена также в нижнемиоценовых слоях [32, Dell, Fleming, 1975].

Учитывая все сказанное, амплитуда послеолигоценовых опусканий в районе точки 270 определяется равной 1050 м.

В скв. 271, лежащей ближе к внешнему краю шельфа, в интервале 265—175 м вскрыты нижнеплиоценовые алевритовые глины и глинистые алевриты. Между 175 и 40 м лежат лишенные фауны глинистые алевриты и грубозернистые пески с галькой гранитов, метаморфических пород и базальтов. Разрез завершается 30-метровой пачкой четвертичных глинистых алевритов, галечных глин и диатомовых песчано-алеваитовых глин [32, Hayes et al., 1975].

Характер движения дна в точке 271 неясен.

Скв. 272 расположена вблизи точки 270. На глубине 434—145 м в ней пройдены среднемиоценовые алевритовые аргиллиты и глины. Они перекрыты верхнемиоцен-среднеплиоценовыми песчано-алеваитовыми аргиллитами (145—23,5 м). Верхи разреза образованы плиоценовыми и голоценовыми песчано-алеваитовыми галечными глинами [32, Hayes et al., 1975].

Миоценовые отложения содержат раковины двустворок, указывающих на литоральную обстановку [32, Dell, Fleming, 1975], что позволяет определить размах последующего опускания в пределах 600—700 м.

В точке 273 скважина дошла до ниже-среднемиоценовых галечниковых алевритовых глин (346,5—166 м), над которыми лежат средне-верхнемиоценовые глины (143,5—42,5 м). Разрез венчается четвертичными глинами с галькой, по-видимому, перекрывающими с несогласием верхнемиоценовые осадки [32, Hayes et al., 1975].

Фораминиферы, собранные в миоценовых отложениях, содержат многочисленные формы, обитавшие на глубинах 100—300 м, но, во всяком случае, не больших 500 м. Следовательно, начиная с раннего миоцена, шельф около точки 273 испытал опускание не больше, чем на 350—750 м, из которых около 350 м компенсировано осадками.

В точке 274 бурение было остановлено в базальтах, вскрытых на глубине 421—415 м. Базальт отличается от океанических базальтов высоким содержанием калия и низким — магния, закисного железа и кальция. По своему химизму эта порода близка к платобазальтам [32, Ford, 1975].

Выше залегают верхнеэоцен-нижеолигоценовые алевролиты и аргиллиты с обильными гальками и обломками гранитов, гнейсов, базальтов, кварцитов, аргиллитов и граувакк (415—328 м). В свою очередь они перекрыты диатомовыми илами и алевритовыми глинами, датированными ранним олигоценом — ранним миоценом (328—180 м). Над ними выходят диатомовые алевритовые глины ранне-среднемиоценового (180—123 м), позднемиоцен-раннеплиоценового (123—85) и раннеплиоцен-четвертичного (85—0 м) возраста [32, Hayes et al., 1975]. Редкие фораминиферы, обнаруженные в разрезе,

несут следы переотложения и не могут служить индикатором глубины накопления осадков.

Единственная скважина (326), забуренная в *море Скоша* (см. рис. 13), остановлена на глубине 9,5 м в верхнеплейстоценовых песчано-гравийных алевритах.

Выводы. 1. Результаты бурения в окраинных и шельфовых морях Тихого океана указывают на молодость большей части глубоководных зон, расположенных в пределах окраинных морей, а также на недавние и значительные опускания ложа шельфовых морей. Так, Командорская котловина Берингова моря начала формироваться только в конце миоцена. По-видимому, не намного древнее ее Алеутская котловина. Котловина Японского моря, возможно, возникла одновременно с Командорской, причем до недавнего времени размеры ее были значительно меньше современных. В позднем миоцене возвышенность Ямато была сушей и обрамлялась широким шельфом, лежавшим на месте южной и юго-восточной периферии нынешней глубоководной котловины.

В Коралловом море начало крупных опусканий датируется олигоценом. Котловины моря Фиджи, по-видимому, уже существовавшие в палеогене, были, однако, в это время относительно мелководными.

В Тасмановом море Новокаледонская котловина была втянута в крупное опускание после эоцена. По-видимому, примерно в то же время начались интенсивные нисходящие движения в пределах Тасмановой котловины. Судя по гийотам, эти опускания продолжаются до настоящего времени. Отдельные участки дна шельфового моря Новозеландского плато стали испытывать погружение в промежутке времени от олигоцена до конца плиоцена. Наконец, шельф моря Росса начал опускаться в миоцене.

2. По соотношению со структурами континентальной коры глубоководные котловины окраинных морей Тихого океана отчетливо разделяются на две группы. В первую входят котловины, наложенные на континентальные структуры, во вторую — наследующие эти структуры, в целом согласные им. К наложенным относятся Алеутская, Командорская, Япономорская и, по-видимому, Охотоморская котловины. Согласными являются котловины Кораллового моря, Фиджийская, Лау, Новокаледонская и Тасманова.

Отметим, что котловины этих двух групп различаются не только взаимоотношением с континентальными структурами, но и не менее резко — характером вертикальных движений. В котловинах первой группы устанавливаются однонаправленные, преимущественно нисходящие движения. Судя по Командорской котловине и котловине Японского моря, они развивались чрезвычайно интенсивно в течение очень коротких отрезков времени. Вертикальные движения, проявившиеся в котловинах второй группы, характеризовались значительной сложностью: неоднократно изменялись их интенсивность и знак.

Так, ложе Тасмановой котловины в начале палеогена располагалось на глубине около 600—1000 м. В конце палеоцена и в эоцене оно было поднято до уровня литорали, а в олигоцене, возможно,

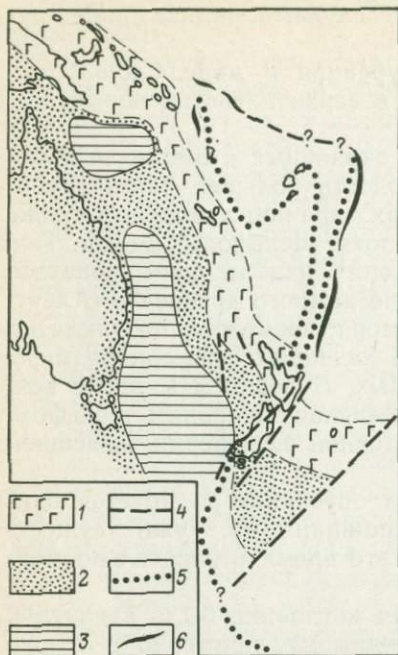


Рис. 24. Соотношение геосинклинальных и островодужных структур юго-западной части Тихого океана, по Д. Галлену [46, Cullen, 1967], с дополнениями и изменениями

1 — мезозойская эвгеосинклиналь; 2 — древний кратон; 3 — новообразованные глубоководные котловины; 4 — разломы; 5 — островные дуги; 6 — желоба

3. Почти во всех скважинах, пробуренных в пределах Восточно-Австралийских морей, установлено региональное несогласие, приходящееся в среднем на вторую половину эоцена — первую половину олигоцена. В точках, лежащих в акватории Кораллового моря и в Новокаледонской котловине, конец этого регионального перерыва отодвигается в поздний олигоцен, а на юго-востоке рассматриваемой акватории (283, 207, 285, 205) он приходится на начало среднего миоцена.

Р. Барнс и Дж. Эндрюс [32, Burns, Andrews, 1973], А. Эдвардс [32, Edwards, 1975] и ряд других исследователей считают, что этот региональный перерыв обусловлен не тектоническими причинами, а связан с временным прекращением седиментации или с подводным размывом.

Это заключение представляется сомнительным и должно быть пересмотрено. Дело в том что эоцен-олигоценный (или несколько шире — эоцен-раннемиоценный) перерыв, зафиксированный во всех (кроме точки 284) скважинах, пробуренных в Восточно-Австралий-

даже выведено на дневную поверхность. Затем последовали крупные опускания, продолжающиеся до сегодняшнего дня. Не исключено, что столь же сложными были вертикальные движения дна Новокаледонской котловины. Еще более изменчивыми были кайнозойские движения хребта Лорд-Хау, разделяющего Тасманову и Новокаледонскую котловины. Отдельные участки его испытывали не согласованные во времени и разнонаправленные движения.

Различия между котловинами первой и второй групп, возможно, обусловлены несходством их тектонических позиций и тектонических режимов. Котловины первой группы заложилась в пределах областей, прошедших геосинклинальную стадию развития. Их образование можно связывать либо с постгеосинклинальной активизацией, либо с процессами преобразования континентальной коры в океаническую. Котловины второй группы лежат в пределах Восточно-Австралийских морей — региона, который, по-видимому, можно считать современной геосинклиналью. В границах последней котловины представляют зоны интрагеосинклинального режима (рис. 24).

ских морях, синхронен интенсивным складчатым движениям и поднятиям, отчетливо проявившимся как по периферии этой акватории, так и внутри нее.

На островах Тонга, по М. Хохштейну и другим исследователям, установлен перерыв между эоценом и миоценом [12]. На островах Фиджи, по данным П. Родда, известна интенсивная складчатость, развивавшаяся с начала эоцена до начала миоцена [12]. На Новых Гебридах складчатость, по Уордену и Митчелу началась в домиоценовое время и завершилась в раннем миоцене [12]. На Соломоновых островах П. Колман и Б. Хакман отмечали две фазы складчатости, одна из которых проявилась в эоцене, а другая — во второй половине олигоцена — раннем миоцене [12]. В Ириан-Джае, по Я. Хермес [12], складчатые движения датируются олигоценом, а в Папуа Новой Гвинеи по Милсу, — эоценом [12]. В Новой Каледонии, по материалам Ж. Гийона, очень интенсивная складчатость произошла в эоцене или олигоцене и еще одна фаза складчатости имела место в конце олигоцена — начале миоцена [12]. Наконец, близкий по времени перерыв между поздним эоценом и средним олигоценом известен в бассейне Отуэй (Австралия, шт. Виктория) и в Новой Зеландии [3].

Совпадение во времени складчатости и восходящих движений на островах и приостановки седиментации в прилегающих морях включает объяснение среднепалеогенового — раннемиоценового перерыва резким замедлением осадконакопления или полным прекращением его. Складчатость и поднятия в геоантиклинальных зонах безусловно должны были вызвать ускорение седиментационных процессов в смежных прогибах. Поскольку наблюдаемые соотношения прямо противоположны, эоцен-олигоценовый (или эоцен-раннемиоценовый) перерыв можно объяснить только общими поднятиями, захватывавшими в эпохи складчатости не только геоантиклинальные, но и геосинклинальные структуры.

Прямым подтверждением этого предположения является угловое несогласие между эоценовыми и олигоценовыми слоями, установленное на подводном плато Квинсленд.

Подводный разрыв, якобы обусловивший возникновение регионального перерыва, по сути дела необъясним, да, собственно, никто и не пытался дать ему хоть какое-то истолкование. Это предположение принимается без доказательства, а между тем, прежде чем считать его вероятным, следовало бы ответить на несколько вопросов. Нужно объяснить, например, почему этот разрыв возник в удаленных друг от друга точках практически одновременно и также одновременно прекратился. Также необходимо объяснить, почему разрыв получил одинаковое развитие в пределах различных морфоструктурных элементов ложа — и на поднятиях, и в прогибах. Наконец, следует истолковать синхронность подводного разрыва и складчатости на суше и выяснить, куда транспортировался материал, смывавшийся со дна обширной акватории Восточно-Австралийских морей.

Ответов на эти вопросы нет. Приходится признать, что подводный разрыв как фактор, обеспечивавший возникновение среднепалеогенового-раннемиоценового перерыва, — не более чем догадка, кото-

рая приводит в случае реализации ее к возникновению неустрашимых противоречий.

Следовательно, есть основания считать, что среднепалеогеновый—раннемиоценовый перерыв обусловлен тектоническими поднятиями ложа Восточно-Австралийских морей — поднятиями, происходившими примерно одновременно со складчатостью и восходящими движениями в пределах островной и материковой суши.

4. Тектоническая природа регионального эоцен-раннемиоценового перерыва косвенно подтверждается чрезвычайно большим сходством поздне меловой, палеоценовой и эоценовой ассоциаций фораминифер из разрезов, вскрытых в пределах Восточно-Австралийских морей, с одновозрастными сообществами, установленными в Новой Зеландии и Восточной Австралии. Поскольку кайнозойские бассейны Восточной Австралии были мелководными и наряду с морскими осадками выполнялись континентальными наносами, можно допустить, что в первой половине палеогена сходная палеогеографическая обстановка существовала по крайней мере в некоторых акваториях, примыкающих с востока к Австралии.

5. По мнению сторонников гипотезы тектоники плит котловина Тасманова моря имеет спрединговую природу.

Основываясь на том, что в осевой зоне предполагаемого спрединга расположена 25-я магнитная аномалия, а по периферии впадины — 32-я, формирование новой литосферы в пределах Тасмановой котловины следует отнести к меловому периоду. Завершение ее движения датируется концом мела — началом палеогена, в абсолютном летоисчислении — 65 млн. лет назад [32, Houtz, 1975; 35, Heirtzler et al., 1968; 39, Hayes, Ringis, 1973].

По данным У. Питмэна, Р. Ларсона и Е. Херрона [32, Houtz, 1975], ось спрединга протягивалась в северо-западном направлении через центр котловины, однако, в морфоструктуре дна, судя по батиметрической карте юго-западной части Индийского океана Д. Хейса и Д. Конолли, эта древняя рифтовая зона никак не выражена. Более того, предполагаемая ось спрединга оказывается ориентированной поперек крупных и мелких морфоструктур ложа Тасмановой котловины, простирающихся с юго-запада на северо-восток.

Б. Хизен и Д. Форнари [32, Heezen, Fornagi, 1975] отнесли завершение спрединга в Тасмановом море к палеоцену, сохранив расположение рифтовой зоны, предложенное У. Питменом и другими исследователями.

Эти сложные реконструкции базируются не на фактах, а на безоговорочном признании спрединговой модели. Реальность последней не доказывается и не проверяется конкретным материалом, а принимается как нечто само собой разумеющееся. Шаткость подобных построений становится очевидной, если обратить внимание на то, что в случае с котловиной Тасманова моря их единственная отправная точка — это допалеоценовые или палеоценовые базальты разреза скв. 283. Нумерация магнитных аномалий, истолкование их природы и определение положения рифтовой зоны — не более чем произвольное и определение положения рифтовой зоны — не более чем произвольная тектоники.

ГИЙОТЫ И ОПУСКАНИЕ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

Дно Тихого океана характеризуется широким распространением многочисленных сравнительно мелких положительных форм рельефа — вулканических островов, подводных гор, гийотов и атоллов. По данным Г. У. Менарда [13], число таких форм с превышением более 1 км над ложем в границах Тихого океана приближается к 10 тысячам*. Их количество будет еще большим, если учесть аналогичные морфоструктуры с относительными высотами вершин над дном океана меньшими 1 км. Эта насыщенность акватории Тихого океана вулканическими аппаратами центрального типа резко отличает его от Атлантического и Индийского. В последних число вулканических построек (островов, подводных гор, гийотов и атоллов) на несколько порядков меньше, чем в Тихом океане. Такое различие не является кажущимся. Оно не обусловлено лучшей изученностью акватории Тихого океана. Как известно, в настоящее время наиболее полно исследован Атлантический океан.

По данным Э. Хамильтона [27, Hamilton, 1956], Г. Менарда, Р. Дитца [13; 27, Menard, Dietz, 1951], главная масса гийотов тяготеет к Аляскинскому заливу, Императорским горам и горам Маркус-Неккер. Подводные горы распространены значительно шире. Ареал их развития охватывает в целом всю северную и экваториальную части Тихого океана. Наиболее плотные скопления установлены в тех же районах, где сосредоточено наибольшее число гийотов, а кроме того в полосе шириной около 1500 км, протягивающейся вдоль западной окраины Северной Америки от широты Сан-Франциско на севере до широты Панамского перешейка на юге и в широтной зоне между островами Тубуаи на западе и хребтом Сала-и-Гомес на востоке. Подводные горы известны и в южной части океана. Меньшее число их в этой части океанической акватории, возможно, не отражает истинных соотношений, а связано с ее относительно слабой изученностью. Сравнительно немногочисленные вулканические острова локализованы преимущественно в центральной части Тихого океана и вдоль его западной окраины. Наконец, атоллы сосредоточены главным образом в западной половине экваториальной зоны океана.

Плоские вершины гийотов в различных частях океана размещаются в широком интервале глубин.

В Аляскинском заливе они расположены на глубинах между 700 и 2500 м. Около Алеутского желоба гийоты опущены глубже, причем их опускание сопровождалось наклоном плоских вершин в сторону оси желоба [27, Menard, Dietz, 1951]. Несколько гийотов установлены по восточной периферии океана вблизи побережья Калифорнии. Их вершины лежат на глубинах от 500 до 2700 м. На западе центральной части Тихого океана вершины гийотов располагаются

* В соответствии с подсчетами Н. А. Маровой, эта цифра должна быть уменьшена до 3500.

на глубинах между 300 и 2700 м, но большая часть плоских вершин тяготеет к интервалу 1000—1800 м.

Учитывая эти величины и средние глубины океанического дна в зонах развития гийотов, В. В. Белоусов (2) отметил, что при очень грубой генерализации можно сделать вывод о большей средней высоте вершин гийотов над прилегающим к ним дном по периферии Тихого океана сравнительно с его центральной частью. По окраинам океана гийоты в среднем поднимаются над океаническим ложем на 500 м выше, чем в его центре. Г. Менард [13] определил ту же разность высот вершин гийотов между периферией и центром океана значительно большей величиной — 1500 м, и это позволило ему наметить в центральной части Тихого океана обширное верхнемеловое поднятие, которое он назвал поднятием Дарвина. По мнению Г. Менарда, это поднятие начало испытывать нисходящие движения в начале палеогена.

Основной вопрос, связанный с погружением гийотов после формирования их абразионных плоских вершин, сводится к определению природы этих опусканий.

Неоднократно высказывалось предположение, что каждый гийот или отдельные группы сближенных гийотов испытали индивидуальное погружение в процессе восстановления изостатического равновесия, нарушенного при возникновении вулканической постройки. Такую точку зрения отстаивали А. Карсола, Р. Дитц [23, Carsola, Dietz, 1952; 27, Dietz, 1954; 40, Dietz, 1959] и Ф. Кюнел [5]. Ее принимал первоначально Г. У. Менард [27, Menard, Dietz, 1951], а в СССР, вслед за перечисленными исследователями, — Б. А. Петрушевский [16].

Представления об опускании гийотов в результате их некомпенсированной нагрузки на тонкую океаническую кору аргументируются, во-первых, значительным разбросом глубин вершин гийотов, даже в пределах сравнительно небольших площадей, и, во-вторых, наличием около некоторых гийотов кольцевых впадин, которые считаются возникшими в результате выжимания в стороны рыхлых донных отложений из-под обособленно опускающейся вулканической постройки.

Позднее эта гипотеза была критически рассмотрена Г. У. Менардом [13]. Он отметил, что, как правило, кольцевые рвы сопровождаются не отдельными гийотами или их небольшие группы, а крупные островные цепи (например, Гавайские острова, острова Лайн) или протяженные подводные горы (такой ров был обнаружен вблизи Императорского хребта), что устранило, как писал Менард, «всякие сомнения в том, что группы вулканов могут «просесть» на 0,5—1,5 км, т. е. на глубину, соответствующую положению вершин большинства гийотов и оснований рифовых колоний гийотов» [13, с. 108]. В то же время он указал на ряд фактов, противоречащих идее обособленного погружения отдельных гийотов. К ним относятся: относительная мелководность юго-западной части Тихого океана в эпоху, когда гийоты и атоллы еще являлись вулканическими островами, отсутствие около многих гийотов кольцевых прогибов или несоответствие их размеров тем, какие следовало ожидать, если бы предпо-

жение об изолированном опускании отдельных гийотов было справедливо. Кроме того, изостатической гипотезе противоречит и то, что крупные вулканы росли со дна океана постепенно, в течение миллионов и десятков миллионов лет, а в продолжение такого отрезка времени они должны были притти к состоянию изостатического равновесия. Без этого невозможно, в частности, объяснить последующее срезание их вершин, которое также требует определенного, достаточно длительного времени, в течение которого будущий гийот должен был оставаться стабильным, т. е. невозможно объяснить процесс преобразования вулканических островов в гийоты.

Основываясь на этих фактах и соображениях, Г. У. Менард заключил, что дно центральной части Тихого океана с позднего мела по настоящее время испытало региональное опускание довольно значительной амплитуды. В общей форме эта точка зрения была принята В. В. Белоусовым [2].

Гипотеза, согласно которой погружение гийотов объясняется нисходящими движениями крупных участков ложа Тихого океана, может быть проверена путем сопоставления рельефа дна океана с рельефом, который образуют вершины подводных вулканических аппаратов центрального типа — т. е. гийоты и подводные горы.

Для этой цели была использована батиметрическая карта восточной половины экваториальной зоны Тихого океана, приложенная к «Предварительному отчету» по 26-му рейсу «Гломар Челленджер» [32, Heath et al., 1973]. На этой карте было выбрано четыре участка площадью от 2 до 4 млн. км², расположенные приблизительно между Гавайскими островами на западе и побережьем п-ова Калифорния на востоке, разломом Меррей на севере и зоной разлома Клиппертон на юге. Положение этих участков показано на врезке к рис. 24.

Выбор площадей произведен таким образом, чтобы они размещались в пределах различных структурно-тектонических элементов океанического ложа — глубоководных котловин, цепей вулканических островов, подводных гор и хребтов, зон крупных субширотных разломов (так называемых трансформных), окраинной и приосевой частей Восточно-Тихоокеанского поднятия.

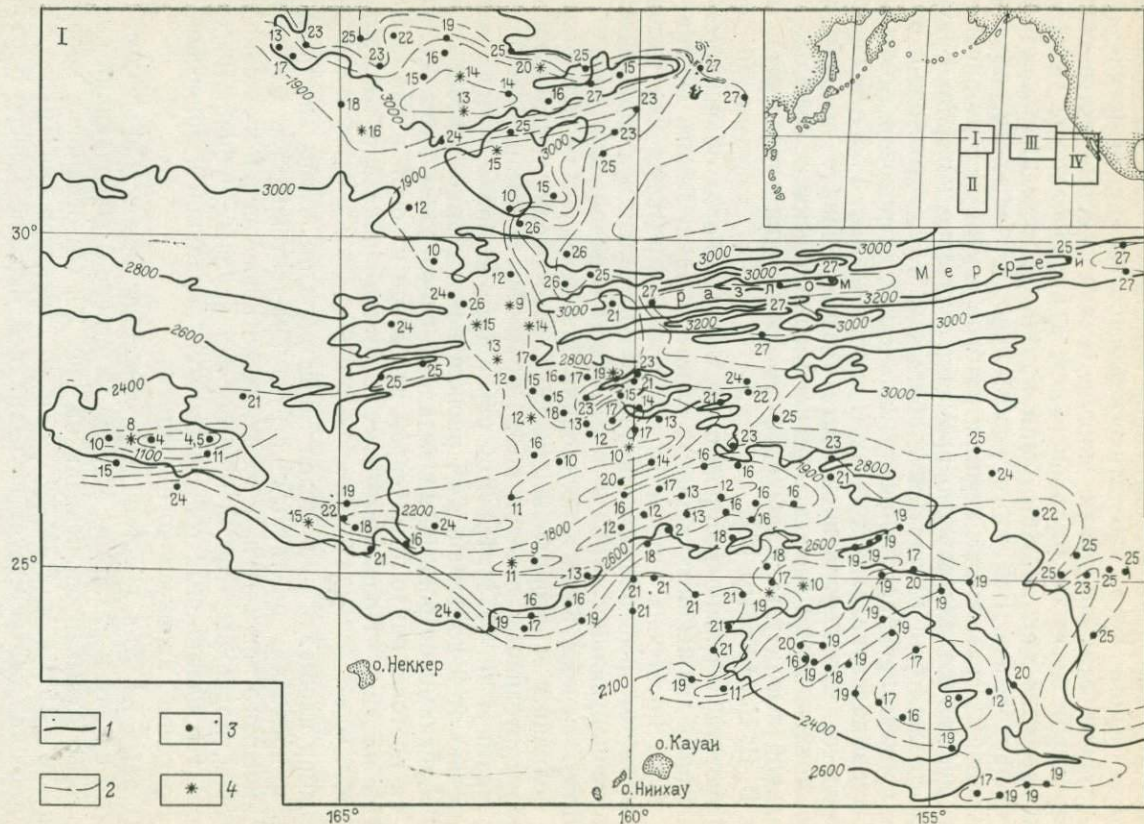
Первый из этих участков (I), лежащий между Гавайскими островами на юге и разломом Меррей на севере и включающий подводные горы Музыкантив, показан на рис. 25. Он ограничен координатами 170°—152° з. д. и 33°—23° с. ш. В структуре дна Тихого океана эта площадь соответствует юго-западной окраине Северо-Восточной котловины.

На схеме разными знаками нанесены гийоты и подводные вулканические горы и показаны отметки их глубин, округленные до целых сотен фатомов*. По этим отметкам штриховыми изогипсами выделен рельеф, в который вписываются вершины вулканических построек. Сплошными изогипсами показан современный рельеф океани-

* Фатом (морская сажень) — 1,828 м. В настоящей главе сохранена эта внесистемная единица, широко используемая в морских картах (лоциях).

Рис. 25. Соотношение современного рельефа океанического ложа и рельефа, образуемого вершинами подводных гор и гийотов в зоне, лежащей к северу от Гавайских островов

1 — изобаты (в фатмах); 2 — изолинии, очерчивающие поверхность, образуемую вершинами подводных гор и гийотов; 3 — подводные горы; 4 — гийоты. Отметки гор и гийотов округлены до сотен фатомов



ческого дна, взятый с уже упоминавшейся батиметрической карты [32, Heath et al., 1973].

Отчетливо видно, что рельеф, построенный по отметкам вершин гийотов и подводных гор, в целом достаточно точно повторяет основные морфоструктуры океанического ложа (см. рис. 25). Такое повторение устанавливается около разлома Меррей, в северной части гор Музыкантов и непосредственно севернее Гавайских островов.

Если бы опускание отдельных гийотов или их небольших групп происходило автономно в процессе их изостатической компенсации, его амплитуды определялись бы исключительно массой вулканических сооружений и ни в малейшей мере не коррелировались бы с рельефом океанического дна. Однако на рис. 25 обнаруживается иная закономерность, позволяющая говорить о несомненной связи «морфоструктур», образованных изогипсами, проведенными через вершины одновысотных подводных гор и гийотов, с крупными морфоструктурами ложа океана. Эта связь проявляется одинаковым простираем, а во многих случаях — и близким положением, и сходным рисунком изогипс, очерчивающих те и другие морфоструктуры.

Тождество рельефа дна океана и рельефа, восстановленного по отметкам вершин вулканических аппаратов центрального типа, свидетельствует, что тот и другой формировались при тектонических движениях обширных участков ложа океана. Это тождество исключает возможность широкого развития процесса изостатической компенсации и его определяющей роли в погружении гийотов и подводных гор. Таким образом, при близком рассмотрении в казалось бы неупорядоченном, хаотическом распределении глубин вершин гийотов и подводных гор намечается достаточно ясно выраженная закономерность — их взаимосвязь с рельефом океанического ложа.

Конечно, эта взаимосвязь обнаруживается не простым повторением рельефа дна океана рельефом, образуемым отметками глубин вершин подводных вулканических построек. Последний, дублируя в общих чертах рельеф ложа, отличается от него большей степенью дифференцированности. При этом следует отметить, что степень расчлененности рельефа, реконструированного по вершинам древних вулканических аппаратов, возрастает вблизи крупных островных или подводных поднятий (на площади, охватываемой рис. 25, — около Гавайских островов и гор Музыкантов), т. е. там, где можно с полным основанием предполагать большую тектоническую раздробленность и проницаемость земной коры. В удалении от этих зон рельеф, образуемый вершинами вулканических сооружений, упрощается, в той или иной степени приближаясь к рельефу океанического ложа.

Все сказанное позволяет предположить, что рельеф, который восстанавливается по вершинам гийотов и подводных гор, либо в той или иной степени близок к палеорельефу древнего океанического ложа, существовавшему до образования островных шлейфов и накопления осадочных пород, перекрывающих океанические базальты, либо возник в результате его деформации. Современный рельеф дна океана образовался в ходе совместного проявления процессов вулканизма и накопления осадков, обусловливавших выравнивание рельефа, зафиксированного в отметках глубин вулканических по-

строек, и вертикальных движений, вызывавших деформацию этого древнего рельефа.

С этой точки зрения относительно большее несовпадение современного рельефа и рельефа, образованного вершинами подводных гор и гийотов, вблизи островных гряд и подводных хребтов представляется симптоматичным. Оно может быть обусловлено как большей дифференцированностью тектонических движений, деформировавших древнее вулканическое ложе в пределах этих зон повышенной раздробленности земной коры, так и большей нивелировкой древнего тектонического рельефа вулканогенно-осадочным материалом, протекавшей в этих районах с повышенной интенсивностью.

Второй участок (площадь II на карте-врезке к рис. 25) расположен южнее Гавайских островов. Он лежит между $170-154^{\circ}$ з. д. и $23-18^{\circ}30'$ с. ш., включая ряд крупных структур дна — юго-западную окраину Северо-Восточной котловины, северо-восточную — Центральную и разделяющую их островную гряду атолла Джонстон — архипелага Лайн (рис. 26).

Как и на первом участке, здесь отчетливо видна зависимость степени корреляции крупных форм рельефа дна океана и рельефа, восстановленного по вершинам подводных гор и гийотов, от положения их относительно активных (островные цепи) и пассивных (глубоководные котловины) элементов тектонической структуры.

Наиболее полная морфоструктурная общность рельефа ложа и рельефа вершин вулканических аппаратов фиксируется в зоне разлома Кларнон и около хребта Неккер, который, по-видимому, приурочен к одному из субширотных разломов восточной половины Тихого океана.

Рассматриваемые поверхности достаточно близки по своей морфоструктуре и в границах Северо-Восточной и Центральной котловин. Для рельефа дна здесь характерно развитие крупных изометричных форм, и аналогичные формы повторяются в рельефе вершин вулканических сооружений. Лишь местами последняя поверхность несколько осложняется линейными поднятиями и ложбинами, отсутствующими в сглаженном рельефе океанического ложа.

Наибольшие различия между рассматриваемыми морфоструктурными поверхностями устанавливаются вблизи Гавайских островов и около поднятия атолла Джонстон — островов Лайн. В первом районе относительно простые крупные формы рельефа дна накладываются на поперечные им линейные структуры, воспроизводимые изогипсами, проведенными через вершины подводных вулканических аппаратов. Во втором достаточно сложный рельеф дна повторяет в основных чертах структуры, реконструируемые по вершинам подводных гор и гийотов, хотя в некоторых районах (например, у островов Рождества и Вашингтон) можно говорить о несколько большей расчлененности рельефа вулканических вершин.

Таким образом, как и в границах участка I, в акватории, лежащей южнее Гавайских островов, наиболее резкое несоответствие рельефа дна океана рельефу, образованному отметками глубин вершин вулканов, отмечается рядом с активно развивающейся вулканической цепью.

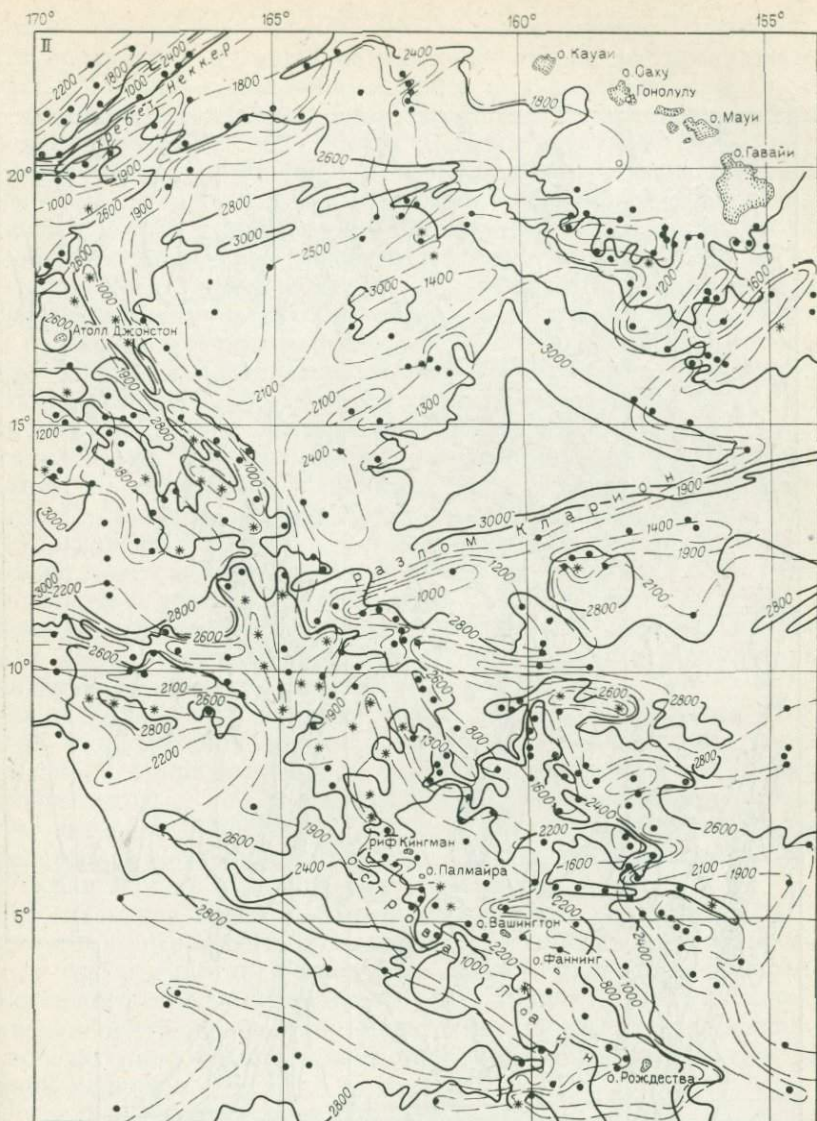


Рис. 26. Соотношение современного рельефа океанического ложа и рельефа, образуемого вершинами подводных гор и гайтов, между Гавайскими островами и островами Лайн

Условные обозначения см. на рис. 24

Третий участок (рис. 27; см. рис. 25, врезка) расположен между разломом Меррей на севере и разломом Молокаи на юге. Его координаты $144-125^{\circ}$ з. д. и $33-19^{\circ} 30'$ с. ш. В структуре океанического ложа эта площадь соответствует восточной окраине Северо-Восточной котловины и краевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Сопоставление современного рельефа дна океана и рельефа, реконструированного по вершинам вулканических построек, дает результаты, близкие к полученным ранее для площадей I и II.

В границах рассматриваемой акватории устанавливаются почти полная структурная тождественность обеих поверхностей вблизи зон разломов Меррей и Молокан и несколько более сложный рельеф, построенный по отметкам вулканических сооружений, в области, находящейся между этими разломами. Внутри этой области наблюдается закономерное усложнение рельефа вулканических аппаратов по мере движения с запада на восток — от Северо-Восточной котловины к периферии Восточно-Тихоокеанского поднятия. В пределах котловины рельеф дна океана и рельеф, реконструированный по отметкам вершин гийотов и подводных гор, различаются очень незначительно. И для того, и для другого здесь характерны крупные простые изометричные структуры. По мере приближения к Восточно-Тихоокеанскому поднятию эти соотношения заметно меняются в сторону все большего относительного усложнения рельефа вершин вулканических аппаратов. Наконец, в восточной части участка, в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, расхождение между устройством океанического ложа и поверхности, образованной вершинами подводных гор и гийотов, достигает максимума. В этом регионе простым изометричным формам рельефа дна противостоят значительно более сложно дифференцированные, зачастую линейные структуры, вырисовываемые по отметкам гийотов и подводных гор.

Такие соотношения вряд ли можно считать случайными. Нет сомнения, что движения земной коры в восточной половине рассматриваемой площади отличались большей напряженностью и дифференцированностью, чем в западной, и именно эту большую тектоническую активность Восточно-Тихоокеанского поднятия по сравнению с прилегающей котловиной отражает рельеф, построенный по отметкам глубин вершин вулканических аппаратов.

Все сказанное позволяет предположить, что в границах III участка, как и на первых двух, рельеф, прорисованный по вершинам подводных гор и гийотов, генетически близок палеорельефу древнего океанического ложа, существовавшему в эпоху, когда мощнейший вулканизм центрального типа еще только зарождался. Предположительно этот палеорельеф может быть датирован концом мезозоя — началом кайнозоя.

Последний участок (рис. 28, см. площадь IV на карте-врезке рис. 25) выбран вблизи осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Его координаты 125° — 110° с. ш. и $31^{\circ} 30'$ — 14° с. ш. Эта акватория располагается между зоной разлома Молокан на севере и разломом Кларнорн на юге. В отличие от предыдущего, лежащего частично в границах Северо-Восточной котловины, IV участок помещается целиком на Восточно-Тихоокеанском поднятии, причем восточная часть этой площади, включающая архипелаг Ревилья-Хихедо и подводные горы Математиков, тяготеет к осевой зоне поднятия.

В соответствии с такой позицией соотношение рельефа дна и рельефа, реконструированного по отметкам глубин вершин вулканических сооружений, в пределах IV участка близко к установлен-

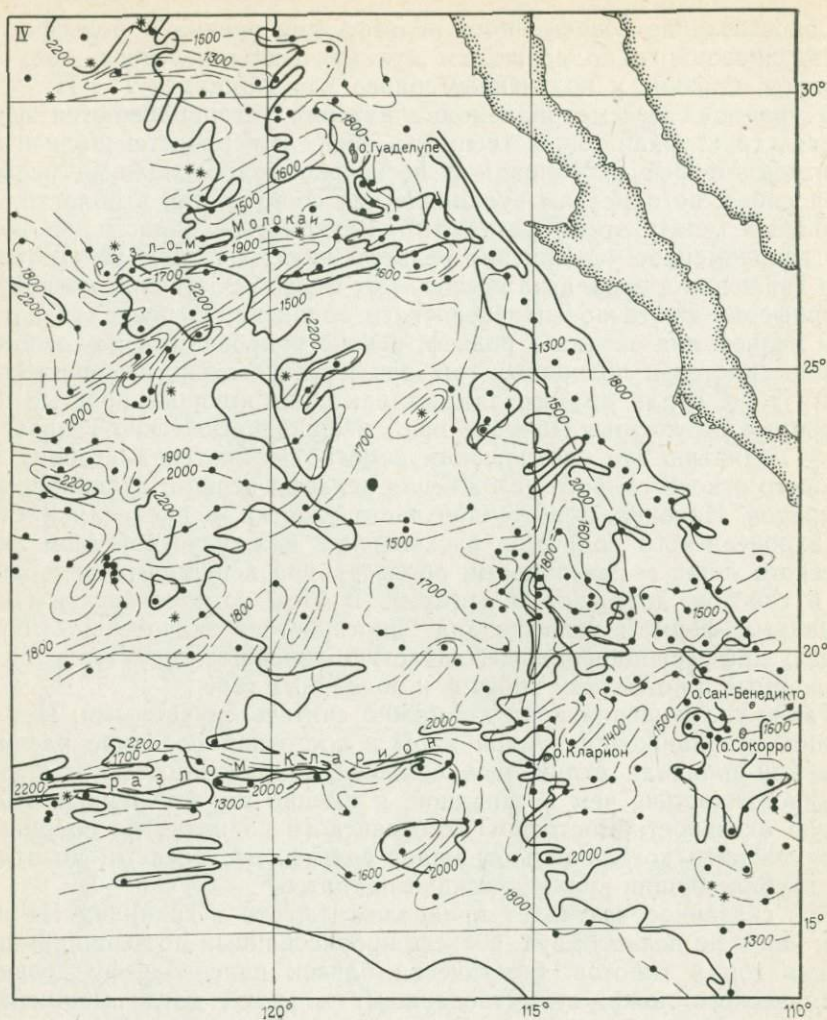


Рис. 28. Соотношение современного рельефа океанического ложа и рельефа, образуемого вершинами подводных гор и гийтов в зоне между разломами Молокаи и Кларин (к западу от п-ова Калифорния).

Условные обозначения см. на рис. 24.

ному в восточной половине III акватории. Как и там, рельеф, восстановленный по гийтам и подводным горам, отличается значительно большей сложностью, чем рельеф дна океана. Почти полная тождественность их морфоструктур отмечается только в зонах разломов Молокаи и Кларин. В удалении от них наблюдается лишь самое общее подобие, нарушаемое многочисленными мелкими структурами, проявленными в строении поверхности, реконструируемой по вершинам вулканических аппаратов, и сглаженными в современном рельефе океанического ложа.

Следовательно, в островных цепях, в краевой и приосевой зонах Восточно-Тихоокеанского поднятия современный рельеф дна возник в результате сглаживания, выполаживания вулканогенно-осадочным материалом существенно расчлененного древнего рельефа, реликты которого «просвечивают» в строении поверхности, образуемой вершинами гийотов и подводных гор. Этот вывод не нов. Он только подтверждает на ином материале предположение, высказанное Г. У. Менардом еще в середине пятидесятых годов [47, Menard, 1956].

В связи со всем сказанным следует особо подчеркнуть то обстоятельство, что в границах четырех рассмотренных площадей отметки глубин вершин гийотов и подводных гор входят в некую единую поверхность, которая, будучи выраженной с помощью изолиний, оказывается в целом достаточно близкой по своей «морфоструктуре» — морфоструктуре современного дна океана. В тех же случаях, когда строение этих поверхностей в той или иной мере различается, степень различий закономерно связана с положением отдельных участков в региональной структуре океанического ложа. Морфоструктура обеих поверхностей всегда оказывается практически идентичной в пределах стабильных зон (котловин) и постепенно становится все более несхожей (причем всегда за счет усложнения поверхности, реконструируемой по гийотам и подводным горам), по мере перехода ко все более тектонически активным зонам. Так, например, по периферии Восточно-Тихоокеанского поднятия эти два рельефа разнятся между собой меньше, чем в его приосевой части.

Возникает вопрос, каким образом гийоты и подводные горы могут совместно участвовать в строении единой поверхности, причем поверхности, близкой к современному рельефу дна океана?

В настоящее время по данным глубоководного бурения и драгирования на плоских вершинах гийотов и склонах подводных гор установлено, что эти две мелкие формы рельефа генетически родственны и являются древними вулканическими аппаратами центрального типа. Однако эта родственность не исключает все же значительных различий развития гийотов и подводных гор. Первые возникли после выхода вулканических сооружений на дневную поверхность в результате последующего срезания их вершин волновой абразией. Таким образом, гийоты фиксируют водную поверхность древнего океана, в связи с которой они и формировались. В отличие от гийотов, подводные горы — это вулканы, вершины которых не испытали абразивного срезания и выравнивания. Они обязаны своим образованием только магматическим процессам. Их высота над дном океана могла быть любой, и зависела она только от интенсивности и длительности вулканической деятельности. Никакой связи между положением их вершин и водной поверхностью океана здесь как будто не устанавливается.

Все это, казалось бы, не допускает возможности совместного участия вершин гийотов и подводных гор в строении единой поверхности, повторяющей в общих чертах рельеф океанического ложа. В этой ситуации представляется более вероятным, что рельеф, построенный по отметкам глубин вершин гийотов и подводных гор, должен быть случайным, никак не связанным с реально существующим

щим современным рельефом океанического ложа. Между тем, как следует из рассмотрения рис. 24—27, обе формы — гийоты и подводные горы — безусловно вписываются отметками вершин в единую поверхность, причем не произвольную, а близкую своей морфоструктурой к морфоструктуре океанического дна.

Это обстоятельство заставляет предположить, что в эпоху формирования подводных вулканов их вершины рано или поздно достигали поверхности океана, но, в отличие от гийотов, не поднимались высоко над ней и не оставались достаточно продолжительное время в этой позиции, чтобы испытать срезание и выравнивание. Такое предположение не окажется невероятным, если учесть наблюдения последних десятилетий над подводными извержениями вблизи Исландии и Азорских островов, во время которых вулканические конуса достигали дневной поверхности, образуя небольшие эфемерные острова. Это тем более возможно, что глубины Тихого океана в эпоху интенсивного развития вулканизма (в экваториальной зоне океана — конец мезозоя — начало кайнозоя) были заметно меньше современных. Так, по данным Т. ван Андела, Дж. Хиса и Т. Мура [27, van Andel et al., 1975], глубина внеэкваториальных зон Тихого океана в конце мезозоя — начале кайнозоя равнялась в среднем 3000—3200 м, т. е. была меньше современной на 1000—1500 м. В экваториальной части Тихого океана, по данным тех же исследователей, в палеогеновом периоде глубины были несколько большими, но и тогда они не превышали 3300—3500 м. Как уже говорилось, меньшие глубины древнего океана делают более вероятным предположение о достижении вершинами подавляющей части бывших подводных вулканов дневной поверхности.

Природа рельефа, реконструируемого по отметкам вершин гийотов и подводных гор, при таком допущении может быть истолкована двояко.

Если предположить, что морфоструктура древнего вулканического ложа Тихого океана не испытала существенной перестройки в эпоху его интенсивного погружения, то рельеф вулканических вершин можно считать слепком рельефа позднемезозойского — раннекайнозойского ложа, опущенным на глубину, значительно большую первоначальной. Если же погружение древнего дна сопровождалось той или иной структурной переработкой его, то в этом случае рельеф, восстановленный по отметкам глубин гийотов и подводных гор, не является первичным, а представляет результат деформации основания, на котором покоятся вулканические аппараты центрального типа.

По-видимому, в природе мы сталкиваемся с обоими вариантами. Там, где современный рельеф дна близок к рельефу, прорисовываемому по вершинам гийотов и подводных гор, современная структура океанического ложа в целом наследует позднемезозойскую — раннекайнозойскую структуру вулканического основания. Там же, где такое соответствие в той или иной степени нарушено, рельеф, построенный по отметкам вершин древних вулканов, возник в результате тектонического преобразования, деформации древнего ложа океана.

Выводы. 1. Вершины гийотов и подводных гор вписываются в единую поверхность, повторяющую в общих чертах современный рельеф океанического ложа.

2. Соотношение современного рельефа океанического ложа и рельефа, реконструированного по вершинам древних вулканов, отчетливо показывает, что опускание последних происходило не обособленно, при восстановлении нарушенного изостатического равновесия, а является следствием погружений крупных участков океанического ложа.

3. Анализ глубин, на которых в настоящее время размещаются вершины древних вулканических аппаратов, показывает, что дно Тихого океана с конца мезозоя испытало погружение с амплитудой от 200 до 2700 фатомов (приблизительно на 360—4900 м). Если учесть, что в пределах глубоководных котловин наиболее часто встречаются подводные горы, вершины которых лежат на глубинах от 3600 до 4900 м, то, во всяком случае, для этих структур ложа полученная максимальная амплитуда нисходящих движений оказывается вчетверо большей рассчитанной Р. Ревеллом [36, Revelle, 1955] и более чем втрое — Г. У. Менардом, Т. ван Анделом и др. [13, 27, van Andel et al., 1975].

Приняв указанную максимальную амплитуду (4900 м) и отнеся ее к позднемезозойским и кайнозойским движениям, получим абсурдный вывод, что в конце мезозоя на месте современных глубоководных котловин располагались мелководные бассейны с глубинами 300—400 м, и лишь местами, в пределах наиболее прогнутых нынешних впадин существовали глубины порядка 1500—1800 м. Подобное заключение противоречит фактам и должно быть исключено из рассмотрения максимальной амплитуды, как фантастическое. При этом амплитуды, рассчитанные по отметкам глубин значительной части подводных гор, оказываются заметно более высокими, чем оценки Р. Ревелла, Г. Менарда и Т. ван Андела. Очевидно, что к величинам, предлагаемым этими учеными, можно приблизиться, лишь отказавшись от крайних амплитуд 3600—4900 м.

На первый взгляд, такой прием кажется, во-первых, некорректным, а, во-вторых, противоречащим полученному ранее выводу об участии всех подводных гор в строении одной поверхности, совпадающей в основных чертах с современным рельефом (п. 1).

Упрек в некорректности и указанное противоречие могут быть, однако, сняты, если обратить внимание на то, что подводные горы очень четко разделяются на две крупные группы, объединяющие вулканические аппараты центрального типа, которые резко отличаются как морфологически, так и положением в региональной структуре океанического ложа.

К первой группе относятся подводные горы и гийоты, поднимающиеся над дном океана на 1800—3240 м, с поперечными размерами основания от 20 до 50 км. Они приурочены в основном к зонам разломов, современным островным цепям, подводным хребтам, а также отмечаются на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Во внутренних частях глубоководных котловин гийоты и подводные горы таких размеров встречаются в заметно меньшем числе.

Во вторую группу входят значительно более мелкие формы, представленные исключительно подводными горами. Они возвышаются над океаническим ложем не более чем на 360—720 м и имеют поперечные размеры по основанию от первых километров до 10 км. Основная масса этих подводных гор сосредоточена в котловинах, в меньшем числе они наблюдаются на Восточно-Тихоокеанском поднятии.

В экваториальной зоне Тихого океана это деление выражено настолько отчетливо, что можно предположить, что подводные вулканы каждой из групп соответствуют самостоятельному структурно-магматическому этажу. Если такое допущение справедливо, то наблюдаемая ныне морфология вулканов второй группы не была присуща им изначально. Их небольшие высоты и сравнительно небольшие поперечные размеры — результат захоронения первоначально высоких конусов толщей вулканитов, формировавшихся в эпоху развития вулканов первой группы и осадков, накапливавшихся позднее.

Основываясь на данных бурения и драгирования, опускание крупных сооружений первой группы можно отнести к интервалу от поздней юры до миоцена. На поднятии Магеллана начало их нисходящих движений датируется титоном [32, Renz, 1973], в горах Маркус-Неккер — ранним мелом [27, Hamilton, 1956; 32, Thiede et al., 1982], палеоценом [32, Heezen et al., 1973] и эоценом [32: Heezen, Fisher et al., 1971; Winterer, 1973], в северной части Императорского хребта — поздним мелом [32, Sholl et al., 1973; Sholl, Creager, 1973], а на юге того же хребта — палеоценом [32, Jackson, 1978]. На островах Лайн отдельные участки были втянуты в погружение в раннем мелу, позднем мелу и эоцене [28, Larson et al., 1974], на Туамоту и Маршалловых островах — в эоцене [27, Todd, 1964, 32; Hays et al., 1972; 45, Larson et al., 1978]. В Гавайском хребте и на Восточно-Тихоокеанском поднятии опускания возникли в миоцене [13, 23, Carsola, Dietz, 1952]. Гийоты, расположенные южнее Гавайского хребта, судя по определениям абсолютного возраста обломочного материала, поднятого драгами с их поверхности, начали погружаться 89—40 млн. лет назад, т. е. между концом туронского века и концом эоцена [25, Dymond, Windom, 1968].

Таким образом, оценка амплитуд нисходящих движений гийотов и подводных гор за последние 150 млн. лет должна основываться лишь на отметках глубин вершин гийотов и вулканических аппаратов, входящих в первую группу.

Если вернуться к рассматривавшимся ранее участкам I—IV, (см. рис. 25), то оказывается, что к северу от Гавайских островов подавляющая часть вулканов первой группы имеет вершины, располагающиеся в интервале глубин 800—1200 фатомов (1400—2200 м округленно), около 15 % вершин лежит на глубинах 1200—1500 фатомов (2200—2700 м) и единичные отмечены на глубинах до 3100 м. На втором участке, около северной оконечности островов Лайн, основная масса ($\approx 82\%$) вулканов первой группы размещается в промежутке глубин 300—1200 фатомов ($\approx 500—2200$ м) и меньшая ($\approx 18\%$) на глубинах 1200—1600 фатомов ($\approx 2200—2500$ м). На третьем участке, между разломами Меррей и Молокаи, около западной периферии

Восточно-Тихоокеанского поднятия, вулканические аппараты первой группы разделены поровну между двумя уровнями глубин — 300—900 и 900—1400 фатомов (≈ 500 —1600 и 1600—2500 м). Значительно меньшие глубины для вершин вулканов первой группы устанавливаются на четвертом участке, в приосевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь большая часть их лежит между 200 и 600 фатомами (≈ 350 —1100 м), меньшая — на глубине 600—900 фатомов (≈ 1100 —1600 м), и ряд подводных гор поднимается выше уровня 350 м.

Таким образом, на всех четырех участках вершины более молодых вулканов первой группы преимущественно тяготеют к глубинам в интервале 500—2200 м, и лишь небольшая часть их опущена до 3100 м. Следовательно, средние амплитуды нисходящих движений за последние 150 млн. лет, рассчитанные по вулканическим аппаратам первой группы, имеют величину, близкую к указывавшимся ранее Р. Ревеллом, Г. У. Менардом и Т. ван Анделом. Здесь следует подчеркнуть, что в отличие от Т. ван Андела, который рассматривал полученные амплитуды только как характеризующие изменение глубин уровня карбонатной компенсации, мы, вслед за Г. У. Менардом и Р. Ревеллом, связываем их в первую очередь с погружениями крупных участков океанического ложа и уже только опосредственно, через эти нисходящие движения — с изменением глубины уровня карбонатной компенсации.

Все сказанное приводит к заключению, что в позднем мезозое и раннем кайнозое средняя глубина Тихого океана равнялась 2,5—3,5 км, т. е. была на 1,5—0,5 км меньше средней современной.

4. Позднеюрско-кайнозойская фаза активного вулканизма, охватывая в целом всю современную акваторию Тихого океана, в то время различалась в пределах различных структур своей интенсивностью. На это указывает приуроченность подавляющей части гийотов и подводных гор первой группы к островным цепям, подводным горам, хребтам и возвышенностям и несравненно меньшее развитие их в границах глубоководных котловин и в зонах протяженных разломов. Сосредоточенная активность позднеюрско-кайнозойского вулканизма проявляется также в том, что в перечисленных ранее проливаемых зонах наблюдается наибольшее несоответствие современного рельефа дна и рельефа, восстановленного по отметкам вершин гийотов и подводных гор. Это несоответствие может быть обусловлено либо захоронением рельефа вулканического ложа осадками, либо деформациями вулканического основания или, наконец, совместным действием обоих факторов.

5. Если возраст последней пантихоокеанской фазы вулканизма может быть определен достаточно точно в интервале от поздней юры до кайнозоя (миоцена) включительно, то время развития предшествующего мощнейшего вулканического цикла устанавливается лишь в первом приближении как допозднеюрское. Возможно, что вулканизм этой фазы охватывал всю первую половину мезозоя, а зарождение его должно быть отодвинуто в поздний палеозой.

Четкая связь вулканических аппаратов второй группы с глубоководными котловинами и зонами так называемых трансформных

разломов позволяет предположить, что раннемезозойский вулканизм проявился наиболее интенсивно на площади современных котловин и вблизи трансформных разломов. Сказанное не означает, однако, что раннемезозойский вулканизм локализовался исключительно в пределах этих структур. Более вероятно, что, как и позднемезозойско-кайнозойский, он был пантихоокеанским. Почти полное отсутствие вулканов второй группы вблизи зон наиболее активного проявления позднейшего вулканизма скорее всего есть результат их погребения под мощными толщами позднеюрско-кайнозойских магматитов.

Более того, учитывая распространение вулканических аппаратов второй группы в пределах очень крупных площадей, можно допустить, что раннемезозойский магматизм был более рассеянным, чем позднемезозойский, и проявился достаточно равномерно по всей океанической акватории.

6. Выделение, как вероятно, позднепалеозойско-мезозойской фазы пантихоокеанского магматизма позволяет дать иную оценку полученной ранее амплитуды (4900 м) максимального погружения океанического ложа. Возможно, что нет необходимости отказываться от этой величины, как неправдоподобной. Она маловероятна, если относить ее к движениям, развивавшимся в течение последней (позднемезозойско-кайнозойской) магматической фазы, но если отнести ее к движениям не только этой, но и предшествовавшей ей (позднепалеозойской раннемезозойской) фазы, то она окажется вполне допустимой.

Таким образом, полученная ранее максимальная амплитуда опускания ложа Тихого океана, равная 4900 м, возможно характеризует суммарный размах нисходящих движений дна океана в течение времени от позднего палеозоя (или раннего мезозоя) до кайнозоя включительно. В этом случае она может служить косвенным указанием на возраст Тихого океана, свидетельствуя, что формирование его впадины началось не раньше конца палеозоя — начала мезозоя.

7. Приуроченность значительной части вулканов второй группы к глубоководным котловинам и зонам субширотных разломов, а также резко выраженная унаследованность современного рельефа океанического ложа в пределах этих структурных зон от морфоструктур, реконструируемых здесь по отметкам вершин гийотов и подводных гор обеих групп, указывают на то, что эти структуры в целом и морфоструктуры более высоких порядков внутри них были сформированы еще в эпоху раннемезозойской вулканической фазы.

Не исключено, что эта фаза пантихоокеанского вулканизма привела не только к структурному обособлению глубоководных котловин, но и к их относительной стабилизации.

Отмеченные соотношения свидетельствуют, что так называемые трансформные разломы также имеют достаточно древнее заложение. Во всяком случае, они уже существовали в раннем мезозое. Во время позднемезозойско-кайнозойской вулканической фазы эти разломы, по-видимому, оставались пассивными. Об этом можно судить, во-первых, по ясно выраженной унаследованности морфоструктур дна в зонах, прилегающих к разломам, от морфоструктур, построенных по отметкам вершин древних (преимущественно относящихся ко вто-

рой группе) вулканов, и, во-вторых, по незначительному развитию около них вулканов первой группы.

8. В отличие от площади глубоководных котловин, структурное оформление которых было завершено еще в раннемезозойскую фазу, и от островных цепей, подводных гор, хребтов и возвышенностей, заложение и развитие которых, по-видимому, приходится на позднеюрско-кайнозойский этап, Восточно-Тихоокеанское поднятие, вероятно, существовало и развивалось относительно равномерно в течение обеих пантихоокеанских вулканических фаз. В пользу такого предположения говорит примерно равное развитие в границах поднятия древних вулканов как второй, так и первой групп.

9. Говоря о двух фазах магматизма, проявившихся в акватории Тихого океана, — раннемезозойской и позднеюрско-кайнозойской, автор сознательно не дает какую-либо последовательную нумерацию их. Это обусловлено тем, что если и можно, основываясь на ряде косвенных признаков, предположительно выделить раннемезозойский пантихоокеанский вулканизм в качестве самостоятельной фазы, то нет никаких, даже самых приблизительных сведений или соображений о домезозойской геологической истории акватории Тихого океана. Не исключено, что раннемезозойский вулканический цикл был для него первым, но не менее вероятно также то, что этому вулканизму мог предшествовать более древний цикл (или даже циклы).

10. В размещении вулканических аппаратов обеих групп не устанавливается какой-либо закономерной зональности, связанной с осевой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия. Как в пределах последнего, так и за его границами, в других структурных зонах океанического ложа, вулканы той и другой групп встречаются совместно (хотя и в разных соотношениях). Число вулканов второй (предположительно более древней) группы не убывает от котловины к поднятию, а таковое первой группы не возрастает заметно в том же направлении. Более того, основная масса вулканических аппаратов первой группы сосредоточена не на поднятии или вблизи него, а на значительном удалении от Восточно-Тихоокеанского поднятия.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ В ТИХОМ ОКЕАНЕ И В ОКЕАНАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА

ТИХИЙ ОКЕАН

1. В акватории Тихого океана и его окраинных морей к декабрю 1979 г. глубоководное бурение проводилось в 252 точках. Скважины вскрыли осадки от верхнеюрских до голоценовых. Подавляющая часть их (202 из 252) была остановлена в отложениях не древнее палеогеновых, и только в 50 точках были достигнуты более древние накопления.

Распределение наиболее древних отложений, вскрытых каждой из 252 скважин, по возрасту и глубине формирования приведены в табл. 11. В таблице учтены также данные о фациальной принадлежности более молодых осадков каждого разреза, что позволяет подойти к оценке последовательности и амплитуд вертикальных движений океанического ложа в точках глубоководного бурения в течение последних 150—160 млн. лет.

В отложениях плиоцен-четвертичного возраста доля мелководных или относительно мелководных (формировавшихся на глубинах, меньших сегодняшних) фаций равна 52,5 %, а 47,5 % приходится на породы, отлагавшиеся на глубинах, близких к современным. В миоценовых осадках резко возрастает доля мелководных фаций (68,1 %) и соответственно сокращается доля глубоководных накоплений (31,9 %). В олигоцене отношение мелко- и глубоководных фаций близко к установленному для миоцена (69,5 и 30,5 % соответственно). В эоцене доля мелководных осадков сокращается до 56,8 %, в палеоцене — возрастает до 75 %, доля же глубоководных уменьшается до 25 %.

В верхнемеловых отложениях соотношение мелководных и глубоководных фаций практически аналогично отмеченному в палеоцене (73,9 и 26,1 %). В нижнемеловых осадках значительно возрастает (до 86,4 %) роль мелководных наносов. Наконец, в верхнеюрском отделе по сравнению с нижнемеловым устанавливается некоторое увеличение доли глубоководных фаций (20 %).

Таким образом, в целом в Тихом океане и его окраинных морях за последние 160 млн. лет происходило постепенное увеличение относительной доли глубоководных осадков за счет последовательного сокращения доли мелководных фаций. В общем этот процесс развивался достаточно плавно. Однако в нем выделяются три скачка, с которыми и связано заметное возрастание роли глубоководных отложений при сокращении мелководных. Эти скачки приурочены к переходам от раннего мела к позднему, от палеоцена к эоцену и от миоцена к плиоцену. Они фиксируют ускорение процесса роста глубоководной зоны океана, развивавшегося непрерывно в течение всего последнеюрского времени.

Формирование древнейших (для каждого разреза) осадочных пород и характер последующих движений ложа Тихого океана и его окраинных морей

Возраст древнейших осадков	Точки, фиксирующие глубину седиментационных бассейнов и характер последующих движений								Общее число точек	Возрастные группы		
	<500 м, опускание до батинального и абиссального уровней				>500 м опускание до абиссального уровня		Следы погружения				2000—6000 м, глубина не менялась*	
	Точки				Всего точек		Точки					
	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа				
Плио-плейстоцен Миоцен Неогеновые и четвертичные в целом	12	19,7	20	32,8	32	52,5	29	47,5	61	I		
	17	25,7	28	42,4	45	68,1	21	31,9	66			
	29	22,8	48	37,8	77	60,6	50	39,4	127			
Олигоцен Эоцен Палеоцен Палеоген в целом	6	26,0	10	43,5	16	69,5	7	30,5	23	II		
	13	29,5	12	27,3	25	56,8	19	43,2	44			
	6	75,0	—	—	6	75,0	2	25,0	8			
	25	33,4	22	29,3	47	62,7	28	37,3	75			
Поздний мел Ранний мел Мел в целом	9	39,1	8	34,8	17	73,9	6	26,1	23	III		
	5	22,7	14	63,7	19	86,4	3	13,6	22			
	14	31,1	22	48,9	36	80,0	9	20,0	45			
Юра	2	40,0	2	40,0	4	80,0	1	20,0	5	IV		
В целом по Тихому океану с окраинными морями	70	27,8	94	37,3	164	65,1	88	34,9	252			

* Вместе с точками, в которых океаническое ложе испытало слабые поднятия.

Постепенное развитие некомпенсированных опусканий ложа Тихого океана обнаруживается еще более отчетливо при сопоставлении соотношений мелко- и глубоководных фаций, рассчитанных суммарно для стратиграфических подразделений ранга системы. В юрских осадках доля мелководных накоплений равна 80%. Та же величина характерна и для меловой системы. В палеогене доля мелко-

водных отложений сокращается до 62,7 %. В неогеновой системе она остается примерно на том же уровне (60,6 %). При таком способе расчета заметное увеличение доли глубоководных накоплений устанавливается только при переходе от мела к палеогену.

Постепенное увеличение доли глубоководных отложений по мере приближения к нашему времени показывает, что в Тихом океане наличествует та же тенденция, которая была отмечена ранее для Атлантического и Индийского океанов [18].

2. Как и в океанах атлантического типа и их средиземных морях крупные опускания, развивавшиеся в пределах Тихого океана, начинались очень быстрыми и по геологическим меркам кратковременными погружениями. Последующие нисходящие движения этих обрушенных участков, по-видимому, были более плавными и постепенными.

Как и в других океанах характерными особенностями крупных вертикальных движений ложа Тихого океана были резко выраженное преобладание нисходящих движений над восходящими, необратимость и некомпенсированность опусканий.

Вертикальные движения ложа Тихого океана, реконструируемые по разрезам, вскрытым при глубоководном бурении, как и в Атлантическом и Индийском океанах, резко отличаются от плавных движений, изображаемых на кривых, рассчитанных сторонниками концепции новой глобальной тектоники.

На рис. 11 приведено сопоставление теоретической кривой, рассчитанной И. Лансело и Р. Ларсеном [32, Lancelot, Larson, 1975] для точек 303 и 304, с кривыми, полученными для тех же точек и точки 307 на основании изучения фациальной принадлежности осадков, вскрытых в разрезах перечисленных скважин. При сравнении их обнаруживается, что точки 303, 304 и 307 испытали в готеривском веке крупные опускания, которые никак нельзя назвать плавными и постепенными.

3. Бурение в Алеутском, Японском, Марианском и Центральноамериканском глубоководных желобах и желобе Кюсю подтвердило молодость и внегеосинклинальную природу этих крупных структур, развитых по периферии Тихого океана. В свою очередь бурение в Беринговом, Японском и Филиппинском морях показало, что их глубоководные впадины также являются молодыми.

Перечисленные островодужные структуры как правило сформировались в течение последних 10—15 млн. лет, на завершающей стадии развития абиссальной акватории Тихого океана. По-видимому, этот вывод может быть распространен на Курильскую островную дугу, кайнозойский возраст которой устанавливается по ее соотношениям с субмеридиональными мезозойско-кайнозойскими геосинклинальными структурами о. Хоккайдо, и на дугу Тонга—Кермадек—Маккуори, наложенную (см. рис. 23) на мезозойскую геосинклиналь Новой Зеландии [46, Cullen, 1967]. Раннемиоценовый возраст желоба Тонга был установлен бурением в точке 204.

Крайняя молодость ряда островодужных структур периферии Тихого океана противоречит мобилистским реконструкциям. Она указывает на то, что и островные дуги, и глубоководные желоба не свя-

заны с субдукцией океанической литосферы ни генетически, ни парагенетически. Нельзя также допустить, что субдукция развивалась в течение многих десятков миллионов лет, не получая поверхностного морфоструктурного выражения в виде островных дуг и глубоководных желобов, и только в течение последних 10—15 млн. лет почему-то обусловила возникновение этих структур. Искусственность такого предположения очевидна.

Проблема связи островодужных структур с горизонтальными движениями литосферных плит в 1981 г. была рассмотрена М. Н. Шапино применительно к Зондско-Бирманской дуге. При этом обнаружилось, что в структуре и процессах, протекающих вдоль рассматриваемой дуги, нет никаких признаков их связи с горизонтальными движениями плит, прокламируемыми с позиции новой глобальной тектоники. Реальная геология Зондско-Бирманской дуги не дает каких-либо оснований для рассуждений о существовании литосферных плит и, тем более, об их движениях по схемам, предлагаемым мобилистами.

4. Бурение в пределах окраинных и шельфовых морей Тихого океана показало значительную молодость их глубоководных зон. В предыдущем пункте уже говорилось о молодом возрасте впадин Берингова, Японского и Филиппинского морей.

Алеутская котловина, по-видимому, начала формироваться в середине миоцена. Несколько позднее крупные опускания захватили площадь, которую сейчас занимает Командорская котловина. В верхнем миоцене возникла котловина Японского моря. Начало формирования глубоководных зон Филиппинского моря может быть определено поздним мелом или (что более вероятно) ранним палеогеном. Несколько позже, в конце палеогена, крупноамплитудные нисходящие движения начались в границах современных Новокаледонской и Тасмановой котловин. Олигоценом датируются крупные опускания в пределах котловины Кораллового моря. К этому же времени относится начало погружения Новозеландского плато. Шельф моря Росса был втянут в опускания в миоцене.

Таким образом, краевые моря Тихого океана (точнее, глубоководные котловины этих морей) оказываются несравненно более молодыми структурами, чем впадина собственно Тихого океана. Их заложение приходится главным образом на кайнозой, и только Филиппинское море, возможно, начало формироваться в конце мезозоя, тогда как морфоструктуры внутренней зоны Тихого океана, по-видимому, уже существовали к началу позднеюрского времени, а заложение их должно быть отодвинуто в ранний мезозой или даже поздний палеозой.

Косвенно на молодость окраинных морей Тихого океана указывает присутствие по крайней мере в некоторых из них коры, близкой по своему строению к коре континентального или промежуточного типа. Как отмечалось, такая кора установлена геофизическими методами в акваториях Филиппинского и Кораллового морей. Не исключено, что такая же кора существует в некоторых глубоководных зонах Тасманова моря.

В предшествующем разделе было отмечено, что постепенное увеличение доли глубоководных накоплений по мере движения вверх по стратиграфической колонке сближает Тихий океан с Атлантическим и Индийским. В океанах атлантического типа обнаруживается та же тенденция.

Следует подчеркнуть, что в данном случае речь идет только об общности доминирующей тенденции развития, поскольку одновременно в формировании впадин океанов атлантического типа и Тихого океана наблюдается ряд заметных различий. Их следует рассмотреть, поскольку при этом могут быть установлены особенности развития трех изученных акваторий. Важнейшие из этих различий обнаруживаются при сопоставлении данных, приведенных в таблицах 11, 12, 13 и 14.

1. В Индийском океане наиболее древние из вскрытых отложений — верхнеюрские и меловые — повсеместно представлены только мелководными (или относительно мелководными) фациями. В Атлантическом целиком мелководными являются лишь верхнеюрские накопления, тогда как в сложении меловых некоторое участие наряду с мелководными осадками принимают и глубоководные. Однако доля последних невелика. Они встречены только в 11,4 % точек. Наконец, в Тихом океане глубоководные осадки обнаружены по всему вскрытому разрезу до мальма включительно. При этом оказывается, что верхнеюрские отложения в 20 % обследованных точек формировались на глубинах, близких к современным.

Следовательно, в северной части Индийского океана океаническая впадина начала расширяться не раньше конца мела — начала палеогена. В Атлантике некомпенсированные нисходящие движения стали активно развиваться с раннемелового времени, однако нисходящие движения раннемеловой эпохи, по-видимому, захватывали сравнительно небольшие площади, на что указывает незначительная роль глубоководных фаций в составе осадков нижне- и верхнемеловых отделов. В отличие от этого, в Тихом океане возникновение первых крупных опусканий его ложа отодвигается в предмальмское время, и уже в мальме в 20 % точек обнаруживается присутствие глубоководных накоплений.

Таким образом, в поздней юре Тихий океан находился на стадии развития, более продвинутой в направлении региональных опусканий, чем меловая Атлантика, где глубоководные фации установлены только в 11 % вскрытых разрезов, и палеогеновый Индийский океан, в котором глубоководные осадки известны в 16 % точек. По степени проявленности процесса регионального обрушения позднеюрский Тихий океан ненамного уступает палеогеновой Атлантике, в акватории которой глубоководные осадки присутствуют в 26 % скважин, пробуренных до раннетретичных отложений.

Подчеркнем, что в данном случае речь идет не о возникновении процесса формирования океанической литосферы, а о начале региональных некомпенсированных опусканий в пределах нынешних океа-

Таблица 12

Формирование древнейших (для каждого разреза) осадочных пород и характер последующих движений ложа Индийского океана и его окраинных морей

Возраст древнейших осадков	Точки, фиксирующие глубину седиментационных бассейнов и характер последующих движений								Общее число точек	Возрастные группы		
	<500 м, опускание до батинального и абиссального уровней				>500 м, опускание до абиссального уровня		Следы погружения				2000—6000 м глубина не менялась	
	Точки				Всего точек		Точки				Общее число точек	Возрастные группы
	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа				
Плио-плейстоцен	1	25,0	—	—	1	25,0	3	75,0	4	I		
Миоцен	—	—	4	44,4	4	44,4	5	55,6	9			
Неогеновые и четвертичные в целом	1	7,7	4	30,8	5	38,5	8	61,5	13			
Олигоцен	—	—	2	40,8	2	40,0	3	60,0	5	II		
Эоцен	9	75,0	3	25,0	12	100,0	—	—	12			
Палеоцен	6	75,0	1	12,5	7	87,5	1	12,5	8			
Палеоген в целом	15	60,0	6	24,0	21	84,0	4	16,0	25			
Поздний мел	6	75,0	2	25,0	8	100,0	—	—	8	III		
Ранний мел	7	77,8	2	22,2	9	100,0	—	—	9			
Мел в целом	13	76,5	4	23,5	17	100,0	—	—	17			
Юра	1	100,0	—	—	1	100,0	—	—	1	IV		
В целом по Индийскому океану и его окраинным морям	30	53,6	14	25,0	44	78,6	12	21,4	56			

нических акваторий, т. е. о начале образования современной морфоструктуры океанического ложа.

Необходимо иметь в виду, что нельзя ставить знак равенства между зарождением и развитием морфоструктур дна океанов и процессом, приведшим в конечном счете к оформлению в границах океанов специфической литосферы, резко отличающейся своим строением от литосферы континентов. Эти последние процессы начались задолго до возникновения на площади океанов крупных обрушений.

Формирование древнейших (для каждого разреза) осадочных пород и характер последующих движений ложа Атлантического океана и его окраинных морей *

Возраст древнейших осадков	Точки, фиксирующие глубину седиментационных бассейнов и характер последующих движений								Общее число точек	Возрастные группы		
	<500 м, опускание до батимального и абиссального уровня				>500 м, опускание до абиссального уровня		Следы погружения				2000—6000 м, глубина не менялась	
	Точки				Всего точек		Точки				Общее число точек	Возрастные группы
	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа				
Голоцен-плейстоцен	4	30,8	2	15,4	6	46,2	7	53,8	13	I		
Плиоцен	4	66,6	—	—	4	66,6	2	33,4	6			
Миоцен	6	24,0	3	12,0	9	35,0	16	64,0	25			
Неогеновые и четвертичные в целом	14	31,8	5	11,4	19	43,2	25	56,8	44			
Олигоцен	5	83,3	—	—	5	83,3	1	16,7	6	II		
Эоцен	16	66,7	2	8,3	18	75,0	6	25,0	24			
Палеоцен	5	62,5	—	—	5	62,5	3	37,5	8			
Палеоген в целом	26	68,4	2	5,3	28	73,7	10	26,3	38			
Поздний мел	13	61,9	5	28,5	18	90,4	2	9,6	20	III		
Ранний мел	19	79,2	2	8,3	21	87,5	3	12,5	24			
Мел в целом	32	72,7	7	15,9	39	88,6	5	11,4	44			
Юра	7	77,8	2	22,2	100,0	—	—	—	9	IV		
В целом по Атлантическому океану	79	58,5	16	11,8	95	70,3	40	29,7	135			

* Без точек 71 и 72-го рейсов.

Образование современной морфоструктуры океанического ложа — лишь заключительная стадия в длительном развитии океанических впадин. На этой стадии глубинные процессы, обусловившие возникновение и развитие океанизации, получили, наконец, приповерхностное морфологическое выражение.

С таким пояснением можно допустить, что современная морфоструктура океанического ложа начала формироваться наиболее рано — в предпозднеюрское время — в пределах Тихого океана.

Формирование древнейших (для каждого разреза) осадочных пород и характер последующих движений ложа Тихого океана (без окраинных морей)

Возраст древнейших осадков	Точки, фиксирующие глубину седиментационных бассейнов и характер последующих движений								Общее число точек	Возрастные группы		
	<500 м опускание до батинального и абиссального уровня				>500 м, опускание до абиссального уровня		Следы погружения				2000—6000 м, глубина не менялась*	
	Точки				Всего точек		Точки				Общее число точек	Возрастные группы
	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа	количество	% от общего числа				
Плио-плейстоцен	10	19,2	18	34,6	28	53,8	24	46,2	52	I		
Миоцен	10	22,7	21	47,7	31	70,4	13	29,6	44			
Неогеновые и четвертичные в целом	20	20,8	39	40,6	59	61,4	37	38,6	96			
Олигоцен	1	7,1	6	42,9	7	50,0	7	50,0	14	II		
Эоцен	8	24,2	10	30,3	18	54,5	15	45,5	33			
Палеоцен	2	50,0	—	—	2	50,0	2	50,0	4			
Палеоген в целом	11	21,6	16	31,4	27	53,0	24	47,0	51			
Поздний мел	6	30,0	8	40,0	14	70,0	6	30,0	20	III		
Ранний мел	5	22,7	14	63,7	19	86,4	3	13,6	22			
Мел в целом	11	26,2	22	52,4	33	78,6	9	21,4	42			
Юра	2	40,0	2	40,0	4	80,0	1	20,0	5	IV		
В целом по Тихому океану без окраинных морей	44	22,7	79	40,7	123	63,4	71	36,6	194			

* Вместе с точками, в которых океаническое ложе испытало слабые поднятия.

В краевых зонах Атлантического это событие относится к раннему мелу. Наиболее поздно — в палеогеновом периоде — региональные некомпенсированные опускания проявились в окраинных зонах северной части Индийского океана.

Возможно, что эти различия возраста морфоструктур дна океана могут служить косвенным указанием на соответствующее расхождение времени возникновения процесса, приведшего в итоге к оформлению океанической литосферы. Однако сейчас это предположение не может быть обосновано.

В то же время данные глубоководного бурения и геофизических исследований свидетельствуют против значительной древности Тихого океана. Основываясь на них, следует отказаться от датировки начальных стадий развития его литосферы ранним — средним докембрием. Более вероятно, что глубинные процессы, лежащие в основе ее зарождения и формирования, начались на площади современного Тихого океана не раньше позднего докембрия или раннего палеозоя.

2. В колонке 9 таблиц 11, 12 и 13 приведены величины долей разрезов, в которых осадки того или иного возраста накапливались на глубинах, близких современным. Говоря иначе, цифры, содержащиеся в этих графах, позволяют оценить степень развития процесса формирования стабильных глубоководных зон. Отсутствие стабильных точек означает, что океаническое ложе в целом находилось на стадии становления, испытывая региональные опускания, захватывавшие как мелководные, так и глубоководные акватории.

Появление стабильных точек обозначает начало принципиально нового этапа развития океанического ложа, когда наряду с продолжающимся расширением океанических глубоководных зон, происходившим в процессе опускания дна эпиконтинентальных и океанических бассейнов, возникли стабильные глубоководные котловины. В пределах последних океаническое ложе в дальнейшем не испытывало заметных движений, оставаясь на уровне, близком к наблюдаемому в настоящее время.

Океаны атлантического типа и Тихий океан характеризуются различными и временем возникновения, и темпом развития стабильных глубоководных зон. Это явствует из величин, содержащихся в колонке 9 приведенных выше таблиц.

В Тихом океане и его окраинных морях уже в позднеюрское время существовали достаточно обширные глубоководные зоны (20 % разрезов, вскрывших отложения мальма, содержат осадки, накапливавшиеся на глубинах, близких современным). В раннемеловое время относительная доля разрезов, лежавших в пределах стабильной зоны, уменьшилась до 13,6 %. Это сокращение не означает, конечно, что произошло уменьшение площади глубоководных котловин, а есть результат того, что в раннемеловую эпоху нисходящие движения в границах мелководных или относительно мелководных зон усилились настолько, что относительное значение уже сформированных глубоководных участков уменьшилось.

В позднемеловую эпоху относительное значение стабильных глубоководных зон возросло до 26,1 %. По-видимому, это произошло отчасти из-за их расширения в результате раннемеловых опусканий, а отчасти из-за некоторого ослабления нисходящих движений океанического ложа в пределах мелководных зон. В палеоцене доля стабильных точек оставалась на уровне, близком к позднемеловому (25,0 %).

Резкое увеличение доли стабильных точек в эоцене (до 43,2 %), возможно, связано с замедлением нисходящих движений океанского ложа. В мелководных, относительно мелководных, а также в глубо-

ководных зонах это замедление привело к временной стабилизации дна океана.

В олигоцене доля стабильных точек сокращается до 30,5 %, что определяет начало нового этапа интенсивного латерального разрастания глубоководных котловин. В миоцене доля стабильных точек остается на близком уровне (31,9 %) и скачкообразно увеличивается в плиоцене (47,5 %). Этот скачок указывает на то, что в плиоцене процесс расширения и углубления Тихого океана испытал заметное замедление.

Если обратиться к величинам, характеризующим долю стабильных точек для более крупных стратиграфических подразделений, ранга системы (см. табл. 11, колонка 9), обнаружим более плавную последовательность расширения стабильных глубоководных зон. В поздней юре и меловом периоде доля стабильных точек равна 20 %, в палеогене она увеличивается до 37,9 % и остается примерно на том же уровне в неоген-четвертичное время (39,4 %).

Таким образом, в течение всего обозримого времени в акватории Тихого океана существовали стабильные глубоководные зоны, в пределах которых устойчиво сохранялись глубины, близкие к современным. Это свидетельствует о том, что время заложения впадины Тихого океана должно быть отнесено к допозднеюрскому времени. Учитывая данные по гийотам, изложенные в гл. 4, это событие, по-видимому, произошло не позже конца палеозоя, а возможно, и гораздо раньше.

В Индийском океане (см. табл. 12, колонка 9) верхнеюрский отдел и меловая система в целом не содержат фаций, формировавшихся на глубинах, близких к нынешним. В позднеюрскую эпоху глубоководные зоны в пределах этого океана еще не возникли. Они начали формироваться в раннемеловое время, причем процесс этот протекал настолько интенсивно по всей площади океанической впадины, что в ее границах не могли возникнуть стабильные участки ложа. Глубоководных зон, завершивших свое развитие и ставших стабильными, в это время еще не существовало.

Частичная стабилизация глубоководного ложа в палеоценовую эпоху была относительно кратковременным эпизодом. В эоцене нисходящие движения вновь усилились. Площадь стабильного глубоководья в это время, по-видимому, осталась той же, что и в палеоцене, поскольку в эоценовых осадках глубоководные фацции обнаружены только в тех разрезах, в которых они встречены в палеоценовых.

Процесс формирования впадины Индийского океана получил новое направление в олигоцене. К этому времени в результате интенсивных опусканий ложа океана, развивавшихся в меловом периоде, палеоценовую и эоценовую эпохи, в границах современного океана появились обширные стабильные глубоководные зоны, в пределах которых дно океана в последующем не испытывало заметных движений. На это указывает доля стабильных точек с осадками олигоценового отдела (60,0 %). В течение миоцена сохранялась та же тенденция. В плиоцен-четвертичное время произошло новое, менее значительное, чем позднепалеогеновое, расширение стабильных глубо-

ководных котловин (доля точек с глубоководными фациями плиоцен-четвертичного возраста достигала 75 %).

Следовательно, в отличие от Тихого океана, где уже в поздней юре существовали стабильные глубоководные котловины (правда, значительно меньшие современных по площади), в Индийском океане в это время глубоководные зоны еще не возникли. Их образование началось в раннемеловую эпоху и вплоть до конца мела в акватории океана развивались напряженные обрушения, имевшие региональный характер. Они исключали частичную стабилизацию образовавшихся глубоководных участков. В пределах последних в это время продолжалось дальнейшее опускание океанического ложа. Первые, по-видимому, незначительные по площади стабильные зоны возникли только в палеоцене; в эоцене они не расширялись. Резкое разрастание площади стабильной глубоководной зоны относится к олигоцену. Все это свидетельствует о молодости Индийского океана и чрезвычайно интенсивном темпе образования его впадины.

В Атлантическом океане (см. табл. 13, колонка 9) в позднеюрское время еще не было стабильных глубоководных зон, какие отмечались в Тихом. Он отличается и от Индийского, поскольку в нем глубоководные котловины начали формироваться не в раннемеловую эпоху, а в мальме. В конце юры в пределах Атлантического океана уже существовали глубоководные участки, правда, с глубинами, меньшими современных. В этих участках развивались нисходящие движения океанического ложа. Первые стабильные глубоководные зоны в акватории Атлантического океана возникли позже, чем в Тихом, но значительно раньше, чем в Индийском, — в раннемеловую эпоху. Доля стабильных точек с глубоководными фациями раннемелового возраста в Атлантике равна доле тех же точек в палеоценовом Индийском океане (12,5 %). Некоторое сокращение доли точек, лежавших в пределах позднемеловых стабильных участков, объясняется не уменьшением площади последних, а связано с интенсификацией процесса погружения океанического дна вне границ глубоководных стабильных котловин.

Последовательное уменьшение доли разрезов, располагавшихся в границах стабильных зон, отмечаемое в палеогене (от 37,5 % в палеоцене, до 25,0 % в эоцене и до 16,7 % в олигоцене), также не следует объяснять сокращением площади стабильных глубоководных участков. Это уменьшение — явление относительное, возникшее в результате усиленного развития опусканий земной коры вне пределов стабильной зоны. Говоря иначе, сокращение доли стабильных точек связано с резким латеральным разрастанием глубоководных котловин, происходившим в Атлантическом океане в течение всего палеогенового периода.

Резкое ослабление процесса расширения глубоководной впадины Атлантического океана произошло в миоцене (доля точек с осадками миоцена, накапливавшихся на глубинах, близких к современным, равно 64,6 %). В эту эпоху не только замедлилось разрастание глубоководных котловин, но и произошла стабилизация океанического ложа внутри последних.

В плиоцене расширение впадины Атлантического океана за счет вовлечения в опускание мелководных зон снова усилилось. Это повлекло за собой некоторое сокращение доли стабильных точек. Однако в это время стабильная зона разрасталась в темпе, уступавшему миоценовому.

Таким образом, Атлантический океан моложе Тихого, но заметнее древнее Индийского. Если в Тихом океане стабильные глубоководные условия существовали уже в мальме, то в Атлантике они появились не раньше неокома. В Индийском океане аналогичные участки ложа возникли только в палеоцене.

3. Динамика процесса разрастания глубоководных зон океанов, т. е. динамика формирования океанических впадин, может быть реконструирована при анализе величин, содержащихся в колонках 6 и 7 табл. 11—13. В них приведены сведения о числе разрезов океанических осадков со следами послесреднеюрских опусканий и доли этих разрезов от их общего числа.

В Тихом океане (см. табл. 11, колонки 6 и 7) некомпенсированные опускания значительной амплитуды начались задолго до мальма, в результате чего уже в позднеюрское время в границах этого океана уже существовали стабильные глубоководные зоны. В их пределах океаническое ложе в последующем не испытывало заметного снижения.

Некомпенсированные нисходящие движения продолжались в мальме и несколько усилились в раннемеловую эпоху. В первой половине мела процесс латерального расширения и дальнейшего углубления впадины Тихого океана за счет опускания участков, бывших до этого мелководными или относительно мелководными (с глубинами меньшими современных), протекал весьма энергично (86,4 % точек с осадками нижнего мела испытали опускание, для мальма тот же показатель равен 80,0 %). В позднемеловое время рост океанической впадины несколько замедлился. Только 73,9 % разрезов, вскрывших осадки позднемелового возраста, несут следы крупных некомпенсированных опусканий. В палеоцене темп этого процесса оставался на уровне, близком к позднемеловому. В эоцене произошло заметное уменьшение скорости роста океанической впадины (в эоценовом отделе доля разрезов со следами погружений сократилась до 56,8 %).

В олигоцене темп расширения и углубления впадины Тихого океана вновь усилился (69,5 % разрезов со следами опускания ложа) и сохранялся примерно на том же уровне до конца миоцена (68,1 % разрезов). Плиоцен-четвертичное время характеризовалось замедлением роста океанической впадины.

Оценивая динамику послесреднеюрского разрастания Тихого океана и его окраинных морей, отметим, что в целом процесс его расширения и углубления протекал более или менее плавно. Ощутимые относительные замедления его были кратковременными и фиксируются только в эоцене и в плиоцен-четвертичное время.

На месте современного Индийского океана (см. табл. 12, колонки 6 и 7) в позднеюрское время океанической впадины еще не существовало. Она начала формироваться только в раннемеловую эпоху,

причем до эоцена включительно ее рост шел преимущественно за счет латерального расширения глубоководных котловин, происходившего в результате вовлечения в крупноамплитудные некомпенсированные опускания мелководных зон. Дальнейшее погружение ложа океана в пределах уже возникших глубоководных участков на этом этапе имело подчиненное значение. Впадина Индийского океана, близкая по своим размерам современной, по-видимому, возникла к началу олигоцена. В дальнейшем главным образом происходило ее углубление.

В Атлантическом океане (см. табл. 13, колонки 6 и 7), в отличие от Индийского, крупные некомпенсированные опускания возникли не позже мальма и продолжали равномерно развиваться в течение всего мелового периода. Темп этого процесса был достаточно высок. Среди разрезов, вскрывающих отложения нижнемелового отдела, 87,5% несут следы опусканий, в верхнемеловом отделе доля разрезов со следами погружений увеличивается до 90,4%.

Расширение и углубление впадины Атлантического океана замедлилось в палеоценовую эпоху (только 62,5% разрезов содержат осадки, указывающие на опускание океанического ложа). В эоцене и олигоцене этот процесс постепенно активизировался и в олигоцене приблизился к уровню, характерному для мелового периода. В 83,3% разрезов олигоценый отдел представлен отложениями, свидетельствующими о значительных некомпенсированных опусканиях океанического ложа.

Новое замедление роста впадины Атлантического океана, выраженное гораздо яснее палеоценового, произошло в миоцене. В этом отделе только в 36,0% вскрытых разрезов установлены следы крупных погружений. В плиоцене процесс расширения и углубления океана вновь усилился.

Сопоставляя данные по трем океанам, отметим, что в более древних Тихом и Атлантическом расширениe и углубление их впадин до сих пор далеко не завершены. В этих океанах вплоть до плиоцен-четвертичного времени продолжался рост глубоководных котловин как за счет вовлечения в опускание ранее поднятых мелководных участков океанического ложа, так и за счет дальнейшего погружения их дна. Признаки, которые свидетельствовали бы о прекращении этого процесса в акваториях Атлантического и Тихого океанов не обнаружены.

В отличие от этого, наиболее молодой Индийский океан практически был сформирован (в границах современной акватории) к началу олигоцена. С олигоцена расширение глубоководной зоны здесь прекратилось, и олигоцен-четвертичный этап характеризовался лишь некоторым углублением возникших ранее котловин и снижением положительных форм рельефа океанического ложа.

4. Последний вывод может быть проверен другим путем. Обратимся с этой целью к данным колонок 2—5 таблиц 11—13.

Закономерность, отмеченная в п. 3 настоящей главы, проявляется также относительным значением разрезов, в которых устанавливаются опускания различной амплитуды, развивавшиеся от литорального или неритового уровня (I группа) или от уровня нижней

батналии — верхней абиссали (II группа). Соотношения этих двух групп позволяют обнаружить еще одно существенное различие в развитии Индийского, Тихого и Атлантического океанов.

Разрезы первой группы формировались в процессе расширения глубоководных зон, происходившего за счет крупноамплитудных некомпенсированных опусканий литосферы, располагавшейся до этого либо выше уровня океана, либо в пределах литоральной или неритовой зон, разрезы второй — в результате увеличения глубины уже возникших океанических впадин. Отношение числа скважин, входящих в I группу, к числу скважин, образующих II группу, характеризует сравнительную роль процессов расширения площади океанических глубоководий и последующего роста их глубины в ходе формирования впадин океанов.

Из данных табл. 11 (колонки 2—5) следует, что разрезы верхней юры, входящие во II группу, занимают равное положение с одновозрастными разрезами I группы. Это означает, что уже в позднеюрское время в акватории Тихого океана в равной мере проявлялись как процесс дальнейшего углубления существующих котловин, так и процесс их латерального разрастания. В составе нижнемелового отдела резко возрастает число точек II группы. Их отношение к точкам, входящим в I группу, равно 3 : 1. В позднемеловом отделе число разрезов, входящих в I группу, становится несколько большим числа разрезов, относящихся ко II группе. Их отношение в целом близко 1 : 1. Отсюда следует, что в первой половине мелового периода рост океанической впадины происходил главным образом за счет увеличения глубины котловин, сформировавшихся в дораннемеловое время. Их латеральное расширение имело подчиненное значение. Во второй половине мелового периода главенствующая роль в процессе формирования океанической впадины перешла к обрушению мелководных участков, обрамлявших глубоководные котловины, но и в пределах последних продолжалось дальнейшее погружение их ложа.

Тенденция, наметившаяся в позднемеловую эпоху, получила еще более отчетливое выражение в палеоцене. В это время углубление уже существовавших котловин временно приостановилось, и они латерально разрастались исключительно за счет крупноамплитудных нисходящих движений прилегающих мелководных зон. В эоцене это направление развития пошло на убыль, и хотя за латеральным расширением глубоководных котловин сохранилась ведущая роль, одновременно возобновилось их дальнейшее углубление. Для эоцена отношение числа точек I группы к числу точек II близко 1 : 1.

В олигоценовую эпоху в развитии впадины Тихого океана произошел перелом, сущность которого сводилась к тому, что расширение его котловин в результате причленения к ним новых участков, располагавшихся до этого в пределах литоральной и неритовой зон, стало неуклонно уменьшаться, и основное значение в процессе формирования океанической впадины окончательно перешло к опусканию дна в границах уже существовавших глубоководных котловин. В олигоценовых, миоценовых, плиоценовых и четвертичных отложениях отношение числа разрезов I группы к таковому II группы устойчиво сохраняется как 1 : 1,5.

В Индийском океане (см. табл. 12, колонки 2—5) верхнеюрские осадки принадлежат целиком к I группе. Это свидетельствует о том, что в конце юры формирование глубоководной зоны в акватории современного Индийского океана либо еще не началось, либо только-только возникло. В раннемеловых слоях, развитых в акватории Индийского океана, преобладают разрезы I группы, относящиеся к разрезам второй как 3,5:1 (78 и 22 % соответственно): В позднемеловых осадках отношение разрезов I и II групп равно 3:1 (75 и 25 %). Для палеоцена это соотношение равно 6:1 (75 и 12,5 %), эоцена — 3:1.

В отличие от более древних отложений, олигоценый и миоценовый отделы представлены исключительно разрезами, относящимися ко II группе, тогда как плиоцен-четвертичные осадки входят целиком в I группу.

Эти соотношения свидетельствуют о том, что в позднеюрскую эпоху формирования глубоководных зон в пределах современного Индийского океана не происходило или только началось. Этот процесс отчетливо проявился лишь в раннемеловое время, причем в основном за счет вовлечения в крупноамплитудные опускания участков, лежавших до этого в пределах неглубоких эпиконтинентальных морей. Углубление ложа уже сформировавшихся котловин вплоть до конца эоцена имело подчиненное значение.

Обстановка резко изменилась в олигоценовую эпоху. С этого времени латеральное разрастание глубоководных котловин прекратилось, и главенствующая роль перешла к процессу их углубления. В олигоцене расширения глубоководных зон за счет приращения к ним прилегающих мелководных участков не происходило. Не устанавливается оно и в миоцене. Только в четвертичное время процесс латерального разрастания котловин возобновился, но темп их расширения заметно уступал наблюдавшемуся на позднеюрско-эоценовой стадии.

Если проанализировать данные, содержащиеся в колонках 3 и 5 табл. 12 и относящиеся к стратиграфическим подразделениям ранга системы, то обнаружится, что для мела в целом точки I группы относятся к точкам II группы как 3,5:1, для палеогена это соотношение равно 6:1, а для неоген-четвертичных систем, взятых вместе, это соотношение меняется на обратное — 1:4.

Отсюда можно заключить, что в течение мела и палеогена происходило чрезвычайно быстрое расширение впадины Индийского океана. В целом этот процесс завершился в конце эоцена — начале олигоцена. Последующее развитие океанической впадины шло главным образом к ее углублению.

В Атлантическом океане (см. табл. 13, колонки 2—5) формирование его впадины в позднеюрское время происходило в основном в результате вовлечения в опускания мелководных участков, лежавших в пределах древних эпиконтинентальных морей. Для верхнеюрского отдела отношение разрезов I и II групп составляет 3,5:1 (77,8 и 22:2 % соответственно). Таким образом, мальмская Атлантика по скорости расширения аналогична раннемеловому Индийскому океану.

Латеральное разрастание глубоководных котловин, по-видимому, заложившихся в конце юрского периода, особенно усилилось в раннемеловую эпоху (для нижнемелового отдела отношение точки I группы к точкам II группы равно 9,5:1). Однако уже в позднемеловое время, наряду с латеральным разрастанием глубоководных котловин в результате обрушения обрамлявших их мелководных участков, произошло дальнейшее углубление уже существующих впадин (точки I группы относятся к точкам II группы как 2:1).

Начиная с палеоцена характер развития Атлантического океана заметно меняется. С этого времени господствующее значение вновь приобретают крупные некомпенсированные опускания ложа эпиконтинентальных бассейнов. Углубление котловин временами (особенно в палеоцене и олигоцене) практически прекращается, а если и возникает, то всегда играет подчиненную роль в процессе становления океанической впадины. Так, в эоценовом отделе число разрезов I группы относится к числу разрезов II группы как 8:1 (66,7 и 8,3 % соответственно). Лишь в миоцене эти два механизма (способа) формирования впадины Атлантического океана несколько выравниваются (отношение I и II групп равно 2:1).

Таким образом, если впадина Тихого океана в послесреднеюрское время развивалась в результате одновременно и в одинаковой степени проявлявшихся процессов латерального расширения и прогрессирующего углубления глубоководных зон (палеоцен и эоцен), либо в течение большей части рассматриваемого времени ее формирование происходило в основном в результате дальнейшего опускания ложа уже существовавших глубоководных котловин, то развитие впадин Индийского и Атлантического океанов происходило иначе.

Впадина Индийского океана вплоть до конца эоцена развивалась почти исключительно за счет латерального разрастания глубоководных котловин, в ходе обрушения дна мелководных эпиконтинентальных морей, а с олигоцена — главным образом за счет углубления возникших ранее глубоководий.

Наконец, впадина Атлантического океана в течение последних 160 млн. лет формировалась преимущественно в результате обрушения земной коры в пределах древних эпиконтинентальных бассейнов. Это сближает Атлантику с доолигоценовым Индийским океаном, но, в отличие от последнего, в Атлантическом океане латеральное расширение глубоководных котловин продолжалось в послезоценовое время и, по-видимому, продолжается до настоящего времени.

Эти различия, скорее всего, обусловлены относительной древностью Тихого океана, в пределах которого глубоководные зоны возникли задолго до альма и сравнительной кратковременностью развития Индийского океана, разрастание впадины которого прекратилось на рубеже эоцена и олигоцена.

Следовательно, можно говорить о том, что с неогена в Тихом и Индийском океанах процесс расширения глубоководных зон за счет опускания площадей, являвшихся до этого мелководными, потерял ведущее значение. Оно перешло к процессу дальнейшего углубления уже сформированных батимальных и абиссальных участков. В противоположность этому в Атлантическом океане увеличение площади

глубоководных котловин в результате обрушения литосферы, расплававшейся до этого на уровне, близком к уровню океана, по-прежнему продолжало и продолжает доминировать над процессами их дальнейшего углубления.

В целом эти соотношения позволяют высказать предположение, что морфоструктура ложа Индийского и Тихого океанов в общих чертах была сформирована уже к началу неогена, тогда как морфоструктуры ложа Атлантики продолжают развиваться до наших дней.

5. Полученные выводы базируются на данных глубоководного бурения не только для собственно Тихого океана, но и для акваторий его окраинных морей. Их можно проконтролировать, исключив из рассмотрения точки, лежащие в границах этих морей.

В табл. 14 приведены сведения по 194 точкам глубоководного бурения, которые располагаются в пределах внутренней зоны Пацифики, ограниченной так называемой андезитовой линией.

Сравнение колонок 9 таблиц 11 и 14 позволяет заключить, что в границах внутренней части Тихого океана, начиная с поздне меловой эпохи, стабильным глубоководным зонам принадлежало большее место, чем в акватории океана и его окраинных морей. Так, в табл. 11 доля отложений верхнемелового отдела, накопившихся на глубинах, близких к современным, равна 26,1 %, а в табл. 14 (т. е. в собственно тихоокеанской акватории) она возрастает до 30 %.

Доля осадков, формировавшихся в древних глубоководных зонах внутренней части океана, увеличивается еще более отчетливо (относительно того же показателя для всей площади океана) в палеогене. Доля глубоководных фаций в отложениях палеогеновой системы внутренней акватории Тихого океана достигает 45—50 % против 25—43,2 % для всей площади океана. Это свидетельствует о том, что вплоть до конца палеогена глубоководные зоны существовали преимущественно в границах «андезитовой линии». Начиная с миоцена процесс образования котловин с глубинами, близкими к современным, стал развиваться с примерно одинаковой интенсивностью и во внутренней зоне океана, и в его краевых морях.

Сопоставление величин из колонки 7 таблиц 11 и 14 показывает, что во внутренней части Тихого океана в течение последних 160 млн. лет стабильные глубоководные зоны расширялись более равномерно, чем на всей площади океана.

Данные колонок 7 свидетельствуют также, что до конца мелового периода расширение и углубление впадины Тихого океана происходило главным образом в результате обрушений земной коры в акватории внутренней части этого океана. Глубоководные котловины в границах современных окраинных морей в это время либо еще не существовали, либо, если и были, то занимали крайне ограниченные площади, которые к тому же заметно не расширялись.

Начиная с палеоцена, в пределах окраинных морей возникли крупноамплитудные некомпенсированные нисходящие движения, развивавшиеся здесь более интенсивно, чем во внутренней зоне Тихого океана. Только в эоценовую эпоху расширение и углубление внутренней и внешней зон океана протекали в примерно одинаковом темпе. В олигоцене процессы расширения и углубления окраинных морей

вновь ускорились (69,5 % точек со следами погружения против 50 % во внутренней зоне океана).

В неоген-четвертичное время формирование глубоководных акваторий в границах окраинных морей замедлилось. С миоцена расширение и углубление океанической впадины, по-видимому, продолжающееся до наших дней, происходило в равной мере за счет внутренней зоны океана и его краевых морей.

Сравнение величин из колонок 3 и 5 таблиц 11 и 12 показывает, что в течение мелового периода впадина Тихого океана формировалась преимущественно за счет дальнейшего углубления уже существовавших котловин внутренней зоны океана. Их латеральное разрастание на этом этапе имело подчиненное значение. Величины из колонок 3 и 5 таблиц 11 и 14 подтверждают и уточняют выводы, полученные ранее при анализе цифрового материала колонок 7. Они свидетельствуют, что начало интенсивного латерального разрастания древних глубоководных котловин внутренней части Тихого океана и образования глубоководных зон в границах окраинных морей отвечает палеоценовой эпохе. В эоцене механизм роста впадины океана меняется. Главенствующая роль вновь переходит к процессу дальнейшего проседания ложа уже существующих котловин. Особенно резко выражена эта тенденция в олигоцене, более ясно — во внутренней акватории Тихого океана и менее четко — на всей площади его. Последнее указывает на то, что в конце палеогена расширение впадин окраинных морей замедлилось. В течение неоген-четвертичного времени происходило дальнейшее углубление и несколько уступавшее ему по темпу латеральное разрастание глубоководных зон внутренней части Тихого океана и его краевых морей.

Таким образом, наиболее существенное различие в развитии впадины собственно Тихого океана и котловин его краевых морей, устанавливаемое по данным таблиц 11 и 14, сводится к соотношению разрезов I и II групп, т. е. разрезов, низы которых образованы мелководными фациями, и разрезов, представленных исключительно относительно глубоководными и глубоководными фациями.

В отличие от Тихого океана в целом, для которого в позднем мелу, палеоцене и эоцене установлено преобладание разрезов I группы над разрезами II, для внутренней зоны океана такое преобладание отмечено только в палеоцене. Все остальное время внутриокеаническая зона характеризовалась отчетливо выраженным доминированием разрезов II группы. Говоря иначе, внутри «андезитовой линии» рост океанической впадины в течение последних 160 млн. лет шел за счет дальнейшего углубления допозднеюрских и домеловых глубоководных котловин.

Сказанное свидетельствует, что внутренняя часть Тихого океана развивалась иначе, чем соответствующие акватории Атлантического и Индийского океанов. Как было показано [18], впадины последних формировались в первую очередь в результате латерального разрастания глубоководных зон, происходившего в ходе обрушения мелководных участков. В границах внутренней зоны Тихого океана этот процесс имел подчиненное значение. Главная роль принадлежала

прогрессирующему углублению его глубоководных котловин, в основном заложившихся в допозднеюрское время.

Данные таблиц 11—14 свидетельствуют об относительной древности внутренней части Тихого океана. Если в Атлантическом и особенно в Индийском океанах процесс формирования их глубоководных зон в конце юры только-только начинался, то в собственно Тихом океане современная морфоструктура его ложа, по-видимому, существовала в основных чертах уже в позднеюрское, а учитывая факты, изложенные в гл. 5, возможно, и в допозднеюрское время.

В то же время данные таблиц 11 и 14 указывают на молодость глубоководных зон окраинных морей Тихого океана. Этот вывод совпадает с заключениями о молодом возрасте крупноамплитудных нисходящих движений к акваториях Берингова, Охотского, Японского и Филиппинского морей, полученными ранее иными методами В. В. Белоусовым, автором и другими исследователями [2, 16, 20].

6. Сходство и различия формирования впадин трех рассматриваемых океанов могут быть установлены еще одним путем. С этой целью определим время начала нисходящих движений и их амплитуды для каждой точки глубоководного бурения, независимо от возраста древнейших осадков, вскрытых в ней. Эти сведения даны в таблицах 15—18.

Данные таблиц 15, 16, 17 и 18 отличаются от таковых таблиц 11—14 тем, что в них яснее отражается динамика процесса становления современных океанических впадин. Это обеспечивается, во-первых, тем, что в табл. 15—18 приведены не обобщенные сведения о «последующих движениях точек» океанического ложа, осредненные по двум крупным группам, а определены сравнительно узкие интервалы времени, в течение которых в каждой конкретной точке возникали нисходящие движения. Во-вторых, в табл. 15—18 амплитуды этих движений даны с более дробным шагом, чем использованный в табл. 11—14.

В табл. 15 содержатся данные о начале опускания и их амплитудах для точек глубоководного бурения, расположенных в акватории Тихого океана и его окраинных морей.

Судя по данным колонок 4—8, максимальное число точек испытало погружение с амплитудами от 1000 до 2000 м (24,6 %). Опускания с большим конечным размахом проявились в заметно меньшем числе точек. Если суммировать доли точек, погружившихся более чем на 2000 и 3000 м, получим 35,3 % для первых и 22,6 % — для вторых. Доля стабильных точек (т. е. точек, в которых все вскрытые осадки накапливались на глубинах, близких к современным) для Тихого океана и его окраинных морей при этой системе подсчета равна 34,2 %.

Во внутренней зоне Тихого океана (см. табл. 16) сохраняются соотношения, отмеченные для всей его акватории, но эти соотношения становятся здесь более резко выраженными. Как и для всего Тихого океана, максимальное число точек испытало опускания с амплитудами между 1000 и 2000 м (28,4 %), доля точек, размах погружения которых превышает 2000 м, понизилась с 35,3 до 30,9 %, а доля точек океанического ложа, опустившихся более чем на 3000 м, умень-

Таблица 15

Движения ложа Тихого океана и его окраинных морей в точках глубоководного бурения, время их проявления, знак и амплитуда

Время проявления движений океанического ложа	Поднятия	Стабильные точки (глубины близки к современным как минимум с указанного времени)	Опускания, м					Общее число точек
			<1000	1000—2000	2000—3000	3000—4000	>4000	
Плейстоцен	1	19	2	10	2	3	—	37
Плиоцен	1	8	1	6	5	3	—	24
Миоцен	—	21	7	22	5	8	3	66
Олигоцен	—	7	1	4	4	4	3	23
Эоцен	—	19	—	10	1	4	10	44
Палеоцен	—	2	—	2	2	—	2	8
Поздний мел	—	6	—	2	10	5	—	23
Ранний мел	—	1	—	—	—	2	2	5
Суммарно по океану	2	86	13	62	32	29	28	252
То же, в %	0,7	34,2	5,2	24,6	12,7	11,5	11,1	
В % от общего числа точек со следами опускания	—	—	7,9	37,5	19,5	17,7	17,1	164

шилась с 22,6 до 18 %. Доля стабильных точек в акватории внутренней части Тихого океана близка к установленной для всей площади океана (35,6 %).

Сопоставляя данные табл. 15 и 16, обнаруживаем, что основная масса точек в границах Тихого океана и его окраинных морей испытала нисходящие движения с амплитудами, меньшими 3000 м (42,5 %). Во внутренней части океана число таких точек несколько увеличивается (45,4 %). Доля точек, испытавших опускания, размах которых превышает 3000 м, сокращается от 22,6 % (Тихий океан и его окраинные моря) до 18 % (внутренняя зона океана).

Указанные соотношения подтверждают сделанные ранее выводы, что в послесреднеюрское время впадина Тихого океана формировалась преимущественно благодаря дальнейшему углублению уже существовавших до этого глубоководных котловин, а не в результате их латерального разрастания, и что особенно отчетливо эта тенденция развития проявилась во внутренней зоне океана. Таким образом, мы приходим иным путем к заключению о значительной древности глубоководных котловин собственно Тихого океана.

В табл. 17 (колонки 3—8) приведены величины, характеризующие движения дна Атлантического океана за последние 160 млн. лет. Они показывают, что в отличие от акватории Тихого океана, где преимущественное развитие получили опускания с амплитудами

Движения ложа Тихого океана (без окраинных морей) в точках глубоководного бурения, время их проявления, знак и амплитуда

Время проявления движений океанического ложа	Поднятия	Стабильные точки (глубины близки к современным как минимум с указанного времени)	Опускания, м					Общее число точек
			<1000	1000—2000	2000—3000	3000—4000	>4000	
Плейстоцен	1	16	2	10	—	2	—	31
Плиоцен	1	6	—	6	5	3	—	21
Миоцен	—	13	4	18	5	4	—	44
Олигоцен	—	7	—	4	—	1	2	14
Эоцен	—	15	—	10	—	2	6	33
Палеоцен	—	2	—	—	1	1	—	4
Поздний мел	—	6	—	—	9	5	—	20
Ранний мел	—	3	2	6	3	—	8	22
Юра	—	1	—	—	—	2	2	5
Суммарно по океану	2	69	8	55	25	17	18	194
То же, в %	1,0	35,6	4,1	28,4	12,9	8,7	9,3	
В % от общего числа точек со следами опускания	—	—	6,5	44,7	20,4	13,8	14,6	123

1000—2000 м, в Атлантике преобладали нисходящие движения с размахом от 2000 до 3000 м (24,5 % точек, испытавших погружение). Кроме того, в Атлантическом океане заметно возрастает суммарная доля точек, в которых опускание дна превысило 2000 м (54,1 % против 35,3 % в Тихом) и доля точек, погрузившихся более чем на 3000 м (29,6 % по сравнению с 22,6 % в акватории Тихого океана). В то же время в Атлантике снижается относительное значение точек, в которых ложе океана опустилось менее чем на 2000 м, и стабильных. Доля первых (в %) в Атлантическом океане равна: 16,3, а в Тихом 29,8, вторых, соответственно, 28,1 и 34,2.

Все это свидетельствует о том, что начиная с поздней юры впадина Атлантического океана формировалась не столько за счет сравнительно малоамплитудных опусканий ложа допозднеюрских котловин, сколько благодаря крупноамплитудным некомпенсированным обрушениям земной коры в пределах акватории, занятой ранее эпиконтинентальными бассейнами или сушей. Этот вывод совпадает с полученным ранее из анализа величин, содержащихся в табл. 13.

Данные по Индийскому океану (см. табл. 18, колонки 2—8) показывают, что при образовании его впадины тенденция, наметившаяся в Атлантике, оказалась выраженной еще более ясно.

В послесреднеюрском Индийском океане наибольшей становится доля точек ложа, испытавших погружения с амплитудой, превышающей 4000 м (28,8 % против 17,8 % в Атлантическом и 11,1 % в Ти-

Движения ложа Атлантического океана и его окраинных морей в точках
 глубоководного бурения, время их проявления, знак и амплитуда *

Время проявления движений океаничес- кого ложа	Поднятия	Стабильные точки (глубины близки к сов- ременным как минимум с указанного времени)	Опускания, м					Общее число точек
			<1000	1000— —2000	2000— —3000	3000— —4000	>4000	
Плейстоцен	—	7	—	3	—	—	3	13
Плиоцен	—	2	—	1	1	1	1	6
Миоцен	2	14	2	—	6	—	1	25
Олигоцен	—	1	2	—	1	—	2	6
Эоцен	—	6	3	4	5	2	4	24
Палеоцен	—	3	1	—	—	2	2	8
Поздний мел	—	2	—	2	10	4	2	20
Ранний мел	—	3	—	3	8	4	6	24
Юра	—	—	—	1	2	3	3	9
Суммарно по океану	2	38	8	14	33	16	24	135
То же, в %	1,5	28,1	5,9	10,4	24,5	11,8	17,8	
В % от обще- го числа точек со следами опускания	—	—	8,5	14,7	34,7	16,8	25,3	95

* Без скважин, пробуренных во время 71 и 72-го рейсов.

хом). На втором месте в Индийском океане находятся точки, опустившиеся на 2000—3000 м (26,9 %, тогда как в Атлантике доля этих точек равна 24,5 %, а в Тихом океане 12,7 %).

Доля точек, в которых опускания дна превысили 3000 м, равна (в %) в Индийском океане 37,8 %, против 29,6 % в Атлантике и 22,6 % в Тихом океане. Доля точек, амплитуды нисходящих движений в которых больше 2000 м, в Индийском океане составляет 64,7 %. В Атлантике соответствующий показатель равен 54,1, а в Тихом 35,3 %. Наконец, в Индийском океане отмечается дальнейшее снижение доли точек, в которых океаническое дно опустилось менее чем на 2000 м (13,8 % по сравнению с 16,3 и 29,8 % в Атлантическом и Тихом океанах). Сокращается в акватории Индийского океана и доля стабильных точек (21,5; 28,1 и 34,2 % соответственно для трех рассматриваемых океанических впадин).

Все эти соотношения указывают на то, что впадина Индийского океана в еще большей мере, чем впадина Атлантики, разрасталась в послесреднеюрское время за счет некомпенсированных крупноамплитудных обрушений земной коры в пределах древних мелководных эпиконтинентальных бассейнов или древней суши. Роль относительно небольших по своему размаху нисходящих движений в границах уже существовавших глубоководных котловин после доггера была в

Движения ложа Индийского океана и его окраинных морей в точках
глубоководного бурения, время их проявления, знак и амплитуда

Время проявления движений океанического ложа	Поднятия	Стабильные точки (глубины близки к современным, как минимум с указанного времени)	Опускания, м					Общее число точек
			<1000	1000—2000	2000—3000	3000—4000	>4000	
Плейстоцен	—	1	—	—	1	—	—	2
Плиоцен	—	2	—	—	—	—	—	2
Миоцен	—	5	—	1	2	—	1	9
Олигоцен	—	3	1	—	—	—	1	5
Эоцен	—	—	1	3	3	2	3	12
Палеоцен	—	1	—	—	2	1	4	8
Поздний мел	—	—	—	2	1	1	4	8
Ранний мел	—	—	—	—	6	1	2	9
Юра	—	—	—	—	—	—	1	1
Суммарно по океану	0	12	2	6	15	5	16	56
То же, в %	—	21,5	3,6	10,2	26,9	9,0	28,8	
В % от общего числа точек со следами опускания	—	—	4,5	13,8	34,0	11,4	36,3	44

этом океане меньшей, чем в Атлантике, не говоря уже о Тихом океане. Кроме того, эти соотношения подтверждают высказанное ранее предположение о том, что наиболее древним из трех рассматриваемых океанов является Тихий (Атлантический моложе его, но древнее Индийского).

7. Необходимо особо подчеркнуть, что все заключения этого раздела работы (об относительном возрасте трех океанических впадин, о роли процессов латерального разрастания и прогрессирующего углубления в образовании современной структуры океанического ложа, об изменениях преобладающих тенденций развития впадин Тихого, Атлантического и Индийского океанов и времени проявления этих изменений) в настоящее время могут быть отнесены только к крайним зонам океанических акваторий и только к послесреднеюрскому времени.

Под крайними зонами океанов в данном случае понимаются акватории, лежащие между флангами срединно-океанических хребтов и поднятий и материками. Такое ограничение обусловлено тем, что до настоящего времени нам не известны ни тектонический режим, предшествовавший режиму океанических рифтовых хребтов, ни характер тектонических событий, которые привели к возникновению их глобальной системы, ни последовательность развития этой системы, ни (исключение — Срединный хребет окраинных морей Северной Атлантики) время заложения отдельных ее звеньев.

Закономерности развития океанических впадин в течение последних 160 млн. лет, установленные вне пределов акватории, занятой сегодня Мировой системой рифтовых хребтов, на последнюю распространены быть не могут.

8. Учитывая это ограничение, отметим одно важное различие процессов формирования впадин океанов атлантического типа, с одной стороны, и впадины Тихого океана, с другой — различие, которое отчетливо проявлялось в послесреднеюрское время.

Анализ данных глубоководного бурения в океанах атлантического типа [18] показал, что в их пределах устанавливается закономерное пространственное размещение мелководных осадков различного возраста: относительно древние отложения распространены на площадях значительно больших, чем относительно молодые. Характерно; что чем моложе мелководные накопления, тем ближе к материкам расположены их ареалы.

Такое размещение в пространстве мелководных отложений противоположно предполагаемому сторонниками концепции новой глобальной тектоники. Оно позволило говорить о «центробежном» разрастании впадин Атлантического и Индийского океанов в течение последних 160 млн. лет. Уже в предшествующей работе [18] было отмечено, что эта «центробежность» не должна трактоваться буквально. Отчетливо выраженная зональность размещения мелководных осадков различного возраста устанавливается только в пределах акваторий, лежащих между краевыми зонами срединных хребтов и материками. Только в них при движении от флангов рифтовых хребтов к континентам обнаруживается последовательное омоложение мелководных наносов.

В отличие от океанов атлантического типа, в Тихом океане не устанавливается какой-либо закономерной пространственной группировки разрезов, содержащих мелководные отложения различных возрастных групп. В их размещении в равной мере не отмечаются ни зональность, какую можно было бы ожидать в случае реализации модели спрединга, ни зональность, исключаяющая эту модель.

Судя по размещению наиболее древних из обнаруженных (юрских и меловых) глубоководных фаций, во внутренней зоне Тихого океана в меловом периоде абиссальные зоны, по-видимому, существовали уже достаточно долго в пределах современных Северо-Западной, Северо-Восточной, Центральной котловин и котловины Науру.

Таким образом, формирование впадины Тихого океана в послесреднеюрское время происходило не в результате ее последовательного разрастания от флангов рифтовых хребтов к периферии, а развивалось мозаично, в первоначально изолированных друг от друга котловинах, либо возникших в домальмское время, либо заложившихся после догерра. В дальнейшем, после опускания мелководных участков, или древней суши, разделявших эти изолированные котловины, постепенно возникла современная единая акватория внутренней части океана. Это объединение не сопровождалось, однако, деформацией древнего тектонического плана. Как древние котловины, так и разделявшие их мелководья сохранились, первые — сильно разросшимися, вторые — столь же сильно сократившимися по пло-

щади, в современной морфоструктуре океанического ложа в виде глубоководных бассейнов, подводных возвышенностей, гор, хребтов и островных гряд.

Хочется еще раз отметить, что «центробежность» развития глубоководных зон океанов атлантического типа не следует понимать упрощенно и прямолинейно. Необходимо помнить, что это не единственная возможная форма и последовательность развития этих котловин и впадин океанов в целом, а только главенствующая тенденция. Если рассматривать Атлантический и Индийский океаны [18], можно обнаружить, что кроме того в развитии их впадин проявляется, правда, в очень ослабленном виде, также мозаичная форма. На это указывают, например, изолированные позднеюрские—раннемеловые глубоководные зоны, располагавшиеся вблизи современного плато Блейк в Атлантике и на северо-востоке нынешней Северо-Австралийской котловины в Индийском океане.

9. Анализ разрезов, которые были вскрыты при глубоководном бурении, проведенный в этой главе, показал, что океаны атлантического типа значительно моложе Тихого. Отмечалось, что в течение последних 160 млн. лет произошло особенно резкое разрастание впадин Атлантического и Индийского океанов. Однако следует учитывать, что возраст этих океанов не может быть определен как послесреднеюрский. Ряд признаков, в частности, указанные в п. 8 этого раздела, свидетельствуют, что заложение океанов атлантического типа произошло задолго до мальма.

Начальный этап развития этих океанов сейчас нельзя реконструировать даже в первом приближении. Можно только предположительно отнести начало их формирования ко времени от позднего палеозоя до первых эпох мезозоя.

Для Тихого океана имеются косвенные данные, которые указывают на две крупные стадии его развития. Первая из них с известной долей условности была отнесена к позднему палеозою — юрскому периоду, вторая — к послеюрскому времени. При этом нет оснований рассматривать первую из указанных стадий начальной. Скорее всего ей могла предшествовать еще более ранняя стадия, причем не исключено, что и она не была для этого океана инициальной.

ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА МИРОВОГО ОКЕАНА В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 160 МЛН. ЛЕТ

Фактический материал, изложенный в предыдущих главах, свидетельствует о крупных опусканиях, развивавшихся в течение последних 160 млн. лет в пределах современных океанических акваторий.

Судя по таблицам 12, 13 и 14, доля разрезов с признаками позднемезозойских и кайнозойских погружений составляет в Индийском океане от 25 до 100 % от общего их числа. В среднем для времени от поздней юры до плейстоцена включительно она равна в этом океане 74,6 %.

В Атлантическом океане доля аналогичных разрезов изменяется от 36 до 100 % от общего числа их. В среднем для океана доля разрезов с мелководными или относительно мелководными осадками, позднее перемещенными на большие глубины, достигает 71,3 %.

Для внутренней зоны Тихого океана тот же показатель колеблется от 50 до 86,4 %. В среднем для этой зоны он равен 64,4 %.

Таким образом, для океанов атлантического типа средняя доля разрезов со следами опусканий, происходивших в позднем мезозое и кайнозое, выражается близкими величинами (71—74 %). Это положение, по-видимому, указывает на то, что в течение послесреднеюрского времени нисходящие движения в пределах их акваторий имели примерно равную интенсивность. В акватории внутренней части Тихого океана послесреднеюрские опускания проявились несколько слабее.

Погружения океанического ложа устанавливаются по комплексу признаков: присутствию в отложениях мелководных или батинальных ассоциаций фауны и флоры, специфическим текстурам и структурам осадочных пород, их минеральному и гранулярному составу, текстурам магматических пород и т. д. В некоторой степени для этих реконструкций могут быть использованы и палеогеографические данные.

Эта аргументация может быть дополнена данными Р. Мензиса и Д. Имбри [41], свидетельствующими об относительной молодости глубоководной донной фауны и древности донной фауны литоральной, неритовой и батинальной зон.

В табл. 19, заимствованной из статьи Р. Мензиса и Д. Имбри, приведены данные о распределении по различным диапазонам глубины ряда родов и семейств губок, мшанок, кишечноротовых (*Scleractinia*) и бентосных брахиопод, существующих с палеозойского и мезозойского времени до наших дней. Эти данные показывают, что среди форм, обитающих на глубинах, больших 2000 м, отсутствуют представители палеозойских родов, мезозойские появляются в ограниченном количестве, а кайнозойские занимают господствующее положение. Расширение родового состава фауны, обитающей в пределах нижней батинали и абиссали, происходило одновременно с со-

Распределение некоторых представителей фауны по различным диапазонам глубин в палеозое, мезозое и кайнозое по Р. Мензису и Д. Имбри [41]

Фауна	Распределение по глубине обитания фанерозойской фауны различного возраста															
	0			10—200 м			200—2000 м			2000—3000 м			>3000 м			
	PZ	MZ	KZ	PZ	MZ	KZ	PZ	MZ	KZ	PZ	MZ	KZ	PZ	MZ	KZ	
Роды	Губки	0	0	0	0	67	33	0	63	37	0	40	60	0	40	60
	Мшанки	0	28	72	4	21	75	4	31	65	0	20	80	0	0	100
	Кишечнополостные (Scleractinia)	0	36	64	0	29	71	0	32	68	0	25	75	0	0	100
	Брахиоподы	12	25	63	3	23	74	0	21	79	0	10	90	0	17	83
	Сумма	12	89	199	7	140	253	4	147	249	0	95	305	0	57	343
Осредненный %	4	30	66	2	35	63	1	37	62	0	24	76	0	14	83	
Семейства	Губки	0	0	0	0	100	0	0	80	20	0	60	40	0	60	40
	Мшанки	3	66	31	8	72	20	10	70	20	0	67	33	0	55	44
	Кишечнополостные (Scleractinia)	0	100	0	0	100	0	0	100	0	0	100	0	0	100	0
	Сумма	3	166	31	8	272	20	10	250	40	0	227	73	0	216	84
	Осредненный %	2	83	15	3	90	7	3	83	13	0	76	24	0	72	28

крашением числа семейств, к которым относится глубоководная фауна, что, по-видимому, свидетельствует о ее прогрессирующей специализации.

Обсуждая проблему возраста глубоководной фауны, Р. Мензис и Д. Имбри указали на архаичность пресноводной и мелководной морской фауны, а также той, которая связана с верхней и средней батталью. Такая архаичность в то же время не свойственна глубоководной фауне. Они отметили также, что организмы, существующие длительное время, с палеозоя до наших дней, являются эврибаттальными, тогда как организмы, встречающиеся только в палеозойских осадках, как правило, представлены стенобаттальными, в подавляющей части мелководными формами.

По Р. Мензису и Д. Имбри, абиссальная зона характеризуется обедненным родовым составом фауны, в то время как фауна, обитающая в литоральной и неритовой зонах, по родовому составу более разнообразна. Кроме того, возраст родов морской фауны закономерно уменьшается по мере увеличения глубины ее обитания, и, например, во всех изученных родах губок, мшанок, кишечнополостных и донных брахиопод абиссальные сообщества образованы преимуще-

ственно кайнозойскими формами, а в сообществах верхней и средней батиали роль кайнозойских компонентов незначительна. Наконец, Р. Мензис и Д. Имбри отметили общую тенденцию к сохранению относительно арханчных форм в пределах шельфа и континентального склона. При переходе к уровню нижней батиали они исчезают.

Подводя итог этим наблюдениям, Р. Мензис и Д. Имбри указали на то, что, судя по представителям четырех изученных типов донных организмов, развитие абиссальной фауны в палеозое, мезозое и кайнозое шло в направлении постепенного расширения ее родового состава. В абиссальной фауне отсутствуют палеозойские формы, доля мезозойских равна 14 %, а 86 % представлены кайнозойскими формами. В отличие от этого для промежуточных глубин (200—2000 м) характерно присутствие палеозойских (1 %), мезозойских (37 %) и кайнозойских (62 %) родов.

Эти данные подтверждают вывод о молодости современных океанических абиссальных зон, формирование которых, как отмечалось, началось наиболее рано, в палеозое, в пределах Тихого океана и позднее, но не позже раннего мезозоя, в Атлантическом и Индийском океанах. Эти данные, кроме того, согласуются с выводом, что поздний мезозой и кайнозой были временем интенсивного расширения глубоководной акватории Мирового океана.

В то же время материалы Р. Мензиса и Д. Имбри практически несогласуются с мобилистскими построениями, в соответствии с которыми абиссальные зоны океанов имеют древний возраст, а тектоническая эволюция океанов сводится к перераспределению абиссальных глубин, происходящему либо в результате горизонтальных перемещений материков, либо вследствие опускания движущихся литосферных плит.

Как уже было показано [18], идея постепенного охлаждения и уплотнения литосферных плит по мере их отодвигания от оси спрединга, используемая новой глобальной тектоникой для объяснения вертикальных движений океанического ложа, представляется надуманной. Плавные теоретические кривые, якобы описывающие эти движения, резко отличаются от реальных кривых, характеризующих вертикальные перемещения конкретных точек океанического дна в течение последних 140—160 млн. лет.

Глубоководное бурение показало широкое развитие мелководных отложений в пределах ряда современных абиссальных зон. Этот факт имеет принципиальное значение. Поскольку истолкование его с позиций новой глобальной тектоники нельзя признать удовлетворительным, он влечет за собой признание реальности значительного увеличения объема Мирового океана за последние 160 млн. лет.

К оценке приращения объемов Тихого, Атлантического и Индийского океанов можно подойти тремя путями. Во-первых, искомые величины могут быть получены из осредненных данных таблиц 15—18, во-вторых, из неосредненных данных тех же таблиц, и, в-третьих, из подсчетов распределения точек глубоководного бурения по различным ступеням глубин.

Первый способ расчета основан на данных таблиц 15, 17 и 18. В соответствии с ними для внутренней зоны Тихого океана доля

точек океанического ложа, испытавших в послесреднеюрское время необратимые поднятия, ничтожна и составляет 1 %, доля стабильных точек равна 35,6 % и точек с признаками опусканий разной амплитуды 63,4 %. В Атлантике доля точек, которые претерпели поднятия, также крайне мала — 1,5 %, стабильных — 28,1 %, со следами погружений — 70,4 %. Наконец, в Индийском океане не установлены участки ложа, испытавшие необратимое воздымание, доля стабильных точек снижается до 21,5 %, а с признаками нисходящих движений — соответственно возрастает до 78,5 %.

Следует подчеркнуть, что при составлении таблиц 15, 17 и 18 все точки глубоководного бурения, в которых характер вертикальных движений океанического ложа не поддавался расшифровке, и точки, в которых опускания дна имели неясную амплитуду, относились к числу стабильных. Это было сделано для того, чтобы избежать завышенных величин в группе точек, для которых фиксируются опускания. При последующих расчетах, сведенных в табл. 21, точки, по разрезам которых устанавливаются необратимые поднятия, условно относились к числу стабильных. Это было сделано ввиду крайне ограниченного числа таких точек, для упрощения подсчетов, тем более что целью последних было не установление точных величин, а только определение их порядка. Точки со следами погружений при этом способе расчета разделены на две группы. В первую входят разрезы, по которым фиксируются погружения с амплитудами до 3000 м, во вторую — с амплитудами, большими 3000 м. Средний размах нисходящих движений точек океанического ложа первой группы принят равным 1500 м, второй 4000 м. Учитывая данные таблиц 15, 17 и 18, эти средние амплитуды являются скорее заниженными, чем завышенными.

В основу определения величин приращения объема Мирового океана положено предположение о примерной пропорциональности числа стабильных точек и тех из них, которые испытали за последние 160 млн. лет опускания различной амплитуды, площадям океанического ложа, остававшегося в течение послесреднеюрского времени примерно на одном и том же уровне, или погружившегося за то же время на разную глубину. В расчетах использованы величины площадей, средних глубин и объемов океанических впадин, заимствованные из «Океанографической энциклопедии» [14]. Они приведены в табл. 20. Для упрощения подсчетов (см. табл. 21) средняя глубина трех рассматриваемых океанов принята равной 4000 м.

Данные табл. 21 показывают, что определенное этим способом приращение объема впадины Атлантического океана, произошедшее за последние 160 млн. лет, равно 147 млн. км³. Объем впадины Индийского океана возрос за то же время на 152 млн. км³, а впадины Тихого океана — на 231 млн. км³. Суммарное увеличение объема Мирового океана за послесреднеюрское время определяется отсюда в 530 млн. км³, а объем допозднеюрского океана равным 790 млн. км³.

Во второй половине табл. 21 из расчета исключены площади акваторий южных частей Тихого и Индийского океанов, до сих пор практически не затронутых глубоководным бурением. Площади не-

Площади, средние глубины и объемы океанических впадин

Океаны	Площадь, 10 ⁶ км ²	Средняя глубина, м	Объем, 10 ⁶ км ³
Без окраинных морей			
Атлантический	82,0	3926	324,0
Индийский	73,0	3963	291,0
Тихий	165,0	4282	708,0
С окраинными морями			
Атлантический	91,0	3332	354,0
Индийский	73,0	3897	291,0
Тихий	179,0	4028	723,0

исследованных акваторий приняты равными половинам площадей этих океанов. В результате мы получаем величины послесреднеюрского приращения объемов впадин Индийского и Тихого океанов, соответственно, 78 и 116 млн. км³, а объем доверхнеюрского океана, при условии существования в акватории современного Южного океана глубоководной зоны, равным 1060 млн. км³.

Эти расчеты можно проконтролировать, используя данные тех же таблиц 15, 17 и 18, но взятые не по двум группам усредненных амплитуд нисходящих движений, а по более дробному их шагу, соответствующему тому, который указан в таблицах. Приращение объема в этом случае рассчитывается в отдельности для каждого шага амплитуд, для которых приняты их средние значения (например, для опусканий с размахом от 1000 до 2000 м взята средняя амплитуда, равная 1500 м, и т. д.). Для каждой такой амплитуды определены площади, пропорциональные долям точек в них, а отсюда подсчитаны приращения объемов.

Эти расчеты дали результаты, обобщенные в табл. 22. В соответствии с ними приращение объема впадины Атлантического океана за послесреднеюрское время определяется 144 млн. км³, т. е. величиной идентичной полученной в первом варианте подсчетов. Для Индийского и Тихого океанов значения приращения объемов их впадин оказываются большими приведенных в табл. 21 (179 и 256 млн. км³, соответственно). Отсюда суммарный прирост объема впадин трех рассматриваемых океанов получается равным 580 млн. км³, что на 50 млн. км³ превышает итоговую величину для первого варианта подсчетов. Объем допозднеюрского океана оказывается равным 740 млн. км³.

Отметим, что несмотря на некоторые расхождения конечных величин (вполне объяснимые меньшей генерализованностью исходных данных, использованных при втором способе расчета), в целом эти два способа дают (учитывая точность подсчетов) практически неотличимые результаты.

В целом оба метода расчетов характеризуются тем, что в основу их положены усредненные данные. Величины приращения объемов

Изменение объема Мирового океана за послесреднеюрское время

Океаны	Зона								Суммарное приращение объемов океанических впадин, 10^6 км^3	Объемы допозднеюрских океанов, 10^6 км^3	
	стабильная			испытывавшая опускание							
	Доля стабильных точек, % (включая точки со следами поднятия)	Площадь поверхности водного зеркала, 10^6 км^2 (пропорционально доле стабильных точек)	Объем стабильной зоны, 10^6 км^3	амплитуда							
				<3000 м			>3000 м				
Доля точек, %				Площадь поверхности водного зеркала, 10^6 км^2 (пропорционально доле точек)	Приращение объема в результате опусканий со средней амплитудой 1500 м, 10^6 км^3	Доля точек	Площадь поверхности водного зеркала, 10^6 км^2 (пропорционально доле точек)	Приращение объема в результате опусканий со средней амплитудой 4000 м, 10^6 км^3			
<i>Для всей площади океанов</i>											
Атлантический	29,6	24,7	99,0	40,8	33,4	50,0	29,6	24,3	97,0	147,0	177,0
Индийский	21,5	15,7	63,0	40,7	29,7	44,6	35,8	26,9	107,0	152,0	139,0
Тихий	36,6	60,0	259,0	45,4	75,0	112,0	18,0	30,0	119,0	231,0	477,0
	Итого	100,0	421,0		138,0	206,0		81,0	313,0	530,0	793,0
<i>С вычетом неисследованных или слабо исследованных площадей Индийского и Тихого океанов</i>											
Атлантический	29,6	12,3	48,0	40,8	16,7	25,0	29,6	12,1	48,5	73,0	251,0
Индийский	21,5	10,2	41,0	40,7	16,6	24,5	35,8	13,5	53,5	78,0	213,0
Тихий	36,6	30,0	130,0	45,4	37,0	56,0	18,1	15,0	60,0	116,0	592,0
	Итого	52,5	220,0		70,3	105,5		40,6	162,0	267,0	1056,0

Изменение объема Мирового океана за послесреднеюрское время

Океаны	Исходные и конечные данные	Опускания со средними амплитудами, м					Стабильная зона	Суммарное приращение объемов океанических впадин
		500	1500	2500	3500	4500		
Атлантический	Доля точек (в % от общего числа, см. табл. 17)	5,9	10,4	24,5	11,8	17,8	29,6	144,25
	Площадь поверхности водного зеркала, пропорциональная доле точек (10^6 км^2)	4,83	8,52	20,09	9,67	10,0	24,27	
	Приращение объема (10^6 км^3)	2,41	12,78	50,22	33,84	45,0	—	
Индийский	Доля точек (в % от общего числа, см. табл. 18)	3,6	10,2	26,9	9,0	28,8	21,5	179,16
	Площадь поверхности водного зеркала, пропорциональная доле точек (10^6 км^2)	2,63	7,45	19,64	6,57	21,02	15,89	
	Приращение объема (10^6 км^3)	1,31	11,17	49,1	22,99	94,59	—	
Тихий	Доля точек (в % от общего числа, см. табл. 15)	52	24,6	12,7	11,5	11,1	34,9	253,83 $\Sigma 580,$
	Площадь поверхности водного зеркала, пропорциональная доле точек (10^6 км^2)	8,58	40,59	20,95	18,97	16,20	57,75	
	Приращение объема (10^6 км^3)	4,29	60,88	52,37	66,39	72,9	—	

океанических впадин получены в них исходя из предположения о пропорциональности доли точек океанического ложа, испытавших опускание, его площади, а последняя исчислялась от всей площади водного зеркала трех рассматриваемых океанов. При такой системе подсчетов совершенно не учитывалось положение конкретных глубоководных скважин в региональной структуре дна океанов. Морфоструктура океанического ложа не принималась во внимание, и впадины океанов оказывались некими абстрактными гомогенными прогибами.

К учету структуры дна океанов при подсчете изменения объемов их впадин можно в какой-то степени приблизиться, разнеся имеющиеся точки глубоководного бурения по ступеням глубин, взяв за основу сведения о площадях четырех ступеней ($< 2000 \text{ м}$, $2000-3000 \text{ м}$, $3000-4000 \text{ м}$, $> 4000 \text{ м}$), заимствованные из «Океанографической энциклопедии» [14] и приведенные в табл. 23. Получив эти данные, рассчитаем (используя посылку о пропорциональности долей точек со следами опусканий площадям ложа, испытавшего эти

Площадь водного зеркала в границах различных ступеней глубин

Океаны	Ступень глубин, м			
	0—2000 (I)	2000—3000 (II)	3000—4000 (III)	> 4000 (IV)
	Площадь, млн. км ²			
Атлантический	16,95	8,54	18,21	47,93
Индийский	10,37	7,42	19,89	39,23
Тихий	23,00	12,69	37,28	106,52

нисходящие движения) площади дна в пределах каждой ступени, погрузившегося на 1500 и 4500 м. Эти амплитуды усреднены для двух групп разрезов. В первой из них установлены опускания с размахом меньшим 3000 м, а во второй — большим 3000 м. Отсюда легко определить приращение объемов в границах каждой ступени, возникшее за счет опусканий с указанными средними амплитудами, а также суммарное приращение объема, обусловленное нисходящими движениями различной амплитуды, и приращение объемов океанических впадин в целом.

В таблицах 24—26 обобщены данные о размещении точек глубоководного бурения по четырем перечисленным ранее ступеням глубин отдельно для Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Базируясь на итоговых величинах этих таблиц, рассчитываем приращение объемов по ступеням глубин и суммарное приращение объемов впадин трех рассматриваемых океанов. Полученные таким путем величины приведены в табл. 27. Из данных таблицы следует, что за послесреднеюрское время объем впадины Атлантического океана увеличился на 75 млн. км³, Индийского — на 70 млн. км³ и Тихого — на 114 млн. км³. Суммарный прирост объема впадины Мирового океана определяется отсюда 259 млн. км³, а объем впадины доверхнеюрских океанов 1066 млн. км³.

Таким образом, третий способ расчета дал величины приращения вдвое уступающие полученным первым и более чем вдвое — вторым. Суммарный прирост объема впадин Мирового океана, определенный первым и вторым способами, значительно превышает соответствующую оценку Р. Ревелла [36, Revelle, 1955], равную 400 млн. км³. Величина приращения, которая оказалась итоговой при третьем методе подсчета, заметно уступает величине, полученной Р. Ревеллом.

Из трех вариантов расчетов наиболее приемлемым представляется третий, поскольку в нем в какой-то степени учтена современная морфоструктура океанического ложа, распределение точек глубоководного бурения по отдельным ее элементам. Можно, по-видимому, достаточно уверенно утверждать, что за послесреднеюрское время объем впадин Мирового океана увеличился как минимум на 260 млн. км³.

Распределение точек глубоководного бурения в пределах Атлантического океана по ступеням глубин и характер движения в этих точках

Возраст древнейших отложений	Точки по степени глубин												Общее число точек
	(I) <2000 м			(II) 2000—3000 м			(III) <3000—4000 м			(IV) >4000 м			
	Точки												
	стабильные*	испытавшие опускания со средней амплитудой, м		стабильные	испытавшие опускания со средней амплитудой, м		стабильные	испытавшие опускания со средней амплитудой, м		стабильные	испытавшие опускания со средней амплитудой, м		
1500		4500	1500		4500	1500		4500	1500		4500		
Голоцен и плейстоцен	2	1	—	3	2	—	—	—	—	3	—	3	14
Плиоцен	—	4	—	1	—	—	1	—	—	2	—	—	8
Миоцен	2	1	—	1	1	—	7	2	2	7	—	3	26
Оligоцен	—	2	—	—	2	—	—	—	—	2	—	1	7
Эоцен	3	7	—	—	3	—	1	—	2	2	2	5	25
Палеоцен	—	2	—	—	2	—	—	—	—	2	—	2	8
Поздний мел	—	1	—	—	5	—	—	—	—	2	4	9	21
Ранний мел	—	1	—	—	7	—	1	—	4	2	1	9	25
Юра	—	1	—	—	2	—	—	—	—	—	1	5	9
Всего точек	7	20	—	5	24	—	10	2	8	22	8	37	143
% от общего их числа	4,9	14,0	—	3,5	16,8	—	7,0	1,4	5,6	15,4	5,6	25,8	

* Включены точки, вблизи которых океаническое ложе испытало слабое поднятие.

Распределение точек глубоководного бурения в пределах Индийского океана по ступеням глубин и характер движений в этих точках

Возраст древнейших отложений	Точки по ступеням глубин												Общее число точек
	(I) <2000 м			(II) 2000—3000 м			(III) 3000—4000 м			(IV) >4000 м			
	Точки												
	стабильные	испытывшие опускания со средней амплитудой, м		стабильные	испытывшие опускания со средней амплитудой, м		стабильные	испытывшие опускания со средней амплитудой, м		стабильные	испытывшие опускания со средней амплитудой, м		
1500		4500	1500		4500	1500		4500	1500		4500		
Голоцен и плейстоцен	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Плиоцен	1	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	3
Миоцен	1	—	—	—	1	—	2	2	—	2	—	1	9
Олигоцен	—	1	—	1	—	—	—	1	—	2	—	—	5
Эоцен	—	1	—	—	3	—	—	—	—	—	3	5	12
Палеоцен	—	4	—	—	—	—	—	—	1	1	—	2	8
Поздний мел	—	—	—	—	2	—	—	1	—	—	—	5	8
Ранний мел	—	1	—	—	2	—	—	1	—	—	—	5	9
Юра	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1
Всего точек	2	8	—	1	8	—	4	5	1	5	3	19	56
% от общего их числа	3,6	14,3	—	1,8	14,3	—	7,1	8,9	1,8	8,9	5,3	33,9	

Распределение точек глубоководного бурения в пределах Тихого океана по ступеням глубин и характер движений в этих точках

Возраст древнейших отложений	Точки по ступеням глубин											Общее число точек	
	(I) <2000 м			(II) 2000—3000 м			(III) 3000—4000 м			(IV) >4000 м			
	Точки												
	стабильные*	испытывавшие опускания со средней амплитудой, м		стабильные	испытывавшие опускания со средней амплитудой, м		стабильные	испытывавшие опускания со средней амплитудой, м		стабильные	испытывавшие опускания со средней амплитудой, м		
1500		4500	1500		4500	1500		4500	1500		4500		
Голоцен, плейстоцен	2	5	—	5	6	—	6	4	1	7	1	—	37
Плиоцен	2	1	—	—	7	—	4	2	3	3	2	—	24
Миоцен	1	12	—	4	2	—	4	13	3	12	7	8	66
Олигоцен	—	1	—	1	—	—	3	1	4	3	3	7	23
Эоцен	2	7	—	—	2	—	1	—	1	16	4	11	44
Палеоцен	—	3	—	—	—	—	—	—	—	2	1	2	8
Поздний мел	—	3	—	1	3	—	2	2	—	3	4	5	23
Ранний мел	—	—	—	—	3	—	—	1	3	3	7	5	22
Юра	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	2	5
Всего точек	7	32	—	11	24	—	20	23	17	50	29	40	252
% от общего их числа	2,8	12,7	—	4,4	9,5	—	7,9	9,1	6,7	19,7	11,4	15,8	

* Включены точки, вблизи которых океаническое ложе испытало слабое поднятие.

Приращение объема океанов за послесреднеюрское время, для ступеней глубин

Океаны	Ступень глубин	Площадь ступеней, 10^6 км^2	Доля точек ложа с относительно слабым опусканием, % от общего числа	Площадь поверхности водного зеркала, пропорциональная доле точек, опустившихся не более чем на 3000 м, 10^6 км^2	Приращение объема за счет этих опусканий, 10^6 км^3	Доля точек ложа с относительно крупным опусканием, % от общего числа	Площадь поверхности водного зеркала, пропорциональная доле точек, опустившихся более чем на 3000 м, 10^6 км^2	Приращение объема за счет этих опусканий, 10^6 км^3	Приращение объема в целом, 10^6 км^3
Атлантический	I	16,95	14,0	2,37	3,60	—	—	—	3,60
	II	8,54	16,8	1,43	2,15	—	—	—	2,15
	III	18,21	7,0	1,27	1,91	1,4	0,25	1,25	3,20
	IV	47,93	5,6	2,68	4,03	25,8	12,37	61,82	65,85
	Σ	92,00			11,69			63,07	75,0
Индийский	I	10,37	14,3	1,48	2,22	—	—	—	2,22
	II	7,42	14,3	1,06	1,59	—	—	—	1,59
	III	19,89	8,9	1,25	1,87	1,8	0,34	1,19	3,06
	IV	39,23	5,3	2,08	3,12	33,9	13,30	59,85	62,97
	Σ	79,00			8,80			61,04	70,0
Тихий	I	23,00	12,7	2,92	4,38	—	—	—	4,38
	II	12,69	9,5	1,20	1,80	—	—	—	1,80
	III	37,28	9,1	3,39	5,09	6,7	2,49	8,74	13,83
	IV	106,52	11,4	12,14	18,21	15,8	16,83	75,73	93,97
	Σ	179,49			29,48			84,47	114,0
Общее приращение объема Мирового океана									259,0
Объем досреднеюрского океана									1066,0

* Средняя амплитуда — 1500 м, ** средняя амплитуда — 3500—4500 м (для Атлантического океана 3500 и 5000 м).

Нет сомнения, что рост объема впадин трех рассматриваемых океанов должен был сопровождаться поступлением в них примерно равных объемов воды, компенсировавшей погружение океанического ложа. Об этом можно говорить так уверенно на основании известной работы Л. Эдьеда [26, Edyed, 1956], содержащей подсчеты площадей эпиконтинентальных морей для различных эпох фанерозоя. Подсчеты, выполненные по палеогеографическим картам Н. М. Страхова и А. Термье, показали, что в течение фанерозоя происходило закономерное чередование глобальных трансгрессий и регрессий. Для интересующего нас времени в соответствии с картами, составленными Н. М. Страховым, глобальные трансгрессии имели место в пенсильвании, поздней юре и в поздне меловую эпоху. Глобальные регрессии приходятся на позднюю пермь, ранний мел и неоген-четвертичное время. Последняя регрессия достигла максимального развития в позднем плиоцене, когда площадь эпиконтинентальных бассейнов сократилась до 1,46 млн. км².

Подсчеты, базирующиеся на палеогеографических картах А. Термье, составленных для сравнительно дробных подразделений геохронологической шкалы, дали более детальную картину развития и чередования глобальных трансгрессий и регрессий, в принципе, однако, сходную с полученной по картам, составленным Н. М. Страховым. Согласно данным А. Термье, глобальные трансгрессивные циклы отчетливо проявились в позднем пенсильвании — ранней перми, позднем триасе, мальме, в течение второй половины раннемелового времени — всей поздне меловой эпохи и в олигоцене. Регрессии развивались в поздней перми — раннем триасе, лейасе, неокоме, палеоцене — эоцене и в послеолигоценовое время. Пик неоген-четвертичной регрессии, по материалам А. Термье, совпадал с плейстоценом, когда площадь эпиконтинентальных морей уменьшилась до 0,13 млн. км². В настоящее время этот пик, по-видимому, пройден, т. е. начала развиваться новая глобальная трансгрессия. Площадь современных шельфовых и внутриконтинентальных морей (типа Балтийского, Гудзонова залива и т. п.) составляет не менее 13—15 млн. км². Конечно, в какой-то степени эта трансгрессия была обусловлена таянием материковых льдов Северного полушария, но только эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана нельзя объяснить существование в пределах практически всех современных шельфовых морей акваторий с глубинами, большими 100 м.

Таким образом, значительное разрастание впадин Атлантического, Индийского и Тихого океанов, объем которых увеличился за послесреднеюрское время по меньшей мере на 260 млн. км³, происходило одновременно с продолжавшимися чередоваться глобальными трансгрессиями и регрессиями. Крупное приращение объема Мирового океана не вызвало заметных изменений в их ритмике, что возможно только при одном условии — постоянной компенсации прироста объемов океанических впадин примерно равными объемами воды, поступающей в гидросферу из мантии и, возможно, земной коры. Приращения объемов океанических впадин и гидросферы Земли были достаточно точно сбалансированы. Если бы этой сбалансированности не было, то в случае неполной компенсации обрушений в границах

океанической акватории глубинной водой Земля вступила бы не позже, чем в позднеюрскую эпоху, в длительнейшую стадию глубочайшей регрессии. Перекомпенсация же обусловила бы развитие в позднем мезозое и кайнозое устойчивой трансгрессии. Как мы знаем, ни устойчивой регрессии, ни аналогичной трансгрессии в течение последних 160 млн. лет не было.

Не приходится сомневаться в том, что в послесреднеюрское время во впадины Мирового океана поступило из мантии и земной коры не меньше 260 млн. км³ воды, что составляет около 20 % его современного объема. Это обстоятельство усугубляет скептическое отношение к мобилистским представлениям в целом и к идеям глобальной тектоники в частности. Дело в том что с позиций мобилистских концепций невозможно объяснить крупное приращение объема Мирового океана, обусловленное обрушением обширных участков древних континентальных окраин. Модель, отстаиваемая сторонниками концепции новой глобальной тектоники, как и любая другая мобилистская модель, исходит из представлений о чрезвычайно большой древности, чуть ли не «изначальности», глубоких океанических впадин и, как это ни парадоксально, из не вполне согласующейся с этой древностью гипотезы формирования гидросферы в ходе постепенной дегазации глубоких недр планеты, положенной в основу расчетов В. Руби [8], А. П. Виноградова [4], Е. К. Мархинина [11]. В соответствии с этим мобилистские гипотезы исключают возможность заметного изменения объема Мирового океана в течение последних 160 млн. лет. Приращение объема гидросферы за послесреднеюрское время, допустимое с точки зрения этих гипотез, по-видимому, не может превышать 40—50 млн. км³.

Последняя величина представляется явно неприемлемой, поскольку такого количества воды не хватит даже для компенсации поздне-мезозойско-кайнозойских опусканий, проявившихся в Индийском океане. Учитывая фактический материал, изложенный в настоящей главе, для компенсации нисходящих движений, захвативших только один этот океан, требуется, как минимум, около 70 млн. км³ воды.

Подсчеты, содержащиеся в настоящей главе, на первый взгляд, противоречат идее постепенного увеличения объема гидросферы. Эта идея была использована в качестве отправной при расчетах роста гидросферы Земли, которые, как указывалось, были выполнены в разное время В. Руби, А. П. Виноградовым, Е. К. Мархининым и другими исследователями. Она оказалась чрезвычайно плодотворной.

Гипотеза постепенной и равномерно протекающей дегазации глубоких недр планеты и расчеты, базирующиеся на ней, сыграли решающую роль в критике представлений, согласно которым современные атмосферы и гидросфера Земли являются остатком плотной и горячей древней атмосферы. В соответствии с этой идеей появилась возможность альтернативного решения проблемы, согласно которому гидросфера формировалась в течение всей геологической истории Земли в результате протекавшего равномерно притока воды из глубоких уровней планеты. Наконец, она позволила показать, даже при отсутствии сколько-нибудь определенных сведений о строении зем-

ной коры в пределах океанов, что гидросфера Земли стала развиваться не раньше, чем началось образование ее коры.

Наиболее слабым местом рассматриваемой гипотезы было принятое а priori допущение равномерного протекания процесса дегазации. Однако следует подчеркнуть, что предположение о равномерности процесса дегазации на этой стадии исследования проблемы было единственно приемлемым. Оно диктовалось отсутствием каких бы то ни было данных о реальном его развитии. Отказ от этого предположения имел бы следствием невозможность каких-либо количественных или полуколичественных оценок, т. е. делал исходную гипотезу недоказуемой даже в первом приближении.

Таким образом, предположение о равномерном характере дегазации, а следовательно, и равномерном приросте объема гидросферы были приняты не потому, что об этой равномерности свидетельствовали объективные факты. Это предположение в данном случае было лишь произвольной посылкой, которая позволяла проверить исходное положение.

В настоящее время идея формирования гидросферы Земли в результате дегазации ее недр может быть уточнена, поскольку в нашем распоряжении имеется обширный фактический материал, собранный в ходе глубоководного бурения в океанической акватории.

Этот материал, с одной стороны, не противоречит гипотезе образования гидросферы в течение очень длительного времени, соответствующего в целом времени геологического развития Земли, а, с другой, позволяет говорить, что этот процесс не был равномерным. Он был прерывистым и, по-видимому, характеризовался чередованием продолжительных эпох спокойного, плавного и относительно небольшого по объему приращения гидросферы и коротких (по геологическим масштабам) периодов, в течение которых из мантии в гидросферу выделялись очень большие объемы воды.

Формирование гидросферы происходило в течение миллиардов лет, и ввиду его продолжительности этот процесс может считаться развивавшимся постепенно. В то же время гидросфера образовывалась не в результате равномерного поступления на поверхность планеты глубинной воды. Дегазация недр развивалась циклично, прерывисто, и большая часть воды, составляющей современную гидросферу, попала в нее в течение сравнительно кратковременных эпох, в которые происходила усиленная дегидратация глубоких уровней Земли.

Сейчас можно говорить только о последней вспышке этого процесса, т. е. той, которая приходилась на время с позднего палеозоя до кайнозоя включительно и продолжалась в течение 200—250 млн. лет. Очень вероятно, что в более далеком прошлом возникали аналогичные циклы усиленной дегидратации глубоких недр планеты, однако пока что время их проявления не может быть определено даже самым приблизительным образом.

Исходя из общих соображений, прерывистое, циклическое развитие гидросферы Земли представляется не только возможным, но и наиболее вероятным.

Дело в том что своей предположительной равномерностью процесс образования гидросферы резко отличается от других глобальных геологических процессов, характеризующихся ясно выраженной цикличностью. Если не принимать во внимание процесс дегазации недр планеты, то в геологии неизвестны глобальные процессы, протекающие равномерно в течение многих сотен миллионов или нескольких миллиардов лет. Магматизм, вертикальные движения и складчатость и обусловленные ими рудообразование, размыв и седиментация несомненно развивались прерывисто с ясно выраженным чередованием длительных спокойных эпох и относительно коротких напряженных импульсов. Теперь к таким циклическим планетарным процессам можно отнести и дегазацию глубоких уровней Земли, а также обусловленный этой дегазацией процесс образования гидросферы.

В связи с полученной оценкой приращения объема гидросферы за последние 160 млн. лет возникают две проблемы.

Первая — это проблема источников таких больших объемов воды.

В продолжающемся споре между сторонниками мобилистской и фиксистой концепций эта проблема чрезвычайно важна и заслуживает специального рассмотрения.

Уже сейчас можно отметить, что в рамках любой из мобилистских гипотез невозможно найти источники, которые обеспечили бы приток в океан требуемого объема воды. В рамках мобилистской модели (в любой ее модификации) мы обнаруживаем только один источник, способный дать крупные объемы воды — магматизм. Мощное проявление его в пределах современных океанических акваторий в течение позднего мезозоя и кайнозоя в настоящее время не вызывает сомнений. Однако даже если допустить, что вся океаническая кора (ее второй, вулканогенно-осадочный слой и основной, третий горизонт) образована магматитами не древнее 160 млн. лет, то и в этом случае, чтобы получить из них требуемую воду, необходимо предположить, что основные магмы, изливавшиеся и внедрявшиеся в океанах, содержали от 4,3 до 5,2 % от массы породы; вся эта вода должна быть доставлена в гидросферу из глубоких недр планеты и целиком отдана ей.

Первая оценки получена для случая поступления в гидросферу минимального объема воды и суммарной массы двух нижних горизонтов океанической коры, равной $6 \cdot 10^{18}$ т [17], вторая — для массы двух нижних горизонтов, не превышающей $5 \cdot 10^{18}$ т [8, Полдерваарт]. Усредненное значение этих двух крайних оценок равно 4,8 % от массы.

В свете современных данных о содержании воды в основных магматических породах [9] любая из этих величин представляется неправдоподобно большой. Они близки к равномерной оценке максимального среднего содержания воды в первичных основных магмах (5—6 %), которая получена исходя из гипотезы образования гидросферы, в результате дегазации Земли, и вдвое — втрое превышают оценки, вычисленные другими методами: 1—4 % от массы — по энергии взрывов при вулканических извержениях, 1—3 % от массы — из

соотношений масс газов и магматических пород при извержениях, 2—3 % от массы — согласно экспериментальным данным по Р-Т условиям ликвидуса базальтов и т. д. [9]. К этому следует добавить, что содержание воды в первичной магме порядка 4,3—5,2 % от массы подсчитано исходя из предположений, что вся океаническая кора возникла в течение послесреднеюрского времени, и вся вода, извлеченная первичной магмой из мантии, была отдана ею в гидросферу.

Между тем такие послышки неправдоподобны. Есть все основания считать, что значительная часть океанической коры была сформирована задолго до альма, в раннем мезозое и позднем палеозое, а в акватории Тихого океана — возможно, намного раньше, чем в позднем палеозое. Известно также, что основные породы сохраняют после кристаллизации некоторое количество воды (от долей процента до 1 %). Если учесть эти обстоятельства, то следует признать, что для получения из первичной основной магмы воды, необходимой для компенсации позднемезозойско-кайнозойского расширения и углубления Мирового океана, содержание ее в магме должно было бы значительно превосходить 4,3—5,2 % от массы.

Итак, основные магматические породы, слагающие океаническую кору, вряд ли могли вынести на поверхность те 260 млн. км³ воды, которые требуются (по минимальной оценке) для восполнения роста объема впадины Мирового океана, происходившего в течение последних 160 млн. лет (до 18—34 %).

Вторая проблема связана с полученной величиной объема до-альмского Океана 1066 млн. км³. Сопоставление ее с датировкой начала образования океанов атлантического типа поздним мезозоем — кайнозоем вызывает неизбежный вопрос: в пределах каких глубоководных акваторий могли помещаться столь большие объемы воды?

Этот вопрос остается в силе и в том случае, если мы допустим, основываясь на данных по Тихому океану, что позднемезозойско-кайнозойской стадии образования океанических впадин предшествовала позднепалеозойско-среднемезозойская. Считая, что в течение этой более ранней стадии гидросфера Земли получила из недр планеты воду в объеме, близком к установленному для последней стадии, мы определим объем допозднепалеозойского океана равным 800 млн. км³. При этом не будем задаваться вопросом, откуда могла поступить эта вода.

Таким образом, с одной стороны, в конце палеозоя океаны атлантического типа в лучшем случае едва начали образовываться, с другой — в это время уже существовал океан, вмещавший около 800 млн. км³ воды. Поскольку Атлантический и Индийский океаны еще не возникли, эту воду можно поместить только во впадину более древнего Тихого океана. Однако это предположение неприемлемо, так как оно влечет за собой сомнительный вывод, что позднепалеозойский Тихий океан имел большие площадь и среднюю глубину, чем современный (объем последнего близок к 700 млн. м³). Этот вывод явно противоречит фактическому материалу, полученному при глубоководном бурении в акватории Тихого океана и свидетельст-

вующему, что в допозднеюрское время этот океан имел впадину, намного меньшую нынешней.

Можно, конечно, допустить, что «избыточная» вода помещалась в глубоководных зонах, располагавшихся не только на севере и в приэкваториальной части современного Тихого океана, но и главным образом на месте пока что слабо изученных южных частей Индийского и Тихого океанов. Такое истолкование, однако, нельзя считать удовлетворительным: во-первых потому, что подлинное объяснение подменяется его видимостью, во-вторых, оно основывается на недоказуемом и маловероятном по существу предположении о принципиальном отличии мезозойско-кайнозойского развития Южного океана и северных частей Индийского и Тихого океанов.

На первый взгляд, мы приходим к противоречию. Однако есть два пути, позволяющие устранить его.

Перебирая структурно-тектонические зоны, в пределах которых в допозднепалеозойское время могли располагаться обширные глубоководные зоны, следует особо выделить срединно-океанические хребты. Несомненная молодость рифтового хребта Северной Атлантики, различная степень морфологической выраженности как рифтовой долины, так и хребта в целом, устанавливаемая в отдельных звеньях этой глобальной системы, а также общие соображения — все это наводит на мысль, что режим и структура срединно-океанических хребтов — не исключения в ряду других главнейших тектонических режимов и структур Земли. Нет причин относить срединные хребты к структурам, существовавшим изначально, с момента становления планеты как геологического тела. Гораздо больше оснований считать, что рифтовые океанические хребты, подобно другим крупным активным структурно-тектоническим зонам, появились лишь на определенной стадии развития Земли, а их тектонический режим испытывал со временем известную трансформацию.

Поэтому допустимо предположить, что образованию рифтовых хребтов предшествовало возникновение своего рода протоокеана — глубоководной зоны, располагавшейся на месте акватории, занятой сейчас системой срединно-океанических хребтов. Если принять площадь этого протоокеана примерной равной площади современных рифтовых хребтов и глубину, сопоставимую с глубиной нынешних океанических котловин (4—6 км), получим объем древнего океана, равный 500—750 млн. км³. В этом случае на долю доверхнепалеозойского Тихого океана (вне зоны сегодняшних срединных хребтов) будет приходиться 50—100 млн. км³ воды.

Последняя величина вполне приемлема. Однако, будучи формально допустимым, это объяснение имеет серьезный недостаток — оно базируется на чрезвычайно проблематичной и недоказуемой посылке.

Другой путь истолкования возникшего противоречия тесно связан с первой из рассматриваемых проблем — источником больших объемов воды, поступившей в мезозое и кайнозое в океанические впадины. Ранее при ее обсуждении было отмечено, что даже допустив возникновение всей океанической коры в послесреднеюрское время, мы получим воду в объеме 260 млн. км³, необходимую для компен-

сации послесреднеюрских обрушений ложа Мирового океана. В результате для воды, поступившей в гидросферу в позднепалеозойско-среднемезозойское время, нужно искать источник, не связанный с основными океаническими магматитами.

Таким источником может быть только континентальная земная кора, если допустить, что образование океанических впадин происходило в результате ее трансформации, преобразования в кору океаническую. Приняв, что океаны возникли в пределах площадей, обладавших ранее континентальной корой, мы получим дополнительный источник очень больших объемов воды, которая при переработке континентальной коры в океаническую, должна была поступить в гидросферу.

Исходя из имеющихся оценок содержания воды в современной материковой коре, можно рассчитать, какое количество ее могла содержать древняя континентальная кора, некогда располагавшаяся в акватории современных океанов. Согласно минимальной оценке [17], в этой гипотетической коре могло находиться около 400 млн. км³ воды. В соответствии с другими подсчетами получим от 680 до 1100 млн. км³ [8, Полдерваарт; 27, Kulp, 1951]. Взяв среднюю и максимальную из этих величин и приплюсовав к ним воду, поступившую в гидросферу с основными магматитами океанической коры, будем иметь, соответственно, 940 и 1360 млн. км³ — суммарный объем воды, привнесенной в гидросферу основными породами океанов и высвобожденной при трансформации континентальной земной коры в пределах всей современной океанической акватории. Последняя из этих величин практически идентична объему нынешнего Мирового океана.

Основываясь на определениях возможного объема воды, поступившей в гидросферу в результате трансформации континентальной коры на всей площади современных океанов (680 и 1100 млн. км³), можно предположить возможный объем доверхнепалеозойского океана. Для этого примем площадь сегодняшнего Тихого океана равной половине площади Мирового океана и допустим (конечно, достаточно произвольно), что площадь предпозднепалеозойского Тихого океана составляла половину площади современного океана. Тогда исходные величины — 680 и 1100 млн. км³ — должны быть уменьшены на три четверти, до 170 и 275 млн. км³, соответственно. Последние две цифры и будут отвечать гипотетическому объему среднепалеозойского Тихого океана. Первая из них неправдоподобно мала, вторая кажется более приемлемой. Еще 50—100 млн. км³ воды могли вмещать среднепалеозойские эпиконтинентальные и геосинклинальные бассейны. Отсюда суммарный гипотетический объем среднепалеозойской гидросферы определяется в 325—375 млн. км³.

Несмотря на крайнюю условность этих расчетов, они представляются вероятными, поскольку при глубоководном бурении были обнаружены многочисленные факты, которые свидетельствуют о существовании в акваториях современных океанов крупных мелководных зон, тесно связанных с прилегающими материками и развивавшихся длительное время так же, как краевые области континентов, и лишь недавно опущенных на абиссальные глубины.

Учитывая это, второе объяснение возникшего противоречия кажется более убедительным, чем первое. В этом случае, выбирая из двух полученных ранее в этой главе оценок приращения объема впадин Мирового океана за послесреднеюрское время (min — 260 млн. км³, max — 530—580 млн. км³), следует отдать предпочтение максимальной.

Таким образом, идя двумя различными путями, мы вынуждены сначала признать более приемлемой минимальную оценку приращения объема Мирового океана, а затем отдать предпочтение максимальной. Это противоречие неизбежно при современном уровне изученности геологии океана. Оно отражает сложность обсуждаемой проблемы и лишней раз показывает, что величины, полученные в этой главе, ни в коем случае нельзя считать окончательными. Смысл приведенных расчетов в первую очередь заключается не в тех итоговых цифрах, к которым они приводят, а в возможности в какой-то мере приблизиться к решению проблемы генезиса, возраста и способа образования Мирового океана.

Выводы из фактического материала, полученного при глубоководном бурении в акватории Мирового океана, были достаточно подробно рассмотрены как в работе, посвященной результатам бурения в океанах атлантического типа, так и в настоящей книге.

Остановимся поэтому на вопросах общего характера.

1. Разрезы, вскрытые при глубоководном бурении свидетельствуют о значительном расширении океанических впадин, происходившем в течение последних 160 млн. лет. Однако это расширение не имеет ничего общего с расширением океанов, допускаемым различными мобилистскими концепциями. Оно происходило не в результате раскалывания древнего гипотетического суперконтинента Пангеи и последующего расплывания его частей — современных материков — и не в результате образования «новой» океанической литосферы, ее спрединга и субдукции. Расширение океана в послесреднеюрское время было обусловлено возникновением крупноамплитудных некомпенсированных опусканий значительных участков земной коры как по периферии нынешних океанов, так и во внутренних их частях.

2. При глубоководном бурении не обнаружены факты, однозначно подтверждающие мобилистские реконструкции. Более того, это бурение принесло данные опровергающие их.

Сказанное в первую очередь относится к концепции новой глобальной тектоники. С ней не согласуются или опровергают ее следующие факты.

А. Характер размещения мелководных осадков различного возраста в акваториях океанов атлантического типа.

Размещение мелководных отложений, удовлетворяющее этому постулату новой глобальной тектоники, показано на схеме I рис. 29. Зональность их размещения, устанавливаемая по данным океанического бурения, показана на схеме II рис. 29.

Б. Присутствие в одних и тех же разрезах мелководных осадков широкого возрастного диапазона.

Из схемы динамики океанического ложа, предлагаемой новой глобальной тектоникой, следует, что в любой наугад взятой точке океанического дна исключено сонахождение мелководных осадков, заметно различающихся своим возрастом. В целом фациальная принадлежность отдельных разновозрастных членов конкретных разрезов должна закономерно меняться по мере приближения к осевой зоне Срединного хребта в последовательности, показанной на рис. 30.

Между тем подобной последовательности при бурении не только не обнаружено, но и было вскрыто большое число разрезов с мелководными осадками очень широкого возрастного диапазона.

В. Значительное сходство, а в некоторых случаях идентичность разрезов разновозрастных отложений краевых зон материков и прилегающих к ним абиссальных зон.

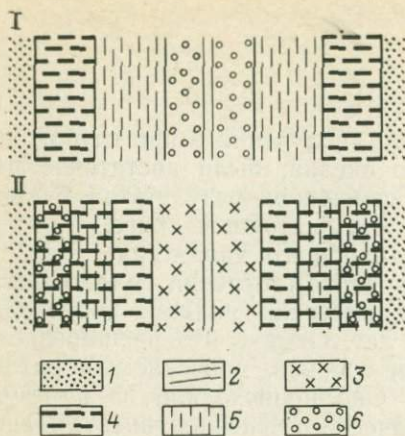


Рис. 29. Схемы, показывающие размещение мелководных (или относительно мелководных) отложений различного возраста в океанах атлантического типа

I — в соответствии с концепцией новой глобальной тектоники; II — фактическое.
 1 — материка; 2 — рифтовая зона среднего хребта; 3 — срединный хребет, 4—6 — ареалы распространения мелководных осадков: 4 — мелового, 5 — палеогенового, 6 — неоген-четвертичного возраста

Подобие, и тем более тождество разрезов, лежащих в настоящее время в абиссальных зонах и на материках, совершенно необъяснимо с мобилистских позиций.

Г. Сходство разрезов, развитых в краевых областях материков и на абиссальных равнинах и в пределах других структур океанического ложа, не исчерпывается однотипной фациальной принадлежностью одновозрастных отложений. В этих разрезах очень часто наблюдаются синхронные перерывы и несогласия.

Это явление также необъяснимо с позиций новой глобальной тектоники.

Д. Гипотезе новой глобальной тектоники противоречит также достаточно широкое развитие в океанических акваториях древних кристаллических пород, резко отличающихся от ассоциации преимущественно основных и ультраосновных пород, слагающих океаническое ложе.

Драгирование в океанических акваториях обнаружило систематическое присутствие в пределах различных структур ложа пород гранулит-чарнокитового, гнейсогранитного и метаосадочного комплексов, т. е. комплексов типично континентального генезиса. По мнению геологов, изучавших этот каменный материал и закономерности его локализации, в большинстве случаев по ряду признаков надежно устанавливается его местное происхождение.

Е. Глубоководное бурение на Фареро-Исландском пороге обнаружило широкое развитие в пределах этой структуры платобазальтов, неотличимых от трапповых серий древних платформ. К этому же поднятию океанического ложа приурочены многочисленные находки пород гнейсогранитного и метаосадочного комплексов и здесь же, по геофизическим данным, до сих пор существует субконтинентальная земная кора.

Следовательно, Евразия и Северная Америка оказываются спаянными воедино не только в Беринговом море, но и в Северной Атлантике. Таким образом, в Северном полушарии намечается циркумпланетарный пояс сплошного развития континентальной и субконтинен-

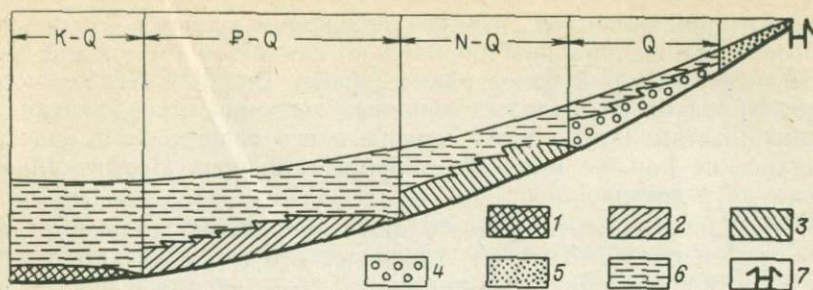


Рис. 30. Принципиальная схема размещения мелководных и глубоководных осадков различного возраста в пределах океанов, соответствующая модели новой глобальной тектоники.

1-6 — осадки: 1-5 — мелководные (1 — юрские, 2 — меловые, 3 — палеогеновые, 4 — неогеновые, 5 — четвертичные, 6 — глубоководные, в возрастных диапазонах, указанных символами в верхней части рисунка); 7 — рифтовая зона. Вертикальные линии разграничивают участки, в границах которых исключено накопление мелководных и глубоководных осадков, соответственно более молодых и более древних, сравнительно с возрастом, указанным для них

тальной коры. Он располагается между 60° и 70° широты и исключает возможность сколько-нибудь значительных относительных горизонтальных перемещений Евразии и Северной Америки.

Ж. В Тихом океане в связи с так называемыми трансформными разломами не обнаруживается сколько-нибудь заметных относительных горизонтальных перемещений отдельных блоков океанической литосферы.

В течение большей части кайнозоя такие разломы как Мендосино, Клариян, Клиппертон контролировали только вертикальные движения отдельных блоков, определяя границы участков, испытывавших либо разновременные опускания, либо одновременные погружения различной амплитуды.

3. Бурение в глубоководных желобах не подтвердило реальность процесса субдукции океанической литосферы.

Перечисленные факты (см. А—З), достаточно весомы. Взятые в совокупности, они заставляют усомниться в концепции новой глобальной тектоники.

3. Палеотектонические реконструкции новой глобальной тектоники базируются на изучении полосовых магнитных аномалий океанических акваторий, в первую очередь на данных об их возрасте.

Между тем, глубоководное бурение показало, что временная шкала, разработанная для этих аномалий, исходя из некоторых концептуальных соображений, оказывается несостоятельной, как только создатели и сторонники этой шкалы переходят от теоретических расчетов к наблюдаемым данным.

Глубоководное бурение потребовало неоднократного пересмотра возраста ряда магнитных аномалий, что ставит под вопрос как методику их датировки, так и принятое истолкование их природы.

4. Глубоководное бурение показало разновозрастность трех крупнейших впадин Мирового океана.

Структурой наиболее древнего заложения является Тихий океан. Формирование его впадины началось по меньшей мере в конце палеозоя, а возможно, и в более раннее время. Впадина Атлантического океана значительно моложе; основные тектонические события, обусловившие становление этого океана в его современном виде, развернулись не раньше мелового периода. Наконец, Индийский океан моложе двух других.

5. Результаты бурения позволяют говорить не только о разновозрастности впадин Тихого, Атлантического и Индийского океанов, но и о разном типе развития впадины Тихого океана и впадин океанов атлантического типа.

Для океанов атлантического типа, начиная с мела или палеогена, характерно центробежное разрастание их глубоководных зон в ходе крупноамплитудных некомпенсированных опусканий, развивавшихся от внешних границ Срединных хребтов в сторону материков. В Тихом океане такой зональности разрастания его глубоководной зоны не обнаруживается. Формирование этого океана, по-видимому, началось заложением ряда глубоководных котловин, изолированных друг от друга более или менее крупными поднятиями. Современная структура ложа этого океана возникла в результате латерального разрастания первоначально изолированных глубоководных зон, их накатывания на поднятия.

6. Остается неясной последовательность тектонических событий в пределах современных срединных хребтов и поднятий. Мы не знаем, какой режим предшествовал режиму рифтовых хребтов.

7. При глубоководном бурении установлен также глобальный характер позднемезозойского и кайнозойского основного магматизма в пределах океанических впадин. Этот магматизм резко отличался от континентального как однотипностью излившегося и внедрившегося материала, так и его объемами. По первому признаку океанический магматизм может быть сопоставлен только с трапповым магматизмом платформенных областей, по второму ему нет аналогий на материках, поскольку даже гигантские объемы трапповых серий ничтожно малы по сравнению с объемами основных магматитов океанических акваторий.

Есть все основания думать, что мощнейший основной магматизм в пределах современных океанов должен был оказать решающее воздействие на все тектонические процессы в их пределах, обусловив трансформацию древней континентальной коры, находившейся в прошлом в океанической акватории.

8. Остается неясным соотношение континентальных платобазальтов и изохронных им океанических базальтов.

Не исключено, что мы имеем дело с гомологичными сериями, возникшими в течение одного магматического цикла, но развивавшимися в несходных структурно-тектонических обстановках.

9. Остается неясной продолжительность процесса переработки континентальной коры в океаническую. Наиболее вероятно, что длительность этой переработки могла колебаться в довольно значительных пределах, в зависимости от типа внедрившихся и

изливавшихся магм, масштабов мобилизации и степени проницаемости коры.

В тех областях, где происходили массовые излияния и внедрения океанических толеитов, продолжительность процессов трансформации древней континентальной коры может быть определена в интервале от первых десятков до 100 млн. лет.

10. Расчеты, основанные на данных глубоководного бурения, показали, что в течение последних 160 млн. лет произошло заметное увеличение объемов впадин Тихого, Атлантического и Индийского океанов. В зависимости от метода подсчета полученные оценки лежат между 260 и 580 млн. км³.

Поскольку столь крупное приращение объема Мирового океана не сказалось на ритме глобальных трансгрессий и регрессий, можно утверждать, что приращение объема океанических впадин сопровождалось непрерывной компенсацией его соответствующими объемами воды.

Вода могла поступать в гидросферу из двух возможных источников: из мантии, вместе с основными магмами, и из древней континентальной коры, лежавшей в прошлом в пределах современных океанических акваторий. Если считать, что вся вода, компенсировавшая углубление и расширение океанических впадин, поступала из мантии, то придется признать, что мантийные выплавки содержали воду в количестве от 18 до 34 % от массы. Эти величины в 3—6 раз превосходят существующую максимальную оценку содержания воды в основных магмах (5—6 % от массы). Они явно неприемлемы и указывают, что вода должна была поступать в гидросферу не только из мантии, но и из какого-то другого источника. Как уже отмечалось, таким источником могла быть древняя континентальная кора, располагавшаяся в прошлом в пределах современных океанов. Если принять, что содержание воды в этой гипотетической коре было близко к ее содержанию в нынешней континентальной коре и допустить, что дегидратация гипотетической коры развивалась в процессе ее переработки, можно получить очень значительные объемы воды. Приплюсовав к воде, потерянной древней корой, воду, вынесенную основными магмами, получим объемы ее, очень близкие к объему океанических впадин, возникших в послесреднеюрское время.

Таким образом, устойчивая компенсация приращения объема, возникшего в результате углубления и расширения Мирового океана в течение последних 160 млн. лет, может быть получена только в том случае, если мы признаем бывшее развитие в границах современного океана коры континентального типа.

11. Развитие гидросферы шло не в результате равномерного поступления на поверхность планеты глубинной воды. Дегазация недр развивалась циклично, прерывисто, и большая часть воды, составляющей современную гидросферу, попала в нее в течение сравнительно кратковременных эпох, в которые происходила усиленная дегидратация глубоких уровней Земли.

Сейчас можно говорить только о последней вспышке этого процесса, вспышке, приходящейся на время с позднего палеозоя до кай-

нозя включительно, продолжавшейся в течение 200—250 млн. лет.

Исходя из общих соображений прерывистое, цикличное развитие гидросферы Земли представляется не только возможным, но и наиболее вероятным, поскольку своей предположительной равномерностью процесс образования гидросферы резко отличается от других глобальных геологических процессов, характеризующихся ясно выраженной цикличностью. Теперь к числу таких цикличных планетарных процессов можно отнести и процесс дегазации глубоких уровней Земли, а также обусловленный этой дегазацией процесс образования гидросферы.

1. *Атлас океанов*. Тихий океан. МО СССР, ВМФ, 1974, 302 карты+20 с.
2. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968, 268 с.
3. *Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., Мир, 1970, 347 с.
4. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океанов. М., Наука, 1967, 215 с.
5. *Гарфиас В., Чапин Т.* Геология Мексики. М., Госгеолтехиздат, 1956, 147 с.
6. *Геологическое развитие Японских островов*. М., Мир, 1968, 719 с.
7. *Дибнер В. Д.* Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л., Недра, 1978, 211 с.
8. *Земная кора*. М., Иностран. лит., 1957, 787 с.
9. *Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.* Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971, 267 с.
10. *Клярковский В. М.* Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1972, 257 с.
11. *Мархинин Е. К.* Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М., Наука, 1967, 253 с.
12. *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса*. Том 2. М., Мир, 1977, 477 с.
13. *Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М., Мир, 1966, 272 с.
14. *Океанографическая энциклопедия*. Л., Гидрометеоздат, 1974, 631 с.
15. *Островные дуги*. М., Иностран. лит., 1952, 174 с.
16. *Петрушевский Б. А.* Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., Наука, 1964, 300 с.
17. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Химический состав земной коры. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, Наукова думка, 1971, с. 192—207.
18. *Рудич Е. М.* Движущиеся материи и эволюция океанического ложа. М., Недра, 1983, 272 с.
19. *Саидова Х. М.* Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961, 168 с.
20. *Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., Наука, 1976, 122 с.
21. *Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., Недра, 1968, 231 с.
22. *American Geophysical Union Monograph*. Am. Geophys. Union, 12—18, 1967—1976.
23. *American Journal of Science*. Yale University, New Haven, vol. 250—256, 1952—1955.
24. *Deep-Sea Research*. Pergamon Press Ltd., Oxford, New York, London, Paris, vol. 13—16, 1966—1969.
25. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier Scientific Publ. Comp., Amsterdam, vol. 26—41, 1975—1978.
26. *Geofisica pura e applicata*. Istituto Geofisico Italiano, Milano, vol. 33—48, 1956—1961.
27. *Geological Society of America Bulletin*. Publ. by the Society, New York, vol. 46—86, 1935—1976.
28. *Geotimes: News of the Earth Sciences*. Publ. Am. Geol. Inst., vol. 22—23, 1977—1978.
29. *Gould H. R.* Some quantitative aspects of Lake Mead turbidite currents. — In: Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep-water — a symposium. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. publ., 2, p. 34—52, 1951.
30. *Grover N. C., Howard C. S.* The passage of turbid water through Lake Mead. Am. Soc. Civil. Eng. J. Hydraulics Div., vol. 103, p. 720—782, 1938.
31. *Initial Core Descriptions Deep Sea Drilling Project*. University of California, San Diego, Scripps Inst. Oceanography, La Jolla, Legs 54—66, 1978—1980.

32. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. US Government Printing Office, Washington, vol. V—XI, XVI—XXI, XXVIII—XXXVI, LIV—LIX, LXI—LXIV, LXVI—LXVIII. 1970—1982.
33. *JOIDES Journal*. JOIDES Office Woods Hole Oceanographic Inst., vol. IV—VI. 1978—1980.
34. *Journal of the Geological Society of London*. Blackwell Scientific Publ. Ltd. Oxford, London, Edinburgh, Melbourne, vol. 134—136, 1978—1980.
35. *Journal of Geophysical Research*. Am. Geophys. Union Washington, vol. 68—78, 1963—1973.
36. *Journal of Marine Research*. Bingham Oceanographic Lab., Yale University, New Haven, vol. 14—16, 1955—1957.
37. *Lexique stratigraphique international*. Centre National de la recherche scientifique, Paris, vol. VI, fasc. 2, 4, 5, 5d, 1956—1959.
38. *Marine Geology*. International Journal of Marine Geology, Geochemistry and Geophysics. Elsevier Scientific Publ., Co., Amsterdam, vol. 14—15, 1973—1974.
39. *Nature*, Fisher, Knight and Co Ltd., St. Albans, Flarepath Print. Ltd, St. Albans, vol. 221—230, 1969—1971.
40. *New Scientist*. Harrison, Reison and Co, London, vol. 5—9/10, 1959—1961.
41. *OICOS Acta Oecologica Scandinavica*. E. Munksgaard, Copenhagen, vol. 9—10, 1958—1959.
42. *Reviews of Geophysics and Space Physics*. Publ. by the Am. Geophys. Union, vol. 1—4, 1963—1966.
43. *Science*. Am. Assoc. Advancement of Science, vol. 132—152, 1960—1966.
44. *Societe Geologique de France Bulletin*. Paris, 7 ser., t. VIII—XV, 1966—1973.
45. *Summary Deep Sea Drilling Project*. University of California, San Diego, Scripps Inst. Oceanography, La Jolla, Leg 61, 1978.
46. *Tectonophysics*. Elsevier Scientific Publ. Co, Amsterdam, vol. 4—10, 1967—1973.
47. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Tulsa, vol. 40—62, 1956—1978.
48. *The Geology of Continental Margins*. C. A. Burk and C. L. Drake (Ed.), Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 875 p., 1974.
49. *The Journal of Geology*. The University of Chicago Press, Chicago, vol. 78—85, 1970—1977.
50. *Todd R. Planctonic foraminifera from deep-sea cores off Eniwetoc Atoll*. US Geol. Surv., Prof. Paper, Washington, 260-CC, p. 1067—1098, 1964.

- 32 — (Тк, Б, 5, 1, 4)¹ — 64, 68, 74.
 33 — (Тк, —, 5, 1, 4) — 64, 67, 74.
 34 — (Тк, Б, 5, 1, 4) — 64, 67, 74.
 35 — (Тс, —, 5, 1, 1) — 6, 8.
 36 — (Тк, Б, 5, 1, 4) — 64, 67.
 37 — (Тк, Б, 5, 1, 4) — 64, 67.
 38 — (Тк, —, 5, 1, 4) — 64, 68, 69, 74.
 39 — (Тк, Б, 5, 1, 4) — 64, 69, 74.
 40 — (Тк, —, 5, 1, 4) — 62, 64, 70, 71, 74, 77.
 41 — (Тк, Б, 5, 1, 4) — 64, 70, 71, 74, 77.
 42 — (Тк, —, 5, 1, 4) — 64, 70, 71, 74.
 43 — (Тк, —, 5, 1, 4) — 64, 69, 70.
 44 — (Тг, —, 6, 1, 3) — 41—44.
 45 — (Тк, —, 6, 5, 5) — 78, 81, 82, 84.
 46 — (Тк, —, 6, 5, 5) — 78, 81, 84.
 47 — (Тв, —, 6, 5, 2) — 27, 29, 30, 39.
 48 — (Тв, —, 6, 5, 2) — 27, 29, 30, 39, 62.
 49 — (Тв, —, 6, 5, 2) — 27, 29, 30, 39.
 50 — (Тв, —, 6, 5, 2) — 27, 29, 30, 39.
 51 — (Тк, —, 6, 5, 5) — 78, 79, 84, 86.
 52 — (Тк, —, 6, 5, 5) — 78—80, 84.
 53 — (О, Б, Ан, 6, 5, 9) — 141, 149.
 54 — (О, Б, 6, 5, 9) — 141, 149.
- 55 — (Тг, —, 6, 7, 3) — 41, 53.
 56 — (Тг, —, 6, 7, 3) — 41, 53.
 57 — (Тг, Б, 6, 7, 3) — 41, 53.
 58 — (Тг, Б, 6, 7, 3) — 41, 53.
 59 — (Тк, —, 6, 7, 6) — 87, 88.
 60 — (Тж, —, 6, 7, 8) — 105, 116.
 61 — (Тк, Б, 7, 7, 6) — 87, 88, 98—100.
 62 — (Тв, Б, 7, 7, 2) — 27, 37, 39.
 63 — (Тк, Б, 7, 7, 6) — 64, 87—89.
 64 — (Тв, —, 7, 7, 2) — 27, 37—39.
 65 — (Тк, —, 7, 5, 6) — 88, 93.
 66 — (Тк, Б, 7, 1, 6) — 88, 93, 94, 99.
 67 — (Тк, —, 7, 1, 4) — 64, 69, 74.
 68 — (Тк, —, 8, 1, 4) — 64, 69.
 69 — (Тк, —, 8, 1, 4) — 64, 70, 71, 73, 74, 77.
 70 — (Тк, —, 8, 1, 4) — 62, 64, 70—74, 77.
 71 — (Тк, —, 8, 1, 4) — 64, 70—73, 77.
 72 — (Тк, —, 8, 1, 4) — 64, 70, 71, 73, 75, 77.
 73 — (Тк, —, 8, 1, 4) — 62, 64, 70, 71, 73, 75, 77.
 74 — (Тк, Б, 8, 1, 4) — 64, 70, 72, 73, 75, 77.
 75 — (Тк, Б, 8, 1, 4) — 64, 70, 71, 73, 77.
 76 — (Тк, —, 9, 1, 4) — 64, 70, 73, 75.
 77 — (Тк, Б, 9, 1, 4) — 64, 70, 71, 73, 75.
 78 — (Тк, Б, 9, 1, 4) — 64, 70, 72—74, 77.
 79 — (Тк, Б, 9, 1, 4) — 64, 70, 73, 75.
 80 — (Тк, Б, 9, 1, 4) — 24, 64, 70, 72, 73, 75, 77.
 81 — (Тс, Б, 9, 1, 1) — 6, 20, 21, 73.
 82 — (Тс, Б, 9, 1, 1) — 6, 20, 21, 73.
 83 — (Тс, Б, 9, 1, 1) — 6, 20, 21.
 84 — (Тк, Б, 9, 1, 6) — 88, 96, 99.
 155 — (Тг, Б, 16, 1, 3) — 41, 52, 53.
 156 — (Тг, —, 16, 1, 3) — 41, 53.
 157 — (Тг, Б, 16, 1, 3) — 41, 53, 54.
 158 — (Тг, Б, 16, 1, 3) — 41, 52, 54.
 159 — (Тк, Б, 16, 1, 4) — 64, 70, 73, 74, 77.
 160 — (Тк, Б, 16, 1, 4) — 64, 70, 72—74.
 161 — (Тк, Б, 16, 1, 4) — 62, 64, 70—74.

¹ — В скобках буквы обозначают расположение скважин в границах различных структур океанического ложа и тип пород, слагающих акустический фундамент: Т — в акватории внутренней части Тихого океана (Тс — на срединно-океаническом поднятии, Тв — на возвышенностях, плато и валах, Тг — горах, хребтах и островных цепях, Тж — в желобах, Тк — котловинах), О — в акваториях окраинных и шельфовых морей; Б — акустический фундамент сложен базальтами, долеритами или габбро, Д — дацитами или риолитами, Ан — андезитами, М — метаморфическими породами континентального генезиса, Г — гранитоидами; прочерк — акустический фундамент скважиной не вскрыт. Первая цифра в скобках — номер рейса, соответствующий номеру тома отчета Проекта глубоководного бурения, вторая — номер рисунка, на котором показано расположение скважины, третья цифра — номер таблицы с координатами скважины. Звездочками отмечены точки, в которых бурение или отбор керна не проводились.

- 162 — (Тк, Б, 16, 1, 4) — 62, 64, 70, 71, 73, 74.
- 163 — (Тк, Б, 16, 1, 4) — 64, 70, 71, 73, 74.
- 164 — (Тк, Б, 17, 1, 4) — 62, 64, 69, 70, 74—76.
- 165 — (Тг, Б, 17, 1, 3) — 41, 49, 50, 54, 62.
- 166 — (Тк, Б, 17, 5, 6) — 88, 93, 94, 99, 100.
- 167 — (Тв, Б, 17, 5, 2) — 27, 34—36, 39, 62.
- 168 — (Тк, —, 17, 5, 6) — 88, 92, 93.
- 169 — (Тк, Б, 17, 5, 6) — 88, 92, 93, 99, 100.
- 170 — (Тк, —, 17, 5, 6) — 62, 88, 92, 93, 99, 100.
- 171 — (Тг, Б, 17, 1, 3) — 41—44, 62.
- 172 — (Тк, —, 18, 1, 4) — 64, 69, 74.
- 173 — (Тк, Ан, 18, 1, 4) — 63—65, 74.
- 174 — (Тс, —, 18, 1, 1) — 6—8, 21.
- 175 — (Тк, —, 18, 1, 4) — 63—65, 75, 76.
- 176 — (Тк, —, 18, 1, 4) — 63—65, 75, 76.
- 177 — (Тс, Б, 18, 1, 1) — 5—7, 21.
- 178 — (Тк, Б, 18, 1, 4) — 64—66.
- 179 — (Тк, Б, 18, 1, 4) — 64, 66, 74.
- 180 — (Тж, —, 18, 1, 8) — 104—106.
- 181 — (Тж, —, 18, 1, 8) — 104—106.
- 182 — (Тж, —, 18, 1, 8) — 104—106.
- 183 — (Тк, Б, 19, 1, 4) — 64, 66, 67.
- 184 — (0, —, 19, 1, 10) — 157, 158.
- 185 — (0, —, 19, 1, 10) — 157, 158.
- 186 — (Тж, —, 19, 5, 8) — 105, 106.
- 187 — (Тж, —, 19, 5, 8) — 105, 106.
- 188 — (0, —, 19, 5, 10) — 157—159.
- 189 — (0, —, 19, 5, 10) — 157, 158, 160.
- 190 — (0, —, 19, 5, 10) — 157—159.
- 191 — (0, Б, 19, 5, 10) — 157—160.
- 192 — (Тв, Б, 19, 5, 2) — 26, 27, 39, 58, 85.
- 193 — (Тк, —, 19, 5, 5) — 77, 78.
- 194 — (Тк, —, 20, 5, 5) — 78, 79, 84, 86.
- 195 — (Тк, —, 20, 5, 5) — 78, 79, 82, 84.
- 196 — (Тк, —, 20, 5, 5) — 78—80, 84—86.
- 197 — (Тк, Б, 20, 5, 5) — 78—80, 82, 84—86.
- 198 — (Тк, —, 20, 5, 5) — 78, 80—82, 84, 86.
- 199 — (Тк, —, 20, 7, 6) — 62, 87, 88.
- 200 — (Тг, —, 20, 7, 3) — 40, 41.
- 201 — (Тг, —, 20, 7, 3) — 40, 41.
- 202 — (Тг, —, 20, 7, 3) — 40, 41.
- 203 — (0, Б, 21, 21, 10) — 158, 166.
- 204 — (Тк, —, 21, 21, 7) — 101, 102, 104, 127, 131, 196.
- 205 — (0, Б, 21, 21, 10) — 158, 166, 174.
- 206 — (0, —, 21, 21, 10) — 158, 166, 167.
- 207 — (0, Б, 21, 21, 10) — 158, 167, 174.
- 208 — (0, —, 21, 21, 10) — 158, 167, 168.
- 209 — (0, —, 21, 21, 10) — 158, 162.
- 210 — (0, —, 21, 21, 10) — 158, 163, 165.
- 270 — (0, М, 28, —, 10) — 159, 171, 172.
- 271 — (0, —, 28, —, 10) — 159, 172.
- 272 — (0, —, 28, —, 10) — 159, 172.
- 273 — (0, —, 28, —, 10) — 159, 172.
- 274 — (0, Б, 28, —, 10) — 159, 172.
- 275 — (0, —, 29, 21, 10) — 158, 169, 171.
- 276 — (0, —, 29, 21, 10) — 158, 169, 171.
- 277 — (0, —, 29, 21, 10) — 158, 170, 171.
- 278 — (0, Б, 29, 21, 10) — 158, 170, 171.
- 279 — (0, Б, 29, 21, 10) — 158, 170, 171.
- 283 — (0, Б, 29, 21, 10) — 158, 168, 169, 174, 176.
- 284 — (0, —, 29, 21, 10) — 158, 168, 174.
- 285 — (0, Б, 30, 21, 10) — 158, 165, 166, 174.
- 286 — (0, Б, 30, 21, 10) — 158, 165.
- 287 — (0, Б, 30, 21, 10) — 158, 162, 163, 165.
- 288 — (Тк, —, 30, 21, 6) — 88, 89, 91, 92, 98, 99.
- 289 — (Тв, Б, 30, 7, 2) — 27, 38, 39.
- 290 — (0, Б, 31, 5, 9) — 141, 145, 154.
- 291 — (0, Б, 31, 5, 9) — 141, 145, 154.
- 292 — (0, Б, 31, 5, 9) — 141, 145, 146, 153, 154.
- 293 — (0, Б, 31, 5, 9) — 141, 143, 144, 154.
- 294 — (0, Б, 31, 5, 9) — 141, 144, 153, 154.
- 295 — (0, Б, 31, 5, 9) — 141, 144, 153.
- 296 — (0, Ан, 31, 5, 9) — 141, 150, 151.
- 297 — (0, —, 31, 5, 9) — 141, 146.
- 298 — (Тж, —, 31, 5, 8) — 105, 113, 114.
- 299 — (0, —, 31, 5, 10) — 158, 161, 162.
- 300 — (0, —, 31, 5, 10) — 158, 161, 162.
- 301 — (0, —, 31, 5, 10) — 158, 161, 162.
- 302 — (0, —, 31, 5, 10) — 158, 161, 162.
- 303 — (Тк, Б, 32, 5, 5) — 78, 82—85, 196.

- 304 — (Тк, Б, 32, 5, 5) — 78, 82—84, 85, 196.
- 305 — (Тв, —, 32, 5, 2) — 27, 29, 30, 39, 62.
- 306 — (Тв, —, 32, 5, 2) — 27, 29, 30, 39.
- 307 — (Тк, Б, 32, 5, 5) — 78, 81—85, 196.
- 308 — (Тг, —, 32, 5, 3) — 41, 47, 49, 58.
- 309 — (Тг, —, 32, 5, 3) — 41, 48, 49.
- 310 — (Тв, —, 32, 5, 2) — 27, 31, 33, 39, 62.
- 311 — (Тг, —, 32, 5, 3) — 41, 49.
- 312*
- 313 — (Тг, Б, 32, 1, 3) — 41—44, 62.
- 314 — (Тг, —, 33, 1, 3) — 41, 49, 54.
- 315 — (Тг, Б, 33, 1, 3) — 41, 50—52, 54, 62.
- 316 — (Тг, Б, 33, 1, 3) — 41, 51, 54, 62.
- 317 — (Тг, Б, 33, 1, 3) — 27, 36, 37, 39, 40, 50, 62.
- 318 — (Тг, —, 33, 1, 3) — 41, 52, 54.
- 319 — (Тк, Б, 34, 1, 6) — 88, 94, 95, 99.
- 320 — (Тк, Б, 34, 1, 6) — 24, 88, 94, 95, 98, 99.
- 321 — (Тк, Б, 34, 1, 6) — 24, 88, 94, 95, 98, 99.
- 322 — (Тк, Б, 35, 13, 7) — 101—104.
- 323 — (Тк, Б, 35, 13, 7) — 101—104.
- 324 — (Тк, —, 35, 13, 7) — 101, 103.
- 325 — (Тк, —, 35, 13, 7) — 101, 103, 104.
- 326 — (0, —, 36, 13, 10) — 159, 174.
- 419 — (Тс, —, 54, 4, 1) — 6, 18, 19.
- 420 — (Тс, Б, 54, 4, 1) — 6, 18—20.
- 421 — (Тс, Б, 54, 4, 1) — 6, 18—20.
- 422 — (Тс, Б, 54, 4, 1) — 6, 18—20.
- 423 — (Тс, Б, 54, 4, 1) — 6, 18—20.
- 424 — (Тк, Б, 54, 12, 6) — 88, 94, 99.
- 425 — (Тк, Б, 54, 12, 6) — 88, 94, 99.
- 426*
- 427 — (Тс, Б, 54, 4, 1) — 6, 18, 19.
- 428 — (Тс, Б, 54, 4, 1) — 6, 18—20.
- 429 — (Тс, Б, 54, 4, 1) — 6, 18—20.
- 430 — (Тг, Б, 55, 5, 3) — 41, 47—49, 58, 62, 85.
- 431 — (Тг, —, 55, 5, 3) — 41, 47, 49, 58, 62.
- 432 — (Тг, Б, 55, 5, 3) — 41, 47—49, 58, 62, 85.
- 433 — (Тг, Б, 55, 5, 3) — 41, 45, 48, 49, 58, 62, 85.
- 434 — (Тж, —, 56=57, 14, 8) — 105, 107, 109, 111.
- 435 — (Тж, —, 56=57), 14, 8) — 105, 107, 108, 110.
- 436 — (Тж, —, 56=57, 14, 8) — 105, 107, 109, 111, 112, 130.
- 437*
- 438 — (Тж, —, 56=57, 14, 8) — 105, 107, 110, 111.
- 439 — (Тж, Д, 56=57, 14, 8) — 105, 107, 108, 110, 111, 113.
- 440 — (Тж, —, 56=57, 14, 8) — 105, 107, 108, 111, 112, 133.
- 441 — (Тж, —, 56=57, 14, 8) — 105, 107, 109, 111.
- 442 — (0, Б, 58, 19, 9) — 141, 146—148, 153, 154.
- 443 — (0, Б, 58, 19, 9) — 141, 147, 148, 153, 154.
- 444 — (0, Б, 58, 19, 9) — 141, 147, 153, 154.
- 445 — (0, —, 58, 19, 9) — 140—142, 153, 154.
- 446 — (0, Б, 58, 19, 9) — 141—143, 153, 154.
- 447 — (0, Б, 59, 5, 9) — 141, 144, 145, 153, 154.
- 448 — (0, Б, 59, 5, 9) — 141, 151.
- 449 — (0, Б, 59, 5, 9) — 141, 148.
- 450 — (0, Б, 59, 7, 9) — 141, 148, 149.
- 451 — (0, —, 59, 7, 9) — 141, 152.
- 452 — (Тж, —, 60, 7, 8) — 98, 99, 105, 116.
- 453 — (0, Б, 60, 7, 9) — 141, 149, 150.
- 454 — (0, Б, 60, 7, 9) — 141, 149, 150.
- 455 — (0, —, 60, 7, 9) — 141, 152, 153.
- 456 — (0, Б, 60, 7, 9) — 141, 152, 153.
- 457 — (0, —, 60, 7, 9) — 141, 152, 153.
- 458 — (Тж, Б, 60, 7, 8) — 105, 114, 116.
- 459 — (Тж, Б, 60, 7, 8) — 105, 114, 116.
- 460 — (Тж, Б, 60, 7, 8) — 105, 115, 116.
- 461 — (Тж, Б, 60, 7, 8) — 105, 115, 116.
- 462 — (Тк, Б, 61, 7, 6) — 62, 88—91, 98, 99, 101.
- 462А — (Тк, Б, 61, 7, 6) — 88—90.
- 463 — (Тг, —, 62, 5, 3) — 41—43, 54.
- 464 — (Тв, Б, 62, 5, 2) — 27, 31—33, 39.
- 465 — (Тв, Б, 62, 5, 2) — 27, 31—33, 39.
- 466 — (Тв, —, 62, 5, 2) — 27, 31—33, 39.

- 467 — (Тс, —, 63, 1, 1) — 6, 8—12, 22, 63.
468 — (Тс, —, 63, 1, 1) — 6, 8—12, 22, 63.
470 — (Тс, Б, 63, 1, 1) — 6, 8, 12, 63.
471 — (Тс, Б, 63, 1, 1) — 6, 8, 12, 13, 63.
472 — (Тс, Б, 63, 1, 1) — 6, 8, 12, 13, 63.
473 — (Тс, Б, 63, 1, 1) — 6, 8, 13, 63.
474 — (Тс, Б, 64, 3, 1) — 6, 15, 17, 63.
475 — (Тс, Б, М, Г, Д, 64, 3, 1) — 6, 15—18.
476 — (Тс, Г, 64, 3, 1) — 6, 15, 17.
477 — (Тс, Б, 64, 2, 1) — 6, 14, 15.
478 — (Тс, Б, 64, 2, 1) — 6, 14, 15.
479 — (Тс, —, 64, с, 1) — 6, 14, 15.
480 — (Тс, —, 64, 2, 1) — 6, 15.
481 — (Тс, —, 64, 2, 1) — 6, 15.
482 — (Тс, Б, 65, 3, 1) — 6, 15, 18.
483 — (Тс, Б, 65, 3, 1) — 6, 15, 18.
484 — (Тс, Б, 65, 3, 1) — 6, 15, 18.
485 — (Тс, Б, 65, 3, 1) — 6, 15, 18.
486 — (Тж, —, 66, 16, 8) — 105, 118, 120.
487 — (Тж, Б, 66, 16, 8) — 105, 119, 120.
488 — (Тж, —, 66, 16, 8) — 105, 118.
489 — (Тж, М, 66, 16, 8) — 105, 117, 119.
490 — (Тж, —, 66, 16, 8) — 105, 118, 119.
491 — (Тж, —, 66, 16, 8) — 105, 118, 119.
492 — (Тж, —, 66, 16, 8) — 105, 118, 119.
493 — (Тж, Г, 66, 16, 8) — 105, 116, 119.
494 — (Тж, —, 67, 17, 8) — 106, 121—126.
495 — (Тж, Б, 67, 17, 8) — 106, 123, 125.
496 — (Тж, —, 67, 17, 8) — 106, 120, 123, 124.
497 — (Тж, —, 67, 17, 8) — 106, 121, 123—125.
498 — (Тж, —, 67, 17, 8) — 106, 122—126.
499 — (Тж, Б, 67, 17, 8) — 106, 122, 123, 125, 126.
500 — (Тж, Б, 67, 17, 8) — 106, 122, 123, 125, 126.
501 — (Тк, Б, 68, 12, 6) — 88, 94, 95, 99.
503 — (Тс, —, 68, 1, 1) — 6, 21.
504 — (Тк, Б, 69, 12, 6) — 88, 94, 95, 99.
505 — (Тк, Б, 69, 12, 6) — 88, 94, 95, 99.
506 — (Тк, Б, 70, 12, 6) — 88, 94, 99.
507 — (Тк, Б, 70, 12, 6) — 88, 94, 99.
508 — (Тк, Б, 70, 12, 6) — 88, 94, 99.
509 — (Тк, —, 70, 12, 6) — 88, 94, 99.
510 — (Тк, Б, 70, 12, 6) — 88, 94, 99.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Поднятия ложа Тихого океана	5
Глава 2. Прогибы ложа Тихого океана	63
Глава 3. Окраинные моря Тихого океана	140
Глава 4. Гийоты и опускание ложа Тихого океана	177
Глава 5. Сопоставление результатов глубоководного бурения в Тихом океане и в океанах атлантического типа	194
Глава 6. Изменение объема Мирового океана в течение последних 160 млн. лет	219
Заключение	239
Список литературы	245
Указатель скважин	247

ЕВГЕНИЙ МАРКОВИЧ РУДИЧ

РАСШИРЯЮЩИЕСЯ ОКЕАНЫ: ФАКТЫ И ГИПОТЕЗЫ

Редактор издательства *И. Ф. Искра*
Переплет художника *В. Д. Петухова*
Технический редактор *Т. А. Герчикова*
Корректор *М. Е. Лукина*

ИБ № 5503

Сдано в набор 23.12.83. Подписано в печать 14.06.84. Т-11490.
Формат 60×90/16. Бумага кн.-журн. Гарнитура «Литературная».
Печать высокая. Усл. печ. л. 15,75. Усл. кр.-отт. 15,75.
Уч.-изд. л. 19,0. Тираж 2200 экз. Заказ 676/9314—1. Цена 3 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

978016

4475

ИДРА