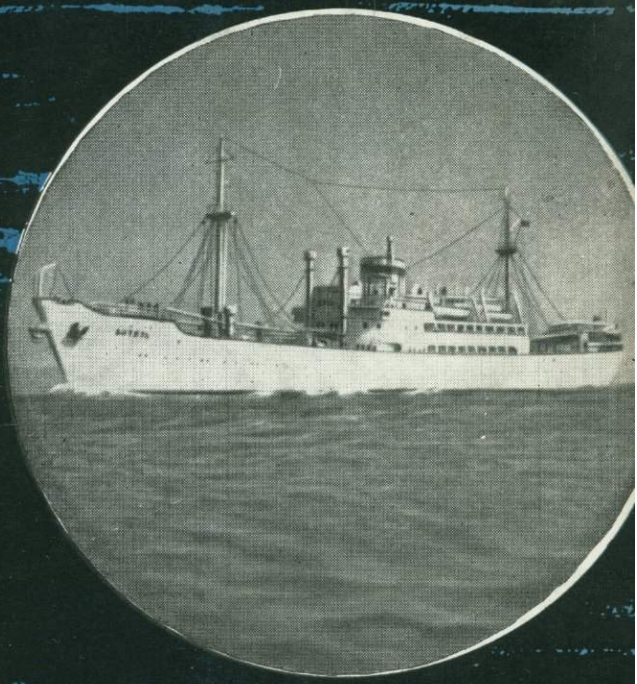


ТИХИЙ ОКЕАН

Г. Б. УДИНЦЕВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

THE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
P. P. SHIRSHOV INSTITUTE
OF OCEANOLOGY

THE PACIFIC OCEAN

G. B. UDINTSEV

GEOMORPHOLOGY AND TECTONICS OF THE PACIFIC OCEAN FLOOR



PUBLISHING HOUSE «NAUKA» MOSCOW 1972

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ
имени П. П. ШИРШОВА

ТИХИЙ ОКЕАН

551.4
551.24

Г. Б. УДИНЦЕВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

1712

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1972

Библиотека Академии Наук Армянской ССР

УДК 551

Многотомное издание, посвященное Тихому океану, подготовлено коллективом сотрудников Института океанологии им. П. П. Ширшова Академии наук СССР и состоит из следующих монографий: I. «Метеорологические условия над Тихим океаном». II. «Гидрология Тихого океана». III. «Химия Тихого океана». IV. «Берега Тихого океана». V. «Геоморфология и тектоника дна Тихого океана». VI. «Осадкообразование в Тихом океане» (книги 1 и 2). VII. «Биология Тихого океана» (книги 1—3). VIII. «Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана». IX. «Геофизика дна Тихого океана».

Главный редактор В. Г. КОРТ

Редакционная коллегия:

П. Л. Безруков, В. Г. Богоров, С. В. Бруевич, А. Д. Добровольский, Л. А. Зенкевич, В. П. Зенкович, В. Г. Корт, В. С. Самойленко

В томе V «Геоморфология и тектоника дна Тихого океана» обобщены результаты изучения рельефа дна и глубинной структуры земной коры и верхней мантии в области Тихого океана. В основу работы положены материалы советских экспедиций на и/с «Витязь» и «Обь». Книга рассчитана на широкий круг исследователей — геологов, геофизиков, океанологов, географов и практических работников в области изучения океанов.

Автор тома «Геоморфология и тектоника дна Тихого океана»

Г. Б. УДИНЦЕВ

Publication «The Pacific Ocean» prepared by the scientific staff of the Institute of Oceanology, USSR Academy of Sciences, consists of the following volumes: Volume I — «Meteorological conditions above the Pacific Ocean», Volume II — «Hydrology of the Pacific Ocean», Volume III — «Chemistry of the Pacific Ocean», Volume IV — «Shores of the Pacific Ocean», Volume V — «Geomorphology and tectonics of the Pacific Ocean Floor». Volume VI — «Sedimentation in the Pacific Ocean» (Part 1 and 2), Volume VII — «Biology of the Pacific Ocean» (Part 1, 2 and 3), Volume VIII — «Microflora and microfauna in the recent sediments of the Pacific Ocean», Volume IX — «Geophysics of the Pacific Ocean Floor».

Chief Editor V. G. KORT

Editorial Board:

P. L. Bezrukov, V. G. Bogorov, S. W. Brujewicz, A. D. Dobrovolsky, L. A. Zenkevich, V. P. Zenkovich, V. G. Kort, V. S. Samoilenko

Volume V — «Geomorphology and tectonics of the Pacific Ocean Floor» — represents a review and results of the study of the bottom topography and the deep structure of the Earth's crust and mantle in the Pacific area. The data obtained by the Sovjet expeditions constitute the main part of publication. The book is meant for scientists and practical workers in the fields of geology, geophysics, oceanology and geography.

Author of Volume «Geomorphology and tectonics of the Pacific Ocean Floor».
G. B. UDINTSEV

2-9-6
357-71 (I)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Тихий океан — это величайший океан Земли и вместе с тем самая крупная на поверхности нашей планеты особенность ее рельефа. По своей площади он больше любого из материков и океанов Земли в отдельности, но он также больше всей суши Земли, взятой в целом, и примерно равен всем остальным океанам, взятым вместе. Поверхность Тихого океана занимает около 35% всей поверхности земного шара (рис. 1). При разделении Земли на два полушария — материковое и океаническое — центр последнего оказывается в середине Тихого океана.

Величайший из океанов Земли — Тихий океан — одновременно является и самым глубоким. Именно в нем находится максимальная глубина Мирового океана — 11 022 *м*. Средняя глубина Тихого океана больше, чем других океанов. Рельеф его дна сложен и разнообразен. Здесь наблюдаются самые большие на земной поверхности контрасты рельефа, превышение горных вершин суши над близлежащими впадинами океанского дна достигает почти 15 000 *м*.

Существование Тихого океана определяет значительную асимметрию формы земного шара. Если же принять во внимание, что в недрах Земли впадине Тихого океана соответствуют также иной состав и значительно меньшая, чем под материками, мощность земной коры, то асимметрия нашей планеты в силу существования на ней Тихого океана станет еще более значительной. Протяженность Тихого океана огромна. По сравнению с другими океанами Земли это самый «океанический» океан, это главный бассейн Мирового океана. Все явления, свойственные природе океанов, проявляются в нем в наиболее широких масштабах из-за огромности его размеров. Необычайная удаленность его противолежащих берегов создает в центральных частях океана условия, наиболее свободные от непосредственного влияния материковой суши.

Структура дна Тихого океана играет чрезвычайно важную роль в тектонике нашей планеты. Тектоническая история окружающих его материков свидетельствует о глубокой древности Тихого океана и продолжительности его существования — по крайней мере с начала палеозоя или даже с позднего докембрия. Структура этой длительно существующей своеобразной океанической платформы, процессы и направленность ее развития представляют исключительный интерес для познания истории океанических областей Земли. Вместе с тем обращает внимание исключительная активность современного развития тектонического обрамления платформы Тихого океана — так называемого Тихоокеанского подвижного пояса, являющегося «живой» геосинклинальной системой.

Геология Тихого океана настолько своеобразна, что представляет собой одну из крупных проблем современной науки о Земле — проблему Тихого океана, которая привлекает внимание геологов уже давно, а в последние годы особенно сильно. Это и понятно, если учесть остроту, которую приобрели для современной геологии вопросы, связанные с общим направлением развития земных оболочек, а следовательно, и вопросы про-

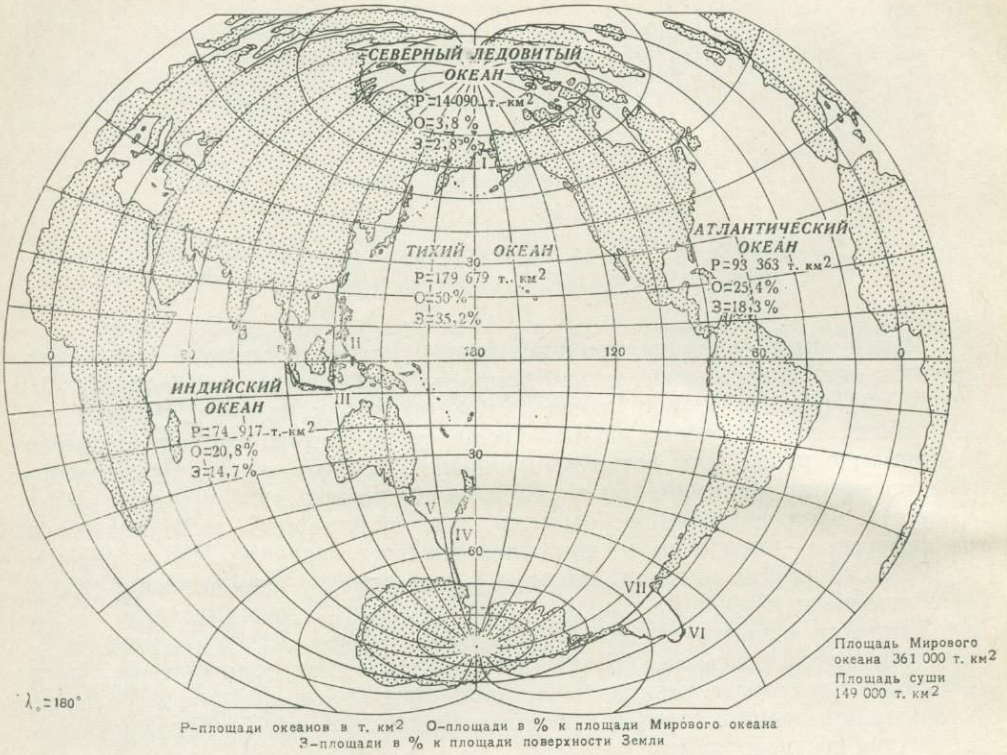


Рис. 1. Место Тихого океана среди океанов Земли

Утолщенными линиями обозначено положение профилей проливов, показанных на рис. 24. Римские цифры соответствуют оцифровке профилей на том же рисунке

исхождения материков и океанов, вопросы пространственного и временно́го соотношения областей земной коры различного состава и различных физических свойств. Что представляет собой крайний в своем выражении океанический тип земной коры в области Тихого океана, каковы свойственные ему структуры, в каком соотношении со структурами материков они находятся и развитию каких процессов они подчиняются, каков механизм этих процессов, как влияет на развитие океанической коры мантия Земли и каким путем происходят преобразования океанической коры в материковую и в обратном направлении — вот лишь часть вопросов, которые интересуют сейчас геологов самых различных специальностей. О Тихоокеанском подвижном поясе говорят, что это «лаборатория природы», в которой можно наиболее отчетливо наблюдать современный геосинклинальный процесс. Продолжая эту мысль, можно сказать, что Тихий океан в целом — геологическая лаборатория нашей планеты, в которой мы наблюдаем признаки развития земных оболочек, начиная с наиболее древних, из числа доступных нам, периодов, в различных стадиях и формах процессов рельефо- и структурообразования.

Внимание к проблеме Тихого океана в наши дни не случайно и потому, что именно сейчас появилось большое количество новых данных в области морской геологии и геофизики, позволяющих по-новому подойти к решению вопросов строения и развития его дна. Еще несколько лет назад представления о геологическом строении дна Тихого океана были слишком расплывчатыми для того, чтобы выйти за рамки самых общих и схематических построений. Исследования послевоенных лет,

в особенности в период Международного геофизического года (1957—1959 гг.), дали большое количество новых сведений. На их основе составлены новые карты рельефа дна, донных осадков и физических полей Земли, построены разрезы земной коры. Тем самым созданы предпосылки для геоморфологического и тектонического анализа области Тихого океана и составления соответствующих карт, отражающих результаты такого анализа.

Проблеме Тихого океана были посвящены работы А. Д. Архангельского, Г. Штилле, Н. С. Шатского, А. Н. Мазаровича, В. В. Белоусова, М. В. Муратова, В. Е. Хаина, Б. А. Петрушевского, Л. И. Красного и др. В самое последнее время появились крупные обобщающие работы П. Н. Кропоткина и Шахварстовой (1965), Ю. М. Пущаровского и др. (Пущаровский, Меланхолина, 1963), посвященные тектонике Тихоокеанского подвижного пояса. Геологии дна Тихого океана посвящена монография Г. Менарда (Menard, 1964; Менард, 1966), рассматривающая ряд важнейших вопросов геологического строения и развития ложа этого океана. В данной работе сделана попытка более систематически обобщить материалы морских геоморфологических и отчасти геофизических исследований Тихого океана за последние два десятилетия с целью геоморфологической и тектонической характеристики его дна. При этом основное внимание уделено ложу Тихого океана, его котловинам и поднятиям, тогда как обрамление ложа океана рассматривается очень бегло. Оно представляет собой предмет особого исследования.

Работа основана на многолетних исследованиях Института океанологии АН СССР в Тихом океане на исследовательском судне «Витязь» в период с 1949 по 1969 г. На всех стадиях этой работы широко использовались материалы различных других советских экспедиций и исследований. Работа велась в Отделе геологии океанов, в лаборатории тектоники и геофизики дна океанов Института океанологии АН СССР. Однако Тихий океан, как объект исследования, столь огромен, а проблемы его геологического строения столь сложны, что в своей работе коллектив лаборатории тектоники и геофизики дна океанов неизбежно нуждался в кооперации и консультациях не только с исследователями Института океанологии и моряками «Витязя», но также и с учеными Геологического института, Института физики Земли, Института геохимии, Междуведомственного геофизического комитета Академии наук СССР, Акустического института, Московского государственного университета, Всесоюзного научно-исследовательского геологического института Министерства геологии СССР, Научно-редакционной картосоставительской части Главного управления геодезии и картографии Совета Министров СССР, Центрального картографического производства Военно-Морского Флота СССР, Скриппсовского океанографического института (США), Геологической обсерватории Ламонт—Доэрти (США) и ряда других научно-исследовательских учреждений Японии, Новой Зеландии и других стран.

Как уже говорилось, основная работа по сбору фактических данных, положенных в основу этой книги, по обработке первичных материалов и составлению карт была выполнена коллективом сотрудников лаборатории тектоники и геофизики дна океанов Института океанологии АН СССР при непосредственном участии моряков «Витязя». Без этого не могли бы быть осуществлены содержащиеся в книге построения. Особенно большим был вклад при выполнении морских исследований старшего электронавигатора «Витязя» А. С. Леонова. Большую работу проделали при подготовке графического материала (профилей, карт) Г. В. Агапова, Л. Я. Буданова, Л. К. Затонский, Н. Л. Зенкевич, Н. И. Ларина и Н. А. Марова. Большую помощь в подготовке рукописи к печати оказал

автору В. Ф. Канаев, взявший на себя труд отредактировать ее и давший ряд полезных советов по ее улучшению. Автор считает своим долгом принести глубокую благодарность своим коллегам по лаборатории тектоники и геофизики дна океанов Института океанологии АН СССР и морякам «Витязя», на протяжении ряда лет кропотливо собиравшим данные по строению дна Тихого океана и перенесшим многочисленные трудности плаваний в этом Великом, но, как известно, далеко не всегда Тихом океане.

Выполнение всех экспериментальных и экспедиционных исследований проходило при постоянной помощи Н. Н. Сысоева, долгие годы возглавлявшего в Институте океанологии АН СССР работы по развитию новой исследовательской техники. Сама идея работы по геоморфологии дна Тихого океана в Институте океанологии была предложена автору В. Г. Богоровым. Очень важную консультацию по этой работе автор получал у Н. С. Шатского, А. Л. Яншина, П. Л. Безрукова, П. Н. Кропоткина, М. В. Муратова, В. Е. Хаина, В. В. Белоусова, А. А. Богданова, И. П. Косминской, Л. В. Дмитриева, Ю. М. Пущаровского, а также своих зарубежных коллег — Б. Хейзена, М. Тарп, Г. Менарда, Р. Фишера, Р. Райтта, В. Ридела, Р. Герцена, Г. Хесса, М. Хилла, Р. Ревелла, К. Эмери, Дж. Юинга, М. Юинга, В. Броди, М. Хошино, М. Мацузаки, Н. Насу и многих других исследователей Тихого океана. Всем им автор глубоко благодарен за дружескую помощь, без которой невозможно изучение величайшего океана Земли, как впрочем, невозможны и вообще исследования океанов.

Ввиду сложности печати цветных карт-вклеек книга могла быть иллюстрирована только черно-белыми схемами. Поэтому при чтении ее рекомендуется пользоваться изданными отдельно цветными картами Тихого океана, подготовленными также при участии коллектива сотрудников лаборатории тектоники и геофизики дна океанов Института океанологии и вместе с ней являющимися частью единого общего исследования. Таковы карты «Тихий океан» масштаба 1:10 млн. (1964), «Тихий океан» масштаба 1:25 млн. (1962), «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли» масштаба 1 : 10 млн. (1970), «Тектоническая карта Евразии» масштаба 1:5 млн. (1966), а также отдельные батиметрические, геоморфологические и тектонические карты «Физико-географического атласа мира» (1964) и «Атласа мира» (1967).

Глава первая

ОСНОВЫ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РЕЛЬЕФЕ И СТРУКТУРЕ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

1. О возможностях геоморфологической и тектонической характеристики дна Тихого океана

Скрытые водами Тихого океана пространства Земли представляют большой интерес для познания лика нашей планеты и тектоники ее в целом как космического тела. Представления о ее строении и о развитии ее оболочек не могут развиваться без ясных представлений о тектонической природе Тихого океана. Проблема происхождения и геологического строения Тихого океана относится к числу фундаментальных проблем науки о Земле.

На пути геоморфологических и тектонических исследований дна морей и океанов встречаются значительные трудности, обусловленные недостаточным развитием методов морской геологии и в силу этого сравнительно малой изученности подводных пространств Земли. Тем не менее уже сейчас имеется основание для попыток геоморфологического и тектонического анализа дна морей и океанов и для сопоставления результатов такого анализа с материалами по тектонике земной суши. Тихий океан с его огромными пространствами, по-видимому, долгое время будет оставаться относительно мало изученным в сравнении с другими океанами Земли. Однако уже и сейчас он может быть охарактеризован в общих чертах в геоморфологическом и тектоническом отношениях. Для того чтобы яснее представлять возможности такой характеристики, следует сообщить важнейшие сведения об особенностях применяемых методов и степени изученности ими области Тихого океана.

Современные методы морской геологии обеспечивают возможность получения лишь части сведений, необходимых для тектонического анализа и используемых с этой целью на суше. Одним из важнейших показателей тектонического анализа суши является характеристика вертикальных движений по времени их проявлений, по их направленности, темпу, ритму. В условиях дна морей и океанов этот показатель устанавливается лишь в отношении новейшего этапа геологической истории и в ограниченном содержании, поскольку речь может идти, как правило, лишь об общей направленности движений. Суждения же об их темпе оказываются весьма относительными. Характер и время проявления складкообразования для подводных областей могут быть сейчас намечены лишь гипотетически на основе сравнительно-геоморфологического и сравнительно-тектонического анализа. В случаях, когда анализируемые структуры являются прямым продолжением структур суши, такое гипотетическое решение вопроса наиболее надежно, но в остальных случаях неопределенность решения весьма велика. Характер магматизма и метаморфизма для морских и океанских областей устанавливается по весьма разреженной сети точек, поскольку острова в общем немногочисленны, а образцы изверженных пород, добытые из-под воды, до сих пор еще редки. Вместе с тем геофизические характеристики, играющие скорее подчиненную роль при тектоническом анализе суши, для океанской геологии приобретают роль несравненно бóльшую. Они заменяют в какой-то степени отсут-

ствие геологических разрезов, поскольку в известной мере дают возможность судить о строении земной коры, о простирании ее деформаций и даже о тектонических формациях.

Если говорить о современных методах океанской геологии, то по использованию для целей тектонического анализа на первом месте оказывается геоморфологический метод, затем различные методы геофизических исследований, методы изучения коренных пород и осадков поверхности дна и, наконец, бурение. Исследования рельефа дна морей и океанов представляют при этом наиболее обширную информацию, поскольку техника изучения подводного рельефа наиболее отработана, и такие исследования ведутся почти всеми современными экспедициями. Рельеф дна изучается с помощью эхолотов-самописцев весьма детально на всем пути исследовательских кораблей, и, хотя расстояние между отдельными линиями разрезов в океане все еще оказывается довольно большим, подробность характеристики вдоль разреза весьма велика. Это обеспечивается частым и высоко точным измерением глубин. Поэтому профили дна по маршруту различных экспедиций в сочетании с батиметрическими картами, наглядно обобщающими всю доступную информацию о глубинах и рельефе дна, оказываются наиболее надежной основой для суждений о подводных структурах. Экзогенные процессы в подводных условиях в значительно меньшей мере маскируют структурный и вулканический рельеф, чем на суше. Это увеличивает значение и расширяет возможности геоморфологического метода при тектоническом анализе.

Геоморфологический анализ подводного рельефа позволяет выделять формы тектонического и вулканического происхождения и оценивать степень преобразования их первичного рельефа под влиянием экзогенных процессов. Таким образом, появляется возможность судить о морфологии структур и вулканических аппаратов и об их пространственном распределении. Геоморфологический анализ дает также возможность оценить степень однородности различных областей океанского дна по проявлению рельефообразующей деятельности тех или иных экзогенных процессов. Однако наиболее слабым местом такого анализа до сих пор остается слабая изученность экзогенных рельефообразующих процессов в океане и связанная с этим трудность уверенных суждений о генезисе целого ряда форм и комплексов форм подводного рельефа.

Среди геофизических методов, применяемых для исследований подводных пространств, следует указать прежде всего сейсмическое зондирование. Глубинное сейсмическое зондирование по методу преломленных волн дает возможность судить о наличии в составе земной коры слоев с различными динамическими показателями, о физическом состоянии верхней мантии, а также о рельефе основных границ раздела вплоть до раздела Мохоровичича. Зондирование по методу отраженных волн позволяет освещать строение лишь верхней части коры, преимущественно осадочной и вулканогенной толщ, но зато более подробно вскрывает рельеф поверхностей раздела и прослеживает его на весьма значительных расстояниях. Морские гравиметрические работы дают сведения о плотности слоев, слагающих кору, примерном рельефе поверхностей раздела и наличии или отсутствии изостатического равновесия. Последнее обстоятельство позволяет судить о горизонтальной неоднородности вещества коры и верхней мантии. Магнитометрические исследования дают картину распределения основных и ультраосновных интрузий и эффузий, а тем самым выявляют простирание зон расколов, разрывов и разломов. Для суждения об относительной подвижности и тектонической активности различных областей много дают сейсмологические наблюдения. Они позволяют также судить о некоторых динамических параметрах слоев коры и верхней мантии и о положении поверхностей важнейших

разделов. Наконец, исследования теплового потока сквозь дно океана дают некоторое представление о физических процессах, протекающих в коре и мантии, и о возможных связях с ними тектонических структур.

Совокупность сведений, представляемых методами океанской геофизики, дает возможность выделить несколько основных типов земной коры по наличию в ее составе слоев с различными динамическими характеристиками. Намечаются закономерные связи структур с типами коры, признаки их взаимной зависимости. Наличие таких связей позволяет надеяться, что удастся раскрыть сущность и направление тектонических процессов на дне океанов. Таким образом, характеристика типа коры по геофизическим данным является важным моментом тектонического анализа подводных областей.

Исследованию выходов коренных пород на дне морей и океанов до сих пор препятствует несовершенство методики и техники сбора образцов таких пород — путем тралений и драгирования. Именно этим объясняется крайняя скудость данных о характере магматизма и метаморфизма для обширных пространств океанского дна. Значительно проще сбор образцов рыхлых донных осадков, изучение которых позволяет выявить фациальные особенности различных тектонических областей. Изучение геологических разрезов в подводных условиях пока возможно лишь на сравнительно небольших глубинах в стенках подводных каньонов, а на больших глубинах — в колонках, полученных грунтовыми трубками и путем бурения. Грунтовые трубки пока еще являются наиболее распространенным средством изучения толщи донных осадков, но глубина их проникновения в нее обычно не превышает 10—30 *м*, так что речь идет о изучении лишь самой поверхностной части осадочной толщи. Несравненно более эффективным является метод морского бурения. Множество скважин для разведки на нефть и газ было пробурено в последние годы на шельфе Тихого океана у берегов Калифорнии, Японии, Индонезии и Австралии. Однако для понимания тектоники Тихого океана наибольшее значение имеют скважины в пределах его глубокой котловины, проникающие в толщу осадков на несколько сотен метров и раскрывающие страницы его древней истории.

Первая глубоководная скважина была пробурена в Тихом океане американскими исследователями в 1960 г. в области материкового склона Северной Америки близ о-ва Гваделупа в связи с работами по проекту бурения до раздела Мохоровичича (так называемый «Проект Мохол»). Развитием начальной стадии этого проекта, отложенного из-за недостатка средств, явился «Проект ДЖОИДЕС» — проект бурения сквозь осадочную толщу океанского дна. Работы по этому проекту на специальном буровом судне «Гломар Челленджер» были начаты в 1968 г. в Атлантическом океане, а в 1969 г. в Тихом океане были пробурены скважины в 52 точках. Данные этих скважин в сочетании со всем остальным комплексом геоморфологических, геологических и геофизических данных существенно расширяют представления о тектонике ложа Тихого океана.

Особую категорию данных, которыми приходится оперировать морскому геологу при выяснении истории тектонических движений современного дна морей и океанов, представляют факты из области биогеографии. Данные биогеографии о древности глубоководной фауны, основывающиеся на соотношениях между относительно древними и относительно молодыми элементами в фауне различных частей Мирового океана, позволяют судить о геологической истории океанических впадин. Очень большой интерес представляют также всякого рода реликты фауны и флоры, отражающие биологические связи прошлого. Эти связи помогают реконструировать морфологические условия минувших эпох, при которых такие связи были возможны. Элементы эндемизма позволяют, напротив,

судить о времени разобщения ареалов и, следовательно, о времени изменения морфоструктурных условий.

Фауна Галапагосских о-вов свидетельствует о былых связях этой группы вулканических островов с материком Южной Америки и о том, что эти связи прервались до начала палеогена. Фауна и флора Курильских о-вов свидетельствуют о том, что несущий их хребет растет со стороны Камчатки и Японии, но никогда в прошлом не смыкался воедино в средней части гряды. Фауна пресноводных рыб бассейнов Охотского и Японского морей с большой убедительностью указывает на то, что эти моря, если не целиком, то в большей своей части, представляют результат позднетретичных и четвертичных опусканий. Эндемизм фауны глубоководных желобов говорит об их сравнительно древнем существовании, причем степень этого эндемизма позволит, по-видимому, наметить последовательность образования различных желобов.

2. Изученность и карты рельефа дна Тихого океана

Наши представления о подводном рельефе очень сильно зависят от развития техники и методики исследований. Объект изучения, скрытый от глаз наблюдателя, может познаваться лишь при условии использования достаточно совершенных технических средств и приемов, позволяющих подробно и разносторонне осветить формы подводного рельефа и особенности их строения, дающие возможность судить об их происхождении. Основным методом изучения подводного рельефа до сих пор является измерение глубин, несмотря на то, что в последние два десятилетия весьма быстро развиваются средства подводного фотографирования и телевидения, а также средства непосредственного наблюдения — акваланги, глубоководные подводные лодки и батискафы.

Основным приемом геоморфологического анализа, соответственно этому, является изучение профилей и карт подводного рельефа. По развитию методов картирования подводного рельефа история изучения дна Тихого океана может быть разделена на следующие важные этапы: 1) период общего географического изучения; 2) период тросовых измерений глубин; 3) период экспериментального применения эхолотов; 4) период массового применения эхолотов для изучения подводного рельефа; 5) работы Международного геофизического года 1957—1959 гг. и последующих лет, характеризующиеся комплексным изучением подводного рельефа.

1. В период общего географического изучения Тихого океана осуществлялось географическое открытие его побережий и островов и установление общих очертаний и размеров океана. В этот период исследователи еще были лишены практически какой-либо возможности изучать глубины океана. Этот этап исследований начинается с первых плаваний полинезийцев в VII в., а для европейских мореплавателей — с плавания Магеллана в 1520—1521 гг. (Магидович, 1957). Большую роль в исследованиях этого периода сыграли русские моряки, описавшие северо-западные и северные берега океана во второй половине XVII и в первой половине XVIII вв. Благодаря работам русских моряков изображение побережий Тихого океана на отечественных картах того времени было значительно лучше, чем на европейских картах (Ахматов, 1926; Ефимов, 1950).

Конец XVIII и начало XIX столетий знаменуется широким размахом исследовательских плаваний общегеографического плана, в процессе которых закладываются основы точной картографии Тихого океана. Это плавания Кука, Бугенвилля, Лаперуза, а также многочисленные кругосветные русские плавания — Крузенштерна, Лисянского, Головнина, Коцебу, Беллинсгаузена, Лазарева, Литке, Невельского и др. Основным

достижением плаваний этого периода было применение новых методов определения места, благодаря чему карты Тихого океана получили надежную астрономическую основу. Появившиеся в результате этих исследований карты и атласы положили начало современной картографии Тихого океана. Особо должны быть отмечены русские карты и атласы, составленные Литке (1845), Кашеваровым (1847), Тебеньковым (1852), Невельским (1848), Рудановским (1857). В экспедициях этого периода начинают измеряться глубины. Однако такие измерения производятся редко и исключительно на мелководьях.

2. Большие глубины открытого океана и краевых морей начинают изучаться лишь во второй половине XIX столетия с помощью механических лотов, по длине вытравленного троса. Обычно связывают начало изучения больших глубин Тихого океана со всемирно известными океанографическими экспедициями — английской на «Челленджере» (1872—1876 гг.), немецкой на «Газели» (1874—1876 гг.), а также с работами по изысканию трассы для прокладки подводного телеграфного кабеля на американском судне «Тускарора» (1873—1876 гг.). При этом немногие знают, что одним из пионеров изучения больших глубин в Тихом океане был русский моряк-гидрограф, а по кругу своих интересов ученый-океанолог — К. С. Старицкий. В 1865—1870 гг. он осуществил измерения больших глубин в дальневосточных морях и северо-западной части Тихого океана, работая на корветах «Аскольд» и «Варяг», с помощью механического лота (Старицкий, 1873).

Работы Старицкого были продолжены его учеником и помощником Онацевичем. Интересно отметить, что внимание русских ученых к изучению глубин Тихого океана уже в этот период было настолько серьезным, что именно русскому исследователю — академику М. А. Рыкачеву принадлежит одно из первых обобщений результатов работ экспедиций на «Челленджере», «Тускароре» и «Газели». На основании этих данных Рыкачев составил одну из первых карт глубин Мирового океана и показал на ней важнейшие особенности рельефа дна Тихого океана (Рыкачев, 1881).

Последние десятилетия XIX в. и первые десятилетия XX в. характеризовались продолжением тросовых измерений больших глубин Тихого океана рядом океанографических, гидрографических и специальных экспедиций по изысканию трасс для подводных телеграфных кабелей. В открытой части океана значительные работы были выполнены в эти годы судном Комиссии по делам рыболовства США «Альбатрос» (1886—1906 гг.). Для русской картографии этого времени особенно важными были работы Гидрографической экспедиции Восточного океана (1898—1923), исследовавшей глубины дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана (Ахматов, 1926; Лапушкин, 1948).

Развитие представлений о подводном рельефе океана на основе данных, полученных в этот период, можно проследить на ряде карт, составленных в различные годы Петерманом (1877), Рыкачевым (1881), Мерреем (1895), Мерреем и Хьортом (1912), Крюммелем (1907), Зупаном (1899), а также на листах Генеральной батиметрической карты океанов, изданной в Монако в первый раз в 1904 г. (переиздававшейся впоследствии вторым изданием в 1912—1936 гг., третьим — в 1940—1954 гг. и в наши дни — уже четвертым изданием).

3. Начало 20-х годов XX столетия ознаменовалось появлением нового мощного средства измерения глубины — эхолота. В отличие от механических лотов, при использовании которых требовалась остановка корабля на несколько часов для каждого отдельного измерения глубин, эхолот позволил производить измерения глубин непрерывно во время движения корабля, и благодаря этому число измеряемых в каждой экс-

педиции глубин возросло в сотни и даже тысячи раз. Однако в первые два десятилетия практики применения эхолотов для исследовательских целей они еще не имели самописцев и отсчет глубин производился на слух или визуально. Это не позволяло в полной мере использовать все преимущества звукового измерения глубин, сделав такие измерения действительно непрерывными, т. е. достаточно частыми, и не обеспечивало высокой точности. И все же несмотря на эти несовершенства первых образцов эхолотов, уже первые два-три десятилетия применения эхолотов для изучения глубин Тихого океана принесли очень много нового.

Данные, полученные экспедициями на «Эмдене» (1927), «Снеллиусе» (1930), «Рамапо» (1933), «Карнеги» (1927—1936), «Мансю», «Косю» и «Иодо» (1935), настолько существенно расширили представления о рельефе дна Тихого океана, что дали возможность составления первых детальных батиметрических карт, на которых расплывчатые контуры форм подводного рельефа стали постепенно сменяться сложной картиной расчлененной поверхности дна. К числу таких карт относятся детальные карты районов, прилегающих к побережьям Азии (Лапушкин, 1948) и Северной Америки (Shepard, Emery, 1941), обзорные батиметрические карты Гидрографической службы США для всего океана в целом — № 5194, 5486, 2601, батиметрическая карта японской Гидрографической службы для северо-западной части океана № 6901 (издана только после окончания войны, в 1953) и некоторые другие.

Непосредственно перед второй мировой войной были созданы достаточно совершенные эхолоты-самописцы, позволившие уже в полной мере реализовать возможности эхолотов, измеряя глубину с большой частотой повторения и высокой точностью. Однако в годы войны исследования подводного рельефа Тихого океана осуществлялись в довольно скромных масштабах, лишь попутно с боевыми операциями. Впрочем и это уже дало возможность подготовить более детальные батиметрические карты для тех частей океана, где такие попутные исследования выполнялись, например, для западной части океана. Таковы батиметрические карты гидрографической службы США № 5484 и 5485.

4. В несравненно более широких масштабах развернулись исследования глубин Тихого океана после окончания второй мировой войны. Подробный обзор этих работ был дан в сборнике «Успехи в изучении океанических глубин (биология и геология)»; (Зенкевич, Лисицин, Удинцев, 1959; Удинцев, 1959). В воды Тихого океана в этот период направляются многочисленные экспедиции, вооруженные уже достаточно совершенными эхолотами-самописцами. В 50-х годах появляются прецизионные самописцы глубин, делающие результаты эхолотных измерений еще более ценными (Удинцев, 1951; Удинцев и др., 1962; Luskin et al., 1954). Наиболее важными океанографическими экспедициями первых послевоенных лет были плавания шведской экспедиции на «Альбатросе» (1947—1948), датской на «Галатее» (1950—1952), английской на «Челленджере» (1950—1952), новозеландской гидрографической на корабле «Лахлан» (в 1956 г.), плавания советской экспедиции на «Витязе», проводящиеся систематически, начиная с 1949 г., американские экспедиции на «Мэрисвилл», «Горизонт», «Спенсер Ф. Бэрд», которые также проводятся систематически начиная с 1946 г.

Гидрографические службы ряда стран — США, Японии, Новой Зеландии и других — приступили к планомерным и детальным исследованиям прилегающих к их побережью районов океана. На основе собиравшихся при этом данных были составлены новые весьма подробные батиметрические и морские навигационные карты. Здесь следует упомянуть батиметрические карты Алеутской островной дуги (Gibson, Nichols, 1953; Gates, Gibson, 1956), залива Аляска, зон разломов Меррей, Кла-

рион, Мендосино и Клиппертон (Menard, 1960), желоба Тонга (Raitt, Fisher, Mason, 1955), района Гавайских о-вов (Emery, 1955), района Новой Зеландии и о-вов Кермадек (Brodie, Hatherton, 1958; Brodie, 1964), северной части Меланезийского плато (Fairbridge, Stewart, 1960). Ряд детальных карт был составлен для районов, прилегающих к Японии (Hoshino, 1963, 1967; Hoshino, Iwabuchi, 1966). Появились карты, изображающие рельеф дна таких малоизученных до последнего времени районов, как Перуанско-Чилийский желоб (Ziegler, Athearn, Small, 1957; Fisher, 1958), Курило-Камчатский желоб (Удинцев, 1955), северо-западная часть Тихого океана (Буданова, 1961).

Следует заметить, что обзорные батиметрические карты Тихого океана, изданные в этот период, еще не отражали в достаточной мере результаты новейших исследований и основывались преимущественно на старых материалах. Поэтому они давали изображение подводного рельефа значительно более схематично и упрощенно, чем частные карты, составлявшиеся непосредственно на материалах новейших работ. Все же в известной мере новые сведения уже проникли и на обзорные карты, среди которых можно отметить изданную для высших учебных заведений физико-географическую карту Тихого океана (Зенкович, Салманова, 1958), карты «Атласа мира» (1954) и второго тома «Морского атласа» (1953).

5. В 1957—1959 гг. в Тихом океане была осуществлена широкая программа исследований по плану Международного геофизического года. Исследования подводного рельефа были проведены почти во всех экспедициях, работавших по этому плану. Подробный общий обзор этих работ был дан в «Анналах МГГ» (Удинцев, 1962). Масштабы работ по изучению рельефа дна Тихого океана в период МГГ оказались весьма значительными и превосходили все, что предпринималось до этого в предшествующие периоды, как по количеству, так и по качеству собранного материала. Это обусловило весьма существенный прогресс в представлениях о подводном рельефе Тихого океана. Важной особенностью работ в период МГГ было применение эхолотов с высокой разрешающей способностью усилителей и самописцев, прежде всего это относится к прецизионным самописцам глубин (Удинцев и др., 1962; Удинцев, Агапова, 1964).

Широко использовались эхолоты с относительно низкой рабочей частотой, обеспечивающие надежность измерения даже самых больших глубин океана и дававшие возможность изучать слоистость верхних горизонтов осадочной толщи на дне океана. В качестве главного метода исследований применялось непрерывное измерение глубин по всему маршруту экспедиции. Особое место в работах периода МГГ заняло фотографирование дна океана, дающее очень ценный материал для понимания происхождения подводного рельефа. Следует отметить, что применение техники измерения глубин, резко повысив детальность исследования, не обеспечило еще столь же резкого увеличения абсолютной точности измеряемых глубин, так же как не была в этот период резко увеличена точность определения места корабля, измеряющего глубины. Эти проблемы оставались еще нерешенными.

Экспедиции периода МГГ носили преимущественно характер рекогносцировочных и охватывали большие пространства Тихого океана. При этом отдельные промерные галсы отстояли друг от друга на довольно большие расстояния. Лишь некоторые ограниченные районы подверглись более детальным исследованиям в связи с решением тех или иных региональных проблем или общих проблем морской геологии.

Наибольшую активность в изучении подводного рельефа Тихого океана в период МГГ проявили США и Советский Союз. В значительно

меньших масштабах проводили такие исследования Аргентина, Франция, Япония и Новая Зеландия. Работы советских экспедиций охватили почти весь океан и доставили в распоряжение советских ученых ценный сравнительный материал, позволяющий правильнее понять все остальные имеющиеся данные. Наиболее важные результаты были получены при этом в экспедициях на «Витязе» и «Оби». Западная часть океана исследовалась в 25, 26 и 27-м рейсах «Витязя» (Канаев, 1960; Удинцев, 1960). Северная половина океана была охвачена работами 29-го рейса «Витязя» (Зенкевич, 1961). В экспедициях «Витязя» была применена новая методика исследования на полигонах, позволившая собрать, в дополнение к материалам попутного промера, данные о строении малых форм рельефа дна океана. Рельеф южной части океана изучался в первом и третьем рейсах «Оби» (Живаго, 1960, 1961, 1965; Живаго, Лисицын, 1957).

В восточной части океана американскими исследователями были проведены работы по изучению подводного рельефа в экспедиции «Даунвинд» — на кораблях «Спенсер Ф. Бэрд» и «Хорайзн» и в 15-м рейсе «Вима» (Menard, Fisher, 1958; Fisher, 1958; Menard, 1960; Fisher, Norris, 1960). Подводный рельеф Алеутской островной гряды и залива Аляска изучался в 176-м и 199-м рейсах «Браун Бер» (Fleming, 1958, 1959). Экспедиции «Долдрамс» и «Дельфин» на кораблях «Спенсер Ф. Бэрд» и «Хорайзн» исследовали экваториальную зону восточной части океана. Южная часть океана изучалась американскими экспедициями «Дипфриз-1», «Дипфриз-2» и «Дипфриз-3», проводившимися на кораблях «Атка», «Глейшер», «Эдисто», «Арнеб», «Норзвинд», «Стейтен Айленд», «Бартон Айленд» и «Вествинд». Исследования экспедиций «Дипфриз» были особенно детальными в районе между Новой Зеландией и Антарктидой и в море Росса.

Аргентинские экспедиции на кораблях «Капитан Канепа» и «Генерал Сан Мартин» исследовали рельеф дна в южной части океана, в особенности в районе пролива Дрэйка (Capurro, 1955). Французские корабли «Орсом-3« и «Лотус» провели лишь очень ограниченные по объему исследования рельефа дна в центральной части океана, вблизи островов Океании. Японские экспедиции в период МГГ почти не вели работ по изучению подводного рельефа и измеряли глубины только на отдельных океанографических станциях. Впрочем, в 1959 г. были проведены два плавания нового японского экспедиционного судна «Риофу-Мару», в которых собран материал по рельефу северо-западной части океана (Nasu, Sato, 1962; Nasu, Iijima, Kagami, 1960). Уже после окончания работ МГГ Австралией были проведены исследования рельефа дна Тасманова моря (Standart, 1961).

По окончании работ по программе МГГ исследования рельефа дна Тихого океана продолжались не менее интенсивно. Такие исследования велись в многочисленных плаваниях «Витязя» — в 30, 31, 33, 34, 37, 38, 39, 42, 43, 44, 45, 46, 47 и 48-м рейсах, в 4-м рейсе нового судна Института океанологии «Академик Курчатов». Особенно много дал 34-й рейс «Витязя», охвативший наименее изученную до этого центральную часть океана. Американские исследователи продолжали изучение подводного рельефа на кораблях «Спенсер Ф. Бэрд», «Хорайзн», а также на новом исследовательском судне Скриппсовского океанографического института «Арго». В этот период ими проводятся экспедиции с кодовыми названиями «Амфитрида», «Ист-пак» и другие (Menard, 1964). Знаменательным событием этих лет было начало планомерной и систематической съемки в северной части океана на кораблях Береговой и геодезической службы США «Пайонир», «Сорвейер» и «Ошеанографер» по проекту «Симэп», по системе меридиональных промерных галсов с регулярно выдерживаемым интервалом в 10 миль (Elvers et al., 1967).

В исследования рельефа дна Тихого океана в эти годы активно включаются японские исследователи, ведущие работы такого типа сначала на судне Метеорологической службы «Риофу-Мару», а с 1967 г.— на новом судне Института исследований океанов Токийского университета «Хакухо-Мару» (Hoshino et al., 1969).

Материалы собранные в период МГГ, дали возможность составления новых батиметрических и морских навигационных карт Тихого океана. В 1960 г., в связи с подготовкой нового издания Генеральной батиметрической карты океанов и подведением итогов МГГ, американским ученым Г. Менардом была составлена обзорная батиметрическая карта Тихого океана в стереографической проекции в масштабе 1:20 000 000 (Menard, 1964). Кроме того, для Тихого океана были составлены так называемые физиографические карты различных масштабов, дающие весьма наглядное, как бы объемное, изображение форм подводного рельефа (Heezen, Tharp, 1961, 1969). Что касается карты Г. Менарда, любезно предоставленной нам ее автором еще до опубликования, то эта карта представляла, несомненно, большой сдвиг по сравнению с прежними обзорными картами Тихого океана. На ней в значительной мере были отражены результаты американских исследований периода МГГ и предшествующих лет. Вместе с тем карта совершенно не отражала результатов советских исследований. Кроме того, изображение рельефа изобатами на карте Г. Менарда было чрезвычайно схематичным и упрощенным, не давало представления об особенностях относительно малых форм рельефа. Этот последний недостаток карты Г. Менарда восполнялся в значительной мере составленными им же физиографическими картами северо-восточной части океана в масштабе 1 : 3 500 000 (Menard, Hamilton, 1961; Menard, 1964) и физиографическими картами Б. Хейзена и М. Тарп «Южная Атлантика» в масштабе 1 : 8 000 000, захватывающей и юго-восточную часть Тихого океана (Heezen, Tharp, 1961). Однако физиографические карты, позволяя представить характер малых форм рельефа, весьма условно показывали распределение глубин и привязку к ним форм подводного рельефа.

Таким образом, в итоге работ по программе МГГ и в первые последующие за этим годы рельеф дна Тихого океана был изучен существенно подробнее, чем за весь предшествующий период. Это позволило ряду авторов показать его на обзорных батиметрических картах значительно полнее, чем это было возможно ранее. Однако наиболее полной, подробной и отвечающей целям геологического изучения дна явилась, как нам кажется, советская батиметрическая карта «Тихий океан» в масштабе 1 : 10 000 000, опубликованная в 1964 г. («Тихий океан», карта масштаба 1 : 10 000 000, ГУГК ГГК СССР, Междуведомственный геофизический комитет АН СССР, М., 1964; Удинцев и др., 1963). На вопросе методики составления этой карты и полноты отражения ею имеющихся сведений о рельефе дна Тихого океана следует остановиться подробнее.

Как известно, в морской картографии применяются два основных способа показа на картах подводного рельефа. Первый способ основан на применении цифровых отметок глубин и используется преимущественно на морских навигационных картах. На географических и специальных геологических и геоморфологических картах этот способ применяется в самой ограниченной степени. Второй способ использует для показа подводного рельефа линии равных глубин — изобаты, подобные изолиниям высот на гипсометрических картах суши. Этот способ дает значительно более наглядное изображение подводного рельефа и поэтому широко применяется на обзорных географических картах, а также на различных специальных картах, составляемых для целей научного

анализа,— геологических, геоморфологических и других. На морских навигационных картах этот способ до сих пор применяется лишь в качестве вспомогательного. Понятно, что для целей океанологии и морской геологии наибольшее значение имеют карты, показывающие подводный рельеф вторым способом,— так называемые батиметрические карты. Они помогают правильно анализировать природные явления в океане в связи с рельефом дна. Для целей морской геологии они дают возможность представить результаты исследований подводного рельефа в форме, наиболее удобной для научной интерпретации и для использования с целью построения на их базе различных специальных карт.

С помощью батиметрических карт можно легко получить общую картину подводного рельефа, оценить расположение, размеры и конфигурацию отдельных форм и соотношение между ними. При анализе таких карт становится понятным влияние подводного рельефа на циркуляцию водных масс, на распределение донных осадков и донной фауны. Батиметрические карты помогают понять зависимость акустического поля океана от особенностей подводного рельефа. Такие карты очень важны и являются пока что главной основой для построения тектонических карт дна океана.

В последние годы в морской картографии получили применение также упоминавшиеся уже физиографические карты, показывающие рельеф дна с помощью специальных условных знаков, дающих объемное изображение. Такие карты были применены в свое время для суши Лобеком (1939). Б. Хейзен успешно использовал методику Лобека для составления карт дна океана, развив и приспособив ее в соответствии с особенностями первичного материала, используемого при составлении морских карт: эхограмм и эхолотных профилей (Heezen, Tharp, Ewing, 1959; Heezen, Tharp, 1961). Физиографические карты дают безусловно еще более наглядное изображение подводного рельефа, чем батиметрические карты, но вместе с тем они менее точны и не дают достаточной характеристики положения и размеров форм. Основными преимуществами их являются возможность показа различной степени расчленности дна и хорошая наглядность. Однако такие карты не могут служить основой для характеристики глубин океана, менее удобны для построения различных специальных карт, требующих учета глубин, и в этом отношении не могут заменить батиметрические карты. Более того, составление физиографических карт проще всего вести на основе именно батиметрических карт.

Многочисленные морские навигационные карты, изданные к настоящему времени гидрографическими службами многих стран, весьма подробно характеризуют глубины Тихого океана с помощью цифровых отметок, а также с помощью редких изобат, имеющих чрезвычайно упрощенный рисунок. Характерной особенностью морских навигационных карт является применение на них генерализации сведений о глубинах путем равномерного разрежения отметок по мере перехода от карт крупных масштабов к мелкомасштабным. Это обстоятельство обусловливает значительное упрощение картины подводного рельефа, рисуемой обзорными мелкомасштабными морскими навигационными картами.

Для целей научного анализа подводного рельефа, для целей анализа природных явлений в связи с рельефом дна океана морские навигационные карты представляются неудобными, но они имеют большую ценность как источники фактических сведений о глубине океана.

Обращаясь к решению различных вопросов, касающихся природы океана и рельефа его дна, приходится неизбежно использовать батимет-

рические карты. Понятно, что уже на протяжении длительного времени батиметрические карты являются одной из важнейших форм обобщения и анализа сведений о глубинах океана, о рельефе его дна. При беглом обзоре истории исследований рельефа дна Тихого океана мы отметили ряд батиметрических карт, составленных на различных этапах исследований и на основе доступных в те или иные периоды материалов. Вполне естественно, что по мере накопления фактического материала батиметрические карты Тихого океана постепенно становились все более и более подробными и с этой точки зрения прогресс в составлении таких карт является очевидным. С этой точки зрения все относительно новые карты значительно полнее и точнее более ранних карт в силу большего объема фактического материала, на котором они основываются. Известно, что применение эхолотов позволило резко увеличить количество измерений глубины вдоль пути корабля. Однако в открытых частях океана промерные галсы располагаются все еще на значительном удалении друг от друга, и поэтому большая часть площади, охватываемой батиметрическими картами, все еще остается лишенной сведений о глубинах, и наши пространственные трехмерные представления о подводном рельефа меняются медленнее, чем накапливаются линейные двумерные представления, получаемые с помощью эхолотов. Поэтому очень важно, чтобы метод составления батиметрических карт позволял возможно полнее использовать линейную двумерную информацию для характеристики определенной площади океанического дна.

Если исходить из этих соображений, подавляющее большинство батиметрических карт Тихого океана представится нам очень далеким от желаемого. Исключение составят лишь немногие карты, основанные на подробной площадной съемке, или карты, при составлении которых авторы отходили от обычной методики составления.

Обычная методика составления батиметрических карт, сложившаяся на протяжении нескольких десятилетий, характеризуется двумя особенностями. Во-первых, при составлении таких карт, как правило, основой служили сведения о глубинах, помещенные на изданных ранее морских навигационных картах, или специально составленные в порядке подготовки к составлению батиметрических карт опять же навигационные карты. Во-вторых, метод проведения изобат основан на линейной интерполяции сведений о глубинах между имеющимися на карте отдельными отметками глубин.

Остановимся прежде всего на вопросе об использовании первичной информации о глубинах. Известно, что сведения о глубинах океана, помещаемые на морских навигационных картах различных масштабов, в значительной мере обеднены по сравнению с собираемыми в океанографических и гидрографических экспедициях. Это обусловлено, с одной стороны, тем, что собираемые океанографическими экспедициями сведения о глубинах (в силу недостаточной в большой части таких экспедиций точности определения места) игнорируются картографами-гидрографами и не попадают на морские навигационные карты. С другой стороны, значительная часть информации о глубинах, имеющейся на крупномасштабных картах или промерных планшетах, не попадает на мелкомасштабные карты, так как отсеивается в процессе генерализации и не используется, таким образом, при составлении батиметрических карт мелкого масштаба. Понятно, что эти карты окажутся недостаточно подробными.

Вторая особенность прежней методики составления батиметрических карт — это применение метода линейной интерполяции. Метод линейной интерполяции основан на гипотезе о том, что поверхность дна между отдельными отметками глубины — плоская. Позволяя получать вполне

однозначно положение интерполированных значений глубины, необходимых для проведения изобат, этот метод создавал мнимое впечатление надежности и максимальной точности при доступном объеме фактического материала. Однако, в действительности это совсем не так. Материалы исследований последних лет показали достаточно убедительно, что строение поверхности дна морей и океанов исключительно сложно, и предположение о плоской поверхности дна между отдельными отметками глубины чрезвычайно далеко от реальных условий. Поэтому применение метода линейной интерполяции можно было бы оправдать лишь для немногих случаев составления карт для районов, исследованных настолько подробно, что элементарные поверхности дна между отдельными отметками глубин действительно близки к плоским. Для всех же других случаев применение метода линейной интерполяции представляется недопустимым, так как ведет к заведомому отклонению от природных условий, к их упрощению. Понятно, что батиметрические карты, составленные по методу линейной интерполяции, часто имеют чрезмерно схематизированный и неправдоподобный рисунок изобат.

Исходя из перечисленных соображений, была выработана методика составления батиметрических карт, представляющаяся нам наиболее рациональной (Канаев, Удинцев, 1960; Удинцев и др., 1963). Метод использования исходной информации по составлению таких карт должен дать возможность сделать изображение подводного рельефа наиболее подробным. Для этого целесообразно не отказываться, а, напротив, всемерно использовать обширные материалы океанографических экспедиций. Несколько пониженная точность определения места в таких экспедициях не является фактором, полностью дискредитирующим полученные сведения о глубинах, так как речь идет о составлении карт относительно мелких масштабов и для общей оценки подводного рельефа. Ошибки определения места глубин на таких картах сопоставимы с графической точностью самих карт. Это дает возможность использовать огромный фактический материал, накопленный различными океанографическими экспедициями почти за последние 100 лет и в малой степени отраженный на морских навигационных картах. Целесообразно также применять иной метод генерализации сведений о подводном рельефе: генерализовать не отдельные отметки глубин, а построенный по ним рисунок изобат. С этой целью следует вести составление батиметрических карт в относительно крупном масштабе, в соответствии с объемом первичной информации о глубинах, и лишь затем подвергать рисунок изобат уменьшению и генерализации подобно тому, как это делается в наземной картографии. Необходимо указать, что и в морской картографии в свое время этот метод генерализации уже выдвигался В. А. Снежинским, но не получил, к сожалению, должного применения.

Наконец, метод самой рисовки должен быть основан не на линейной интерполяции, а на применении геоморфологической интерполяции и экстраполяции. Сущность геоморфологической интерполяции заключается в использовании не мнимых, а действительно закономерных черт строения поверхности дна, выявляемых по эхограммам и эхолотным профилям. Интерполяция между отдельными промерными галсами, обеспеченными эхограммами или профилями закономерных особенностей морфологии дна, дает возможность проводить изобаты, руководствуясь гипотезой о том, что дно между галсами имеет те же закономерные черты строения, что и по галсам. Эта гипотеза значительно ближе к истине, чем гипотеза о плоской поверхности дна. В тех случаях, когда промерные галсы располагаются далеко друг от друга, интерполяция уже недопустима и возможен прием геоморфологической экстраполяции, предусматривающий распространение в известных разумных пределах

закономерностей морфологии дна, обнаруженных по галсу, в стороны от него. Рисунок изобат, построенных с применением метода геоморфологической интерполяции, оказывается не только более правильным в смысле передачи природных особенностей подводного рельефа, отражающих геологическое строение дна океана, что особенно важно для морской геологии, но и более точным в смысле характеристик абсолютных глубин океана, которые могут быть встречены между промерными галсами. Здесь следует сказать о том, что составляет основную особенность нового метода,— об использовании комплексной геолого-геофизической информации о строении дна океана с целью наиболее достоверного изображения рельефа поверхности дна.

Идея о построении карт подводного рельефа с учетом закономерностей его строения уже давно выдвигалась советскими учеными (Снежинский, 1951; Заруцкая, Зенкович, 1961). Однако лишь в период развернутых исследований рельефа и геологии дна Тихого океана в годы после Великой Отечественной войны удалось реализовать эти идеи и развить их до конкретного практического метода. Ядро этого метода составляют выводы о генетических связях, существующих между морфологией дна океана и его геологическим строением и историей развития. Эти выводы сделаны на базе анализа данных по рельефу дна, характеру осадконакопления, глубинному строению земной коры, по данным о физических полях Земли. Благодаря этому метод геоморфологической интерполяции дает возможность использовать при составлении карт подводного рельефа не только информацию о глубинах океана, все еще довольно ограниченную, но и привлекать большой объем дополнительной информации качественно иного характера — геолого-геофизической. В результате этого общий объем используемой информации возрастает на порядок, а карта приобретает характер графического изображения выводов о геологическом строении дна океана.

При генерализации изображения рельефа при переходе к относительно более мелким масштабам необходимо сохранять важнейшие черты подводного рельефа за счет исключения второстепенных. Это ведет к некоторому упрощению изображения, но не механическому, а с учетом закономерных природных особенностей строения поверхности дна. При этом положение отдельных участков изобат на мелкомасштабной батиметрической карте может оказаться смещенным относительно положения отдельных отметок глубин на крупномасштабной карте. Это исключается на обычных морских навигационных картах, показывающих рельеф дна отметками глубин, поскольку в процессе генерализации отметки глубин лишь разрежаются, а не смещаются. Поэтому при использовании мелкомасштабных батиметрических карт, составленных предлагаемым методом, необходимо учитывать генерализацию подводного рельефа для того, чтобы правильно оценить размеры и точность положения форм, изображенных на карте того или иного масштаба.

Основные особенности методики составления батиметрических карт сейчас уже стали предметом широкого обсуждения. Особенно большой интерес к ним был вызван решениями II Генеральной ассамблеи Международного геодезического и геофизического союза, касающимися нового издания Генеральной батиметрической карты океанов. Проведенный специальным комитетом Генеральной батиметрической карты океанов опрос показал, что методы составления батиметрических карт, разработанные морскими геологами различных стран одновременно и почти независимо друг от друга и большей частью очень близкие по своему существу, общепризнаны и используются все более широким кругом исследователей. Можно предполагать, что применение этих методов ускорит развитие представлений о рельефе дна океана.

Следует заметить, что в последние годы большие усилия прилагаются к использованию для построения батиметрических и других карт электронно-вычислительных машин. Применение ЭВМ, безусловно, открывает исключительно широкие перспективы для картографии, и поэтому все успешные попытки в этом направлении заслуживают самого серьезного внимания (Swindle, Van Andel, 1969; Grim, 1970). Институт океанологии АН СССР впервые осуществил построение с помощью ЭВМ профилей рельефа дна и экспериментальное построение батиметрических карт в 6-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Курчатов» в Атлантическом океане в 1969 г. Работы в этом направлении продолжаются. Однако и в случае построения батиметрических карт с помощью ЭВМ необходимость учитывать закономерности подводного рельефа, вытекающие из геологического строения дна, отнюдь не отпадает. Эти закономерности по-прежнему должны учитываться, хотя уже не умозрительно, а путем ввода в программу соответствующих параметров. Лишь при этом условии применение ЭВМ приведет не только к ускорению и облегчению процесса построения карт, но и к повышению их качества.

Упоминавшиеся выше батиметрические карты Тихого океана в подавляющем большинстве своем были составлены устаревшими методами. Лишь некоторые карты — Менарда, Фишера, Эмери и некоторых других авторов — составлялись по новым методам, применявшимся ими в большей или меньшей степени. Общим недостатком большинства известных нам карт было ограниченное использование первичной информации, преобладание метода линейной интерполяции при рисовке изобат и отсутствие или неправильная генерализация изображения подводного рельефа.

Начиная с 1949 г. в Институте океанологии АН СССР велась работа по усовершенствованию методики составления батиметрических карт и по составлению батиметрических карт Тихого океана. На основе накопленного опыта составления таких карт, первоначально охватывающих лишь дальневосточные моря и северо-западную часть океана, в кабинете морской геоморфологии института в 1957 г. была начата работа по составлению новой обзорной батиметрической карты Тихого океана. С самого начала эта работа получила большую поддержку Междуведомственного комитета по проведению Международного геофизического года, выделившего значительные средства на составление карты, на подготовку ее к изданию и на само издание. В основу карты было намечено положить всю доступную информацию о глубинах, собранную в предшествующие годы, а также все результаты, полученные в период работы по плану МГГ и после МГГ вплоть до момента издания карты.

При составлении карты был использован метод геоморфологической интерполяции и экстраполяции. Для применения этого метода основным опорным материалом послужили эхограммы, полученные советскими экспедициями на «Витязе» и «Оби» и доступные коллективу составителей в оригиналах. Эти материалы позволили сравнивать морфологию различных частей океана и правильно интерполировать и экстраполировать характерные особенности рельефа дна океана, выявленные по эхограммам и профилям. В свете выявляемых при этом характерных черт подводного рельефа значительно возрастала ценность материалов зарубежных экспедиций, получаемых по системе международного научного обмена, но не в оригиналах, а в копиях, большей частью в форме промерных планшетов, не сохраняющих ряда важных особенностей подводного рельефа, которые могли бы быть выявлены на оригиналах эхограмм и профилей.

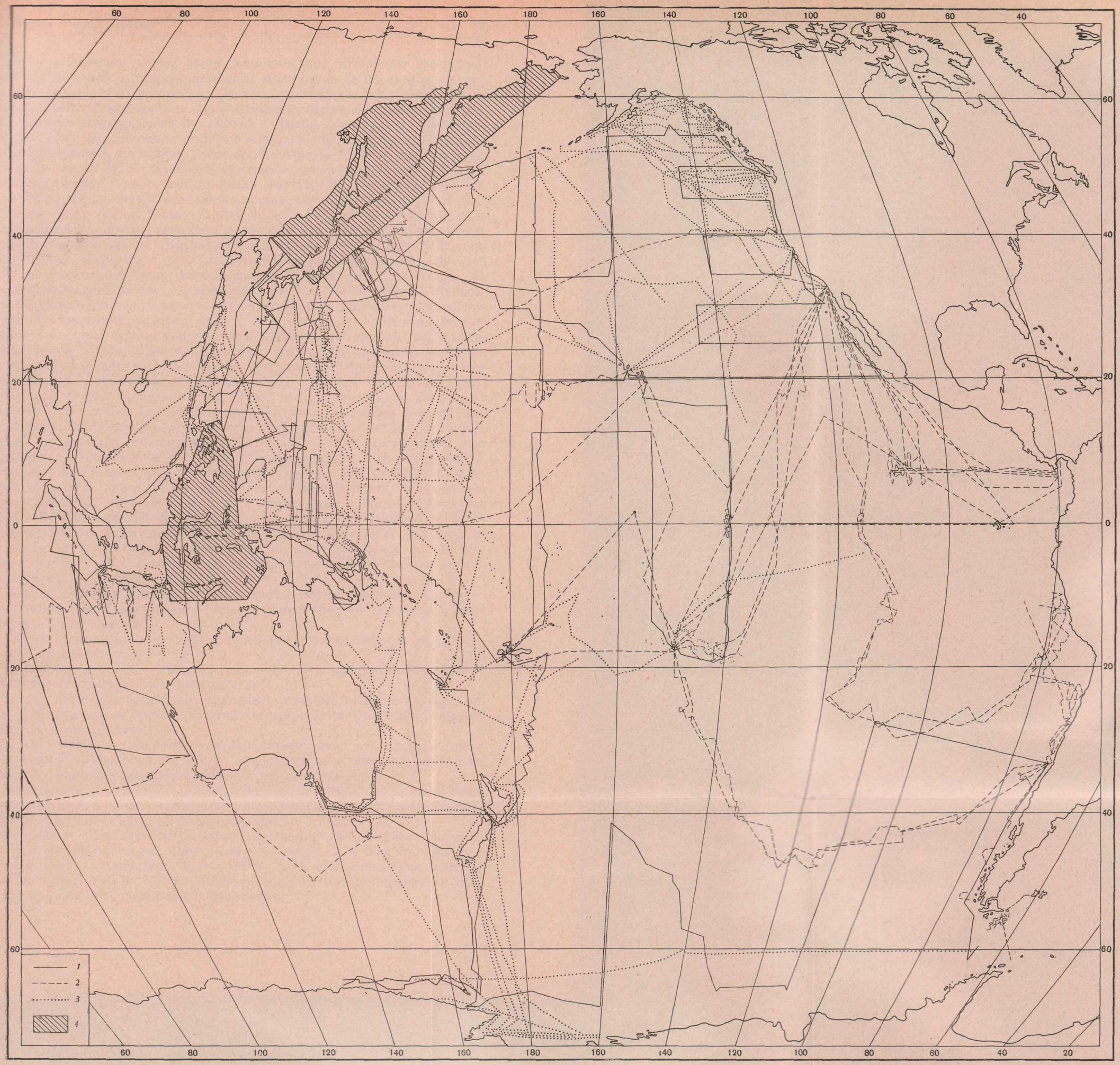


Рис. 2. Схема маршрутов экспедиций, выполнявших подробные тросовые и эхолотные измерения глубин, использованных при составлении батиметрической карты Тихого океана масштаба 1 : 10 000 000

1 — советские экспедиции с эхолотным промером; *2* — иностранные экспедиции с эхолотным промером; *3* — экспедиции с точечным промером; *4* — районы подробного эхолотного промера и охваченные детальными батиметрическими картами

Заказ 2478

При составлении карты были использованы материалы различных океанографических и гидрографических экспедиций за последние 100 лет, содержащиеся в опубликованных отчетах и обобщающих работах. Были использованы также морские навигационные карты большинства стран, проводивших гидрографические работы в Тихом океане за последние 100 лет (рис. 2). Особенно большое внимание было уделено использованию материалов новейших экспедиций периода МГГ и послевоенных лет до и после МГГ. Наиболее важными для изучения рельефа дна открытых частей Тихого океана были 14, 19, 22, 25, 26, 27, 28, 29, 30 и 34-й рейсы «Витязя», охватывающие северную, западную и центральную части океана, а так же 1-й и 3-й рейсы «Оби». Ценный, хотя и небольшой по объему, материал о рельефе дна западной части океана дали 31-й и 33-й рейсы «Витязя», проводившиеся в основном в Индийском океане. Материалы 37-го и других последующих рейсов «Витязя» были получены уже после выхода карты из печати и, естественно, не могли быть использованы. Следует заметить, что эти материалы в основном подтверждают правильность картины рельефа дна, изображенной на карте. Исследования рельефа дна на «Витязе» и на «Оби» велись по единой методике, путем непрерывной регистрации глубин эхолотами-самописцами, с широким применением записи на крупномасштабных диапазонах, а начиная с 34-го рейса «Витязя» — с применением прецизионного самописца глубин (Живаго, 1961; Канаев, Удинцев, 1960). Собранный в этих экспедициях материал весьма значителен по объему и хорошо сопоставим. Благодаря международному научному обмену данными, осуществляемому через Мировые центры данных МГГ, при составлении карты были использованы материалы таких экспедиций, как «Даунвинд», «Дельфин» и «Долдрамс» Скриппсовского океанографического института, 176-го и 199-го рейсов «Браун Бер» Вашингтонского университета, 15-го рейса «Вима» Ламонтской обсерватории. Широко использовались все опубликованные батиметрические и физиографические карты, а также любезно переданные нам еще до опубликования батиметрическая карта Тихого океана в масштабе 1:20 000 000 и физиографическая карта северо-восточной части океана в масштабе 1:3 000 000, составленные Г. Менардом, и физиографическая карта юго-восточной части океана, составленная Б. Хейзеном.

Для составления батиметрической карты Тихого океана в масштабе 1:10 000 000 была применена псевдоцилиндрическая синусоидальная проекция Н. А. Урмаева.

Картографическая сетка данной проекции характеризуется следующими особенностями:

1) экватор и осевой меридиан проекции представляют собой прямые линии, пересекающиеся под прямым углом;

2) параллели изображаются прямыми линиями, параллельными экватору; меридианы в проекции являются синусоидами, вершины которых расположены на экваторе;

3) картографическая сетка в целом симметрична относительно экватора, осевого меридиана, а также и относительно центральной точки проекции (точки пересечения экватора и осевого меридиана).

Экватор в предлагаемой проекции развертывается с небольшим искажением длины (—12%), параллели с широтами $\varphi = \pm 42°,3$ изображаются без искажений (Гинзбург, Салманова, 1957).

Искажения площадей отсутствуют на экваторе. Постепенное нарастание искажений площадей имеет место к северу и к югу от экватора; на параллелях с широтами $\varphi = \pm 40$ и $\pm 70°$ эти искажения соответственно равны +12 и +30%. Линии равных искажений площадей имеют вид прямых, совпадающих с параллелями.

Искажения углов отсутствуют в двух точках проекции, расположенных на пересечении осевого меридиана $\lambda = -170°$ с параллелями $\varphi = -\pm 51°$. Изоколы наибольших искажений углов (со значениями $\Delta = 5$ и 10°) представляют собой замкнутые овалы, расположенные концентрически по отношению к точкам нулевых искажений. Искажения углов на экваторе достигают 14°,9. Область сравнительно небольших искажений углов, ограниченная изоколой $\Delta = 15°$, образует сложную фигуру, основная часть площади которой занимает центральную часть карты и имеет вид довольно широкой полосы, расположенной между полюсами. С внешней стороны этой фигуры искажение углов возрастает и к границам карты достигает максимальных значений 60—70°.

В центральной точке проекции искажения площадей $p = 0$ и наибольшие искажения углов $\Delta = 14°,9$ (Гинзбург, 1957; Гинзбург, Салманова, 1957).

Анализ распределения искажений площадей позволяет заключить, что принятая для батиметрической карты Тихого океана псевдоцилиндрическая синусоидальная проекция И. А. Урмаева обладает заметным преимуществом по сравнению с проекцией Меркатора, вычисленной как на касательном, так и на секущем цилиндре.

Так, область искажений площадей, ограниченная в проекции Урмаева изоколой $p = 1{,}1$ (10%), расположена между параллелями с широтами $\varphi = \pm 35°$. Аналогичная область проекции Меркатора (на касательном цилиндре) значительно у́же: она расположена между параллелями с широтами $\varphi = \pm 20°$. На широтах $\varphi = \pm 70°$ в проекции Урмаева искажения площадей составляют всего лишь $p = 1{,}30$ (30%), тогда как в проекции Меркатора со стандартным экватором они достигают $p = 8{,}50$ (75%). Следует отметить, что вычисление меркаторской сетки на касательном цилиндре является далеко не лучшим вариантом применения этой проекции для карт океанов. Более удовлетворительная картина распределения искажений в проекции Меркатора получается при вычислении сетки на секущем цилиндре. Однако и в этом случае проекция Меркатора по характеру искажений площадей значительно уступает псевдоцилиндрической синусоидальной проекции Урмаева, принятой для нашей карты.

Свойство конформности, присущее проекции Меркатора, а также возможность прямолинейного изображения локсодромии определяют наибольшую целесообразность применений этой проекции для составления относительно крупномасштабных батиметрических карт с использованием первичных материалов эхолотного промера (Буданова, Затонский, Ларина, Марова, 1960). В случае же составления мелкомасштабных батиметрических карт обзорного характера более важным достоинством проекций является правильная передача площадей крупных территориально-географических объектов, что значительно облегчает проведение на картах принципа географического соответствия. Равновеликие проекции дают обычно относительно большие искажения углов и форм картографических объектов, поэтому стремление составителей обзорных карт максимально улучшить качество картографического изображения часто приводит к применению на картах проекций с промежуточными свойствами — между конформными и эквивалентными проекциями. К разряду таких проекций с промежуточными свойствами (произвольных проекций) относится и принятая на нашей карте псевдоцилиндрическая проекция Урмаева, характеризующаяся сравнительно небольшими искажениями площадей и несколько более значительными искажениями углов.

Анализ распределения искажений углов позволяет также сделать вывод, что принятая на нашей карте проекция Урмаева имеет близкие свойства с равновеликой псевдоцилиндрической синусоидальной проекцией Каврайского и уступает равновеликой псевдоцилиндрической проек-

ции Урмаева. Однако по сравнению с этими проекциями она дает несколько улучшенное изображение очертаний береговой линии материков и общей конфигурации Тихого океана (Гинзбург, Салманова, 1957).

Необходимо отметить, что близкие по характеру искажений проекции для карты Тихого океана могут быть получены и в некоторых других, помимо псевдоцилиндрических, системах проекций, в частности в системах азимутальных и поликонических проекций.

Помимо изложенных выше соображений относительно применения на нашей карте проекции Н. А. Урмаева, мы учитывали также и то обстоятельство, что данная проекция была уже использована для карты «Тихий океан» (1956) масштаба 1 : 10 000 000. Применение этой же проекции для нашей карты освободило нас от необходимости проводить повторное составление всех элементов содержания надводной части карты (рельеф, гидрография, береговая линия, населенные пункты, пути сообщения и др.), что способствовало значительному снижению себестоимости составительских работ.

Выбранный для карты масштаб 1 : 10 000 000 позволил показать весь Тихий океан в рамках настенной карты из шести листов, каждый из которых в отдельности охватывает значительную часть океана и может использоваться в качестве настольной карты. Вместе с тем этот масштаб позволил показать подводный рельеф относительно детально, применив постоянное сечение рельефа через 500 *м*. Проекция карты не совсем удобна для практической работы с нею, так как координатная сетка довольно сложная, однако для целей научного анализа природных явлений в океане достоинства проекции значительно больше ее недостатков. Масштаб карты также безусловно слишком мелок для практических построений, но зато он позволяет получить единую картину океана в целом, что важно для научного обобщения новых сведений о рельефе дна Тихого океана, а также для решения наиболее общих вопросов практики. Все морские навигационные карты и промерные планшеты различных экспедиций (в том числе полученные нами через Центр сбора данных МГГ), использовавшиеся нами в качестве исходного материала, составлены в проекции Меркатора. Поэтому составление батиметрической карты Тихого океана велось именно в равноугольной цилиндрической проекции Меркатора, на секущем цилиндре по параллели 45°, в масштабе 1 : 5 000 000, на одиннадцати листах. Эта карта сама по себе является самостоятельным картографическим произведением и может быть использована для практических и научных целей там, где искажения площадей, свойственные проекции Меркатора, не играют существенной роли и где требуется облегчить использование координатной сетки и вести построение в более крупном масштабе. Кроме того, нами была достигнута договоренность с НРКЧ ГУГК о параллельном составлении и издании на основе нашей карты силами НРКЧ обзорной настольной карты Тихого океана также в псевдоцилиндрической проекции в масштабе 1 : 25 000 000 на одном листе. Такая настольная карта более удобна для анализа самых общих особенностей рельефа дна Тихого океана, хотя подробность ее, конечно, значительно ниже, чем у карты масштаба 1 : 10 000 000, и, тем более, карты масштаба 1 : 5 000 000.

Таким образом, было осуществлено одновременное создание трех самостоятельных карт, обеспечивающих широкий диапазон масштабов и дающих возможность использовать преимущества той или иной проекции в зависимости от преследуемых целей. Карта масштаба 1 : 10 000 000 изданы в 1964 г. Междуведомственным Геофизическим комитетом при Президиуме Академии наук СССР, как отражающая результаты исследований подводного рельефа Тихого океана в период МГГ и позволяющая проводить на ее основе анализ других научных результатов МГГ (Тихий

океан, 1964). Карта масштаба 1 : 25 000 000 издана НРКЧ ГУГК в качестве справочной карты для широкого круга читателей (Тихий океан, 1962).

Как уже отмечалось, составление карты проводилось в основном в масштабе 1 : 5 000 000 в проекции Меркатора. Исключение составляет южная часть океана, прилегающая к Антарктике. Составление карты для этой части океана велось в масштабе 1 : 8 000 000, но также в проекции Меркатора. Все сказанное о карте пятимиллионного масштаба полностью относится к листу, охватывающему антарктические воды.

В коллектив составителей карты входили: Г. В. Агапова, А. Ф. Береснев, Л. Я. Буданова, Л. К. Затонский, Н. Л. Зенкевич, А. Г. Иванов, В. Ф. Канаев, Н. И. Ларина, Н. А. Марова, В. А. Минеев, Е. И. Раутский, Г. Б. Удинцев.

Известная часть работы по переводу изображения подводного рельефа из меркаторской проекции в псевдоцилиндрическую, а также работа по составлению изображения суши и по подготовке издательских оригиналов были выполнены в порядке подготовки карты к изданию (по заказу Междуведомственного Геофизического комитета) в НРКЧ ГУГК под редакцией Е. М. Шуран. Общее научное редактирование карты на различных этапах ее составления выполнял Г. Б. Удинцев. На последнем этапе редактирование карты в свете вопросов гидрографии провел И. П. Кучеров.

Организация и методика работы по отдельным листам карты масштаба 1 : 5 000 000 в общих чертах были едиными, но несколько различались в деталях, в зависимости от особенностей имевшихся материалов. Для составления каждого листа карты были выбраны основы более крупного масштаба с тем, чтобы вести составление с большей детальностью, а затем уменьшить изображение подводного рельефа до масштаба 1 : 5 000 000 и генерализовать его. Такой порядок составления позволил лучше передать подробности строения дна океана и правильнее отразить распределение форм различного масштаба, показать относительную расчлененность поверхности дна в пределах океана. Таким образом, каждый лист карты масштаба 1 : 5 000 000 образовывался мозаикой листов картографической основы различного масштаба — от 1 : 500 000 до 1 : 3 500 000. В среднем каждый лист карты покрывался 10—20 листами картографической основы. Собственно работа по составлению карты и велась на этих листах. Выбор основ производился с учетом желаемого масштаба — в соответствии с характером подводного рельефа — и степени нагруженности ее сведениями о глубинах. В качестве основ использовались, как правило, морские навигационные карты.

Для составления карты на первых этапах работы подбирался и изучался доступный фактический материал. Этот материал складывался прежде всего из сведений о глубинах, содержащихся на морских навигационных картах различных масштабов, изданных гидрографическими службами СССР, США, Англии, Японии, Китая, Голландии, Австралии, Новой Зеландии, Франции, Германии, Аргентины. Большая помощь в подборе таких картографических материалов была оказана коллективу составителей И. П. Кучеровым и сотрудниками Центрального картографического производства Военно-Морского Флота. Важным дополнением к морским навигационным картам явились листы Генеральной батиметрической карты океана, издаваемой Международным гидрографическим бюро в Монако (Wiseman, Ovey, 1955; Bencker, 1953).

Вторая часть исходных материалов складывалась из опубликованных в различных отчетах и обобщающих работах табличных сведений о глубинах океана, измеренных океанографическими экспедициями. Результаты этих исследований в малой степени получили отражение на морских

навигационных картах и послужили существенным дополнением к имеющимся на этих картах отметкам глубин.

Третью часть составили опубликованные батиметрические карты и профили дна, подготовленные в различные годы на основании работ гидрографических и океанографических экспедиций и отражающие в наибольшей мере результаты этих экспедиций, а в меньшей степени обобщающие все остальные имевшиеся сведения о подводном рельефе на момент составления.

Четвертую, весьма важную часть исходных данных составили результаты зарубежных экспедиций, преимущественно периода МГГ, полученные в порядке международного обмена через Международный центр «Б» данных МГГ, а также непосредственно от учреждений и исследователей, проводивших эти работы. Эти данные были получены как в виде крупномасштабных профилей дна океана, так и в виде планшетов масштаба 1 : 1 000 000 с разбросанными на них по маршруту экспедиций с интервалом около одной мили отметками глубин, а отчасти в виде батиметрических карт.

Наконец, пятую и самую главную часть исходных материалов представляли оригинальные материалы экспедиций «Витязя» и «Оби» — эхограммы и составленные по ним крупномасштабные профили дна.

Отметки глубин с морских навигационных карт сводились на картографические основы с помощью оптического проектора и фотомеханическим путем. Как правило, для сведения на основы использовались морские навигационные карты масштабов от 1 : 200 000 и мельче, вплоть до обзорных карт масштаба 1 : 10 000 000. Общее число использованных при этом карт для каждого листа пятимиллионной батиметрической карты колеблется от 20 до 150 карт. Общее число карт, использованных при составлении карты, в целом достигает 770.

Табличные сведения о глубинах, измеренных различными гидрографическими и океанографическими экспедициями и не нанесенные ранее на морские навигационные карты, были подобраны возможно полнее за период последних 100 лет. Лишь за редкими исключениями, когда материалы отдельных экспедиций отсутствуют в библиотеках Советского Союза, эти сведения были использованы с исчерпывающей полнотой. Глубины наносились на картографические основы по координатам. В некоторых случаях использовались планшеты или карты с отметками глубин, помещенные в отчетах и обобщающих работах, в этих случаях сведение данных проводилось с помощью проектора или фотомеханическим путем.

Общее число использованных при этом отметок глубин — с морских навигационных карт и из материалов экспедиций — достигает примерно 300 тысяч. Распределение точек с отметками глубин, показанное с некоторой генерализацией на специальной врезке к карте масштаба 1 : 10 000 000 (масштаб этой врезки 1 : 40 000 000), хорошо отражает состояние изученности дна Тихого океана одиночными измерениями глубин. Большая часть этих измерений приходится на период исследований, предшествующий второй мировой войне.

Батиметрические карты Тихого океана в целом и отдельных частей его, как уже указывалось, составлялись ранее уже много раз и в большей или меньшей степени соответствовали уровню представлений о подводном рельефе этого океана на момент составления. Часть этих карт уже устарела и не могла быть использована при составлении новой карты. Часть карт представляла интерес не столько по своему выполненному в упрощенной манере изображению рельефа дна изобатами, сколько по имевшимся на них отметкам глубин. Вместе с тем некоторые карты, составленные по материалам новейших детальных исследований, как, например, карты Алеутской островной дуги и залива Аляска и

другие, и карты, составленные по методу геоморфологической интерполяции, как, например, карты Фишера для Центрально-Американского желоба, представляли самостоятельный интерес и были использованы при составлении нашей карты почти без изменений. Были использованы также новейшие батиметрические карты Атлантического океана для составления изображения рельефа его дна в частях, охватываемых рамками карты масштаба 1 : 10 000 000. Эти карты использовались также почти без изменения, лишь с известной генерализацией. Батиметрические карты использовались большей частью путем перенесения на картографические основы фотомеханическим путем или, реже, с помощью проектора. С опубликованных профилей дна снимались места изобат и отличительных отметок глубин, переносившиеся затем на картографические основы по координатам опорных точек профилей и расстояниям от них. Положение использованных почти без изменений наиболее современных батиметрических карт показано на упоминавшейся специальной врезке масштаба 1 : 40 000 000. Эта врезка показывает, по существу, наиболее изученные в настоящее время районы Тихого океана.

Результаты зарубежных экспедиций, полученные нами в форме крупномасштабных профилей или планшетов с отметками глубин, наносились также на картографические основы. С профилей снимались места отличительных глубин и изобат, разносившиеся затем вдоль маршрута экспедиции. Отметки глубин с планшетов масштаба 1 : 1 000 000 переносились на картографические основы с помощью проектора или фотомеханическим путем.

Результаты исследований экспедиции на «Витязе» и «Оби» использовались путем нанесения отличительных глубин и мест изобат, снятых с крупномасштабных профилей или непосредственно с эхограмм (Канаев, Удинцев, 1960; Буданова и др., 1960).

Результаты новейших советских и зарубежных экспедиций отличаются высокой точностью и подробностью. По существу это непрерывные сведения, собранные вдоль линий маршрутов этих экспедиций. Общее число измерений, выполненных в этих экспедициях, исчисляется многими миллионами, а для всего Тихого океана и для охватываемых рамками карты масштаба 1 : 10 000 000 частей Индийского и Атлантического океанов число измерений глубин достигает нескольких десятков миллионов. Маршруты экспедиций периода до МГГ показаны на специальной врезке к десятимиллионной карте, проводившихся по планам МГГ МГС — на другой врезке. Как видно по этим врезкам, работы периода МГГ составили основной вклад в изучение подводного рельефа Тихого океана за все послевоенные годы, и, пожалуй, наибольший вклад за всю столетнюю историю исследований этого океана. Работами периода МГГ было положено начало новому этапу интенсивных и, видимо, преимущественно планомерных исследований рельефа дна Тихого океана. В результате этих работ в ближайшее десятилетие наши представления о рельефе дна океана продвинутся далеко вперед и получат отражение на будущих новых батиметрических картах, несравненно более точных и подробных, чем могла быть составлена карта в наши дни. Однако подведение итогов перед началом таких исследований представляется нам вполне обоснованным и необходимым, и эту цель и преследовала наша батиметрическая карта Тихого океана.

Все наносившиеся на картографические основы сведения о глубинах подвергались анализу с целью установить их точность и надежность. Значения глубин, измеренных эхолотами, не исправленные поправками на скорость звука в воде, исправлялись такими поправками. Поправки рассчитывались либо по результатам гидрологических наблюдений экспедиций на «Витязе» и «Оби» по принятой в Институте океанологии ме-

тодике (Канаев, Удинцев, 1960), либо по предвычисленным таблицам Мэттьюза (Matthews, 1944). В тех случаях, когда отметки глубин на морских навигационных и батиметрических картах и в таблицах глубин были даны в морских саженях, значения этих глубин наносилась на картографических основах также в саженях, чтобы сократить объем работы по переводу из морских саженей в метры. На последующих этапах работы, при рисовке изобат, значения этих отметок глубин в метрах учитывались с помощью специальных таблиц, которыми пользовались составители карт. При окончательном оформлении карты масштаба 1 : 5 000 000 все значения отличительных глубин были даны уже в метрах.

В ряде случаев значения отдельных отметок глубин — преимущественно это относится к глубинам, измеренным в довоенный период исследований,— вызывали у нас сомнения. Эти глубины подвергались тщательной проверке. Во многих случаях удавалось установить ошибки, допущенные составителями более ранних карт при переносе глубин. В других случаях причины ошибок не были выявлены, но глубины, вызывающие сомнение тем, что они противоречили имеющимся более новым и более надежным данным, были все же квалифицированы нами в качестве недостаточно надежных. При рисовке рельефа дна эти глубины либо совсем не учитывались, или учитывались с примерной оценкой их вероятной погрешности. Например, известные нам сомнительные глубины, измеренные с помощью троса, в ряде случаев могут содержать в себе погрешность на неучтенный изгиб троса и в силу этого значительно превосходить действительные глубины океана. Часто такие сомнительные глубины составляют целый ряд последовательных отметок, измеренных во время плавания какого-либо из кораблей, на котором измерение глубин было поставлено с недостаточной точностью. Относительно некоторых сомнительных отметок глубин удалось получить сведения об их ошибочности от зарубежных исследователей, подвергавших эти глубины проверке.

Рисовка изобат производилась на картографических основах с применением метода геоморфологической интерполяции и экстраполяции. При этом самым широким образом использовались эхограммы и профили, составленные по эхограммам. Отметки глубин на картографических основах служили как бы скелетом, на который накладывался рисунок изобат, создаваемый путем трехмерного пространственного представления форм в процессе анализа и сопоставления профилей. Новый метод, охарактеризованный достаточно подробно выше, дает возможность наиболее точного и наиболее подробного изображения подводного рельефа на основе результатов новейших исследований. Применение его на практике связано с определенными трудностями. Этот метод не стандартной работы, метод, требующий творческого подхода к анализу фактических материалов, прежде всего учета всей совокупности сведений о геологическом строении и истории развития дна океана, сведений о природе океана. Применение этого метода требует также от составителя карты умения и способности пространственного представления подводного рельефа на основе изучения линейных профилей. Только при этих условиях может быть составлено наглядное, правильное и убедительное изображение подводного рельефа. Основные усилия коллектива составителей карты были поэтому направлены на возможно более последовательное проведение метода геоморфологической интерполяции и экстраполяции, на возможно более полную реализацию открываемых им возможностей.

Довольно часто приходится слышать критические замечания по поводу батиметрических карт, составляемых методом геоморфологической интерполяции, в связи с предполагаемой их неточностью в силу неоднозначности решения вопроса о месте изобат и в силу кажущейся неоп-

равданной подробности. В действительности такие батиметрические карты значительно точнее, чем составленные методом линейной интерполяции, так как метод их составления основывается на существующих в природе закономерностях, а не на далеких от природы упрощенных представлениях о плоском дне между отдельными отметками глубины. Этот метод дает возможность показать подводный рельеф подробно не в силу применения ничем не обоснованной фантазии, а на основе знания природы дна океана.

Проверка батиметрических карт, составленных методом геоморфологической интерполяции в процессе морских исследований, как правило, подтверждала их точность. Такие проверки производились неоднократно в экспедиции на «Витязе».

Батиметрические карты, составленные на основе метода геоморфологической интерполяции, значительно точнее батиметрических карт, составлявшихся методом гипотетической рисовки, называемым иногда также «батиметрическим методом» (Заруцкая, Зенкович, 1961; Ларионова, 1959; Леонтьев, 1961; Павлова, 1958). Не вдаваясь в дискуссию по этому вопросу и не вступая в полемику со сторонниками «батиметрического» метода, мы считаем необходимым отметить трудность использования карт, составленных с его применением, для целей научного анализа — в плане ли геоморфологических, тектонических, геофизических или океанологических построений, так как эти карты создают мнимое представление о несуществующих в действительности особенностях подводного рельефа и не выдерживают проверки практикой исследований.

Для характеристики описываемой карты важной подробностью являются результаты сопоставления ее с данными, полученными во время 34-го и 37-го рейсов «Витязя». К началу 34-го рейса основная работа по составлению карты масштаба 1 : 5 000 000 уже была закончена, и мы имели возможность проверить в процессе корректуры, в какой мере эта карта соответствует действительной картине подводного рельефа в районах океана, изученных с различной степенью подробности. Исследования 34-го рейса показали, что карта обладает достаточной точностью. Значительные отклонения глубин, в сравнении с картой, были только в случаях открытия неизвестных ранее подводных гор, весьма характерных для Тихого океана и в значительной мере разбросанных на равнинах океанического ложа без видимой пока закономерности. Результаты 34-го рейса «Витязя» были учтены при подготовке карты к изданию. Результаты же 37-го рейса учтены в данной работе при описании и анализе рельефа. Возможно, что раскрытие в будущем закономерностей расположения подводных гор позволит значительно повысить точность батиметрических карт, однако еще вероятнее, что на смену рекогносцировочным исследованиям дна океана придут планомерные, систематические и детальные исследования, и тогда методика геоморфологической интерполяции получит более надежную основу для ее применения. В настоящий момент, когда в исследовании океана преобладают все еще рекогносцировочные съемки, примененный нами метод представлялся наиболее эффективным.

Изображение подводного рельефа на картографических основах подвергалось затем уменьшению фотомеханическим путем, в ряде случаев до масштаба 1 : 3 500 000, с тем, чтобы провести генерализацию на картах этого масштаба, охватывающих значительную часть океана и представляющих определенные преимущества перед картой масштаба 1 : 5 000 000 в отношении возможности изображения средних и малых форм рельефа. Как правило, однако, уменьшение велось непосредственно до масштаба 1 : 5 000 000. Именно в масштабе 1 : 5 000 000 осуществлялись согласование и увязка изобат элементов разномасштабной мозаики

картографических основ, а также увязка отдельных листов карты в целом и генерализация изображения подводного рельефа по принципам, разработанным в свое время для гипсометрических карт суши и распространяемым, в своем существе, в область составления батиметрических карт (Заруцкая, 1958; Буданова и др., 1960). При генерализации особое внимание обращалось на передачу степени расчлененности дна, на изображение характерных простираний линейно-ориентированных форм и комплексов форм, образующих характерные зоны, на типизацию рисунка рельефа подводных гор и т. д. Генерализация изображения рельефа дна местами может быть в дальнейшем улучшена. Это объясняется тем, что составленная нами карта является самым первым обобщением результатов новейших исследований и должна служить основой ряда специальных карт, характеризующих природу дна океана. После составления таких карт, когда выявятся неизвестные еще сейчас закономерности геологического строения дна Тихого океана, безусловно появится возможность дальнейшего улучшения батиметрической карты одновременно как путем генерализации, так и детализации ее на основе достигнутых научных выводов. Однако это задача будущего.

Составление батиметрической карты в масштабе 1 : 10 000 000 велось на основе батиметрической карты масштаба 1 : 5 000 000. Картографическая основа — сетка меридианов и параллелей, рамка, нарезка листов и рельеф суши были взяты почти без изменений с карты Тихого океана, изданной в 1956 г. ГУГК. Были внесены изменения в очертания береговой линии Антарктиды на основании результатов работ Советской антарктической экспедиции. Изображение рельефа дна было перенесено из меркаторской проекции в псевдоцилиндрическую по клеткам и подвергалось последующей генерализации.

Изображение рельефа дна Индийского океана было взято с листов батиметрической карты в масштабе 1 : 5 000 000 в проекции Меркатора, составленных в качестве предварительного варианта батиметрической карты Индийского океана Л. К. Затонским, В. Ф. Канаевым и Н. А. Маровой. Составление этих листов велось непосредственно в масштабе 1 : 5 000 000. Изображение рельефа дна Северного Ледовитого и Атлантического океанов было составлено А. Ф. Бересневым и Е. И. Раутским непосредственно в масштабе 1 : 10 000 000 по опубликованным батиметрическим картам.

При редактировании карты был произведен отбор географических названий, относящихся к важнейшим формам подводного рельефа Тихого океана, к островам и пунктам побережий так, чтобы не затруднять чтение основного содержания карты.

Составленная карта является попыткой обобщить все собранные к настоящему времени сведения о рельефе дна Тихого океана, среди которых важнейшую часть представляют результаты работ по программе Международного геофизического года. Насколько нам известно, это была первая попытка использовать с такой полнотой всю информацию о глубинах океана, накопленную за последние 100 лет.

Благодаря применению метода геоморфологической интерполяции новая карта значительно лучше показывает особенности подводного рельефа Тихого океана, маскировавшиеся на более ранних картах в силу упрощенной рисовки и в силу применения метода линейной интерполяции, основанного на заведомо неверных представлениях о выровненности дна океана. Важнейшие особенности изображения рельефа дна Тихого океана на новой карте таковы:

1. Геоморфологическая интерполяция дала возможность передать наиболее близко к действительности важные для понимания геологического строения дна океана очертания вытянутых форм рельефа. К числу таких

форм относятся сложные и с трудом поддающиеся картированию формы, такие как зоны разломов и тектонического дробления, глубоководные краевые и сопряженные с горными сооружениями желоба, подводные горные хребты.

2. Метод геоморфологической интерполяции позволил четко обрисовать равнины океанического ложа. Распространение в область таких равнин закономерных черт строения дна, выявленных по эхограммам, и определение характерных для этих равнин уровней с преобладанием тех или иных глубин позволили избежать неоправданно сложной рисовки изобат. Такая рисовка на более ранних картах маскировала очертания равнин и создавала впечатление о бесформенности и неопределенности их конфигурации, о широком распространении в их пределах обширных возвышенностей. Подводные равнины показаны теперь как единые, генетически однородные поверхности с определенным преобладающим уровнем, достаточно четкими контурами и с характерными для каждой из них расчлененностью и наклоном.

3. Геоморфологическая экстраполяция дала основания для более близкого к действительности изображения обособленных подводных гор, имевших преимущественно вулканическое, а в ряде случаев глыбовое тектоническое происхождение. Таким образом, изображение таких отдельных гор, основанное на результатах детальных исследований достаточно типичных гор, вытеснило на составленной карте изображавшиеся ранее на батиметрических картах широкие горы с пологими склонами, основанные на одной-двух отметках глубины.

4. Генерализация рисунка изобат, проведенная на основе геологического изучения дна океана и с учетом масштаба карты, позволила показать все важнейшие особенности сложного рельефа материковых склонов, подводных склонов островных гряд и горных хребтов, краевых океанических желобов и т. д.

Таким образом, благодаря большому количеству новых данных и новой методике составленная карта показывает рельеф дна Тихого океана точнее и подробнее, чем это удавалось показать на предшествующих картах. Сложность изображения рельефа дна в отдельных местах карты отражает существование на дне океана областей с различной степенью расчлененности поверхности.

Карта составлена в расчете на то, чтобы представить результаты исследований рельефа дна Тихого океана в обобщенном виде, достаточно наглядно, но вместе с тем и объективно. Точность и объективность карты преследуют цель сделать ее основой для построения других карт, обобщающих результаты морских геологических и иных океанологических исследований с целью их научного анализа. Применение в этих условиях гипотетической рисовки подводного рельефа должно было быть ограничено лишь самыми узкими пределами, иначе одна гипотеза повлекла бы за собой другие, недостаточно обоснованные гипотезы, что дезориентировало бы исследователей. В дальнейшем, с учетом результатов анализа всех сторон природных явлений в океане, карта может быть улучшена путем типизации рисунка изобат, для характерных форм рельефа, путем более широкого применения географическрой генерализации.

На основе новых батиметрических карт Тихого океана составлены специальные карты, отражающие особенности расчленения поверхности дна, наклоны дна и т. д. С целью дать наиболее наглядное изображение подводного рельефа составлены так называемые физиографические карты (Марова, 1967, 1969) (рис. 25).

Батиметрические карты явились также основой для геоморфологической и тектонической карт, синтезирующих результаты всего комплекса геолого-геофизических исследований дна Тихого океана. Методы состав-

ления этих карт, основанные на районировании дна океана по принципу генетической однородности типов рельефа, в случае геоморфологической карты, и по принципу выделения областей различного типа и возраста земной коры с учетом направленности тектонического развития и возраста — по времени завершения геосинклинального или георифтогенального развития, в случае тектонической карты, излагаются ниже, в четвертом разделе настоящей главы.

С момента окончания составления описанной карты Тихого океана (1964 г.) проведены многочисленные экспедиции, сделаны новые важные географические открытия и изданы батиметрические карты различных частей океана. Следует упомянуть, например, серию детальных батиметрических карт северо-западной части океана в масштабе 1 : 3 000 000, изданных Японской гидрографической службой (карты № 6301 и 6302 в 1966 г., карты № 6303 и 6304 в 1968 г.) (Bathymetric chart of the Adjacent seas of Nippon, 1966, 1968), серию батиметрических карт района Алеутской островной дуги и Алеутского океанического желоба в масштабе 1 : 400 000 на шести листах, изданных Администрацией научного изучения окружающей среды США (ESSA) в 1966 г. (Nichols, Perry, 1966). Особый интерес среди частных карт Тихого океана представляют, безусловно, исключительно детальные и точные карты открытых пространств океана, в масштабе 1 : 3 000 000, подготовленные на основе систематической съемки по проекту «Симэп» судном США «Пайонир» и публикуемые также Администрацией научного изучения окружающей среды (Elvers et al., 1967; Grim, 1969). К числу карт, делающих новые попытки обобщения всех данных по океану в целом, относится физиографическая карта Б. Хейзена и М. Тарп «Тихий океан» в масштабе примерно 1 : 36 000 000 (Heezen, Tharp, 1969), подготовленная к печати и опубликованная Национальным географическим обществом США. Значительным и важным обобщением новейших данных по рельефу дна Тихого океана является также серия батиметрических атласов в масштабе 1 : 2 000 000, подготовленная в Скриппсовском океанографическом институте и публикуемая Океанографическим отделом ВМФ США (Bathymetric Atlas of the North Western Pacific Ocean. Washington, 1969).

Однако все эти карты, во многом уточняющие детали общей картины подводного рельефа Тихого океана, вместе с тем подтверждают ее в общих чертах, показанных на нашей карте масштаба 1 : 10 000 000 достаточно верно. Поэтому мы и считаем возможным рекомендовать ее читателю в качестве основной обзорной современной карты рельефа дна Тихого океана.

Измерения глубин эхолотами и подготовленные на их основе батиметрические и физиографические карты дают представление лишь о сравнительно крупных формах рельефа дна, составляющих категории макро- и мезорельефа. Вертикальные размеры этих форм могут быть измерены с применением обычных способов изучения глубин морей и океанов. Однако рельеф дна морей и океанов образован также и малыми формами, составляющими микрорельеф, вертикальные и горизонтальные размеры которых большей частью менее 10 *м*. Современные средства измерения глубин не позволяют успешно исследовать формы рельефа таких размеров, и для их исследования применяется фотографирование дна.

Метод фотографического исследования дна океана развивается сравнительно недавно, лишь последние 20—30 лет, но уже прочно вошел в практику морских геологических работ. Фотографический метод позволяет успешно изучать микрорельеф дна с его формами размером от нескольких сантиметров до нескольких метров. Поскольку микрорельеф дна создается главным образом экзогенными процессами, то фотографирование дна является важным средством изучения этих процессов. Катего-

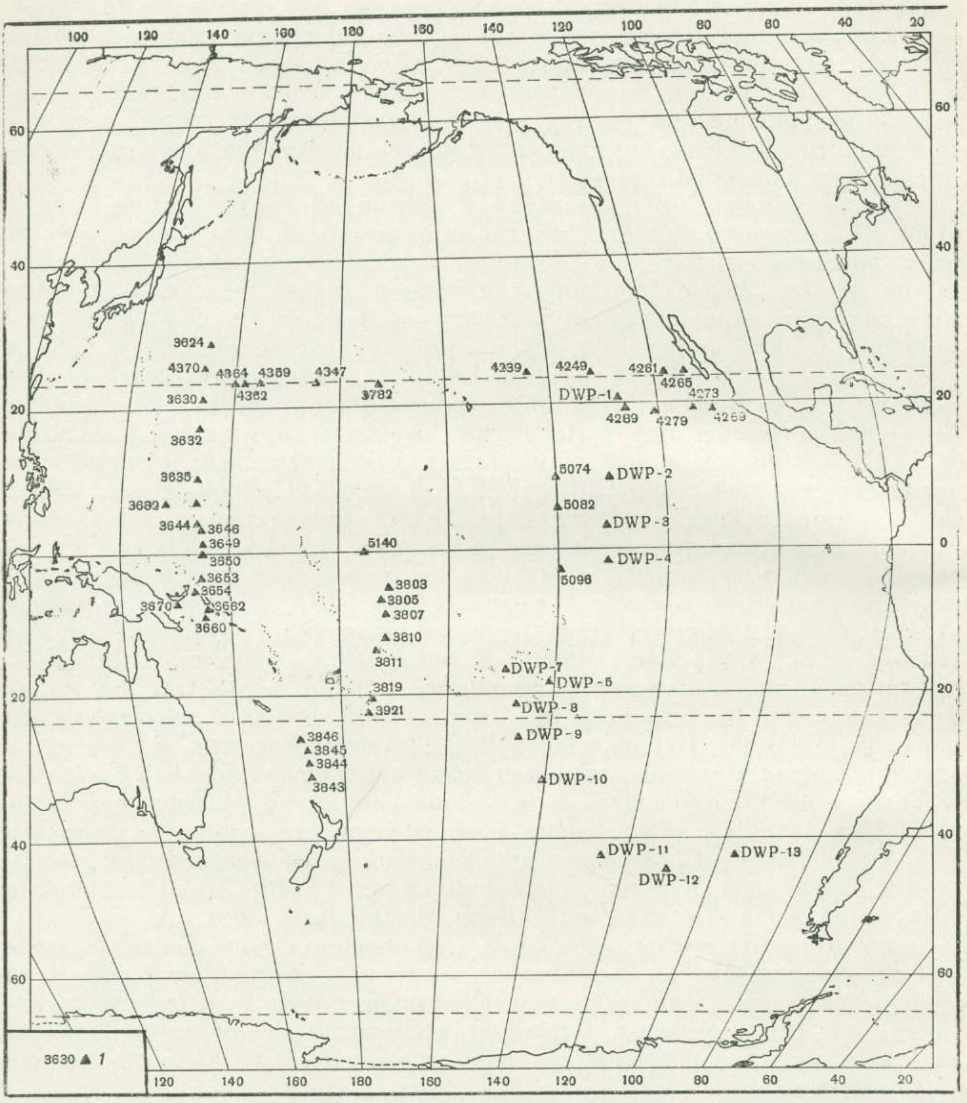


Рис. 3. Положение фотографий дна, используемых в тексте, и фотографий экспедиции «Даунвинд» (прил. 1—24)

1 — место и порядковый номер фотостанций

рию физических процессов составляют придонные движения воды, течения и волны, проявляющиеся на поверхности дна в виде знаков ряби, промоин и характерных линейных форм — гряд и промоин, а также в обнажениях коренных пород, россыпей грубообломочного материала, в составе характерной донной фауны. Биологические процессы обнаруживаются на фотографиях дна океана в виде следов, оставляемых активными донными животными, двигающимися по дну и перерывающими его при постройке жилищ и питании.

Химические процессы развития поверхности дна выявляются на фотографиях по своеобразным коркам и конкрециям соединений, выпадающих в виде хемогенного осадка.

Фотографирование дна Тихого океана ведется с начала 50-х годов в экспедициях «Витязя» (Зенкевич, 1954). За 15 лет работ в Тихом океане в эти годы была осуществлена фотосъемка дна в 139 точках и получено более 1100 фотографий (рис. 3). В 1968 г. в экспедиции «Академика Курчатова» в восточной части океана было получено около 600 фотографий в 36 точках. Благодаря этому только советские исследователи располагают сейчас примерно 1700 фотографиями дна Тихого океана для различных частей его, для самых различных глубин.

Фотографирование дна проводилось также в Тихом океане экспедициями Скриппсовского океанографического института и Ламонтской геологической обсерваторией США и многими другими экспедициями. Общее число фотографий дна Тихого океана сейчас составляет, по-видимому, несколько тысяч.

Анализ и обобщение материалов по микрорельефу дна Тихого океана, полученного путем подводного фотографирования, были осуществлены Лаутоном (Laughton, 1963), Менардом (1966) в сборнике «Глубоководная фотография» (Deep-Sea Photography, 1967), а наиболее полно — Зенкевичем в работе «Атлас фотографий дна Тихого океана» (Зенкевич, 1970).

3. Геологическая и геофизическая изученность дна Тихого океана

Значительная часть вопросов геологической и геофизической изученности и характеристики дна Тихого океана является предметом специальных томов настоящего издания. Так, вопросам осадкообразования в Тихом океане посвящен шестой том, а вопросам геофизики твердой Земли под океаном — готовящийся к изданию девятый том «Геофизика дна Тихого океана». В связи с этим в рамках данного тома мы ограничиваемся лишь самым кратким обзором состояния важнейших разделов геолого-геофизической изученности дна Тихого океана, материалами которых мы оперируем при геоморфологическом и тектоническом анализе.

Донные осадки и коренные породы дна Тихого океана служили предметом исследования для многочисленных экспедиций, начиная со времени английской экспедиции на «Челленджере» (1872—1876 гг.) и первых русских работ К. С. Старицкого (1865—1870 гг.). Интенсивность таких исследований существенно возрастает во второй четверти XX в., а в особенности — в период работ по программе Международного геофизического года 1957—1959 гг. После окончания МГГ работы эти ведутся не менее интенсивно экспедициями Института океанологии АН СССР, Скриппсовского океанографического института (США) и др. Обстоятельные обзоры работ различных периодов были даны в свое время в сборнике «Успехи в изучении океанических глубин (биология и геология)» (Зенкевич, Лисицын, Удинцев, 1959), в «Анналах МГГ» (Безруков, Лисицын, 1962) и, наконец, в шестом томе «Осадкообразование в Тихом океане» (1970) настоящего издания.

Методы сбора проб донных осадков и коренных пород океанского дна до последнего времени были далеки от совершенства. Дночерпатели для сбора проб поверхностных осадков и грунтовые трубки для получения колонок, проникавшие в осадочную толщу на глубину не более первых двух-трех десятков метров, а большей частью на глубину не более первых метров, тралы и драги для сбора обломков коренных пород — таков был набор средств для морских литологических исследований в последние десятилетия. Вместе с тем методы лабораторного исследования получаемого материала в достаточной мере соответствовали общепринятым стандартам наземной геологии и геохимии, и это рождало определенное несоответствие между возможностями исследовать материал

и собрать его. Положение коренным образом изменилось в последние годы в связи с началом систематических работ по глубоководному бурению, однако об этих работах следует говорить особо. Независимо от того, что проникновение в глубины осадочного покрова до последнего времени было явно недостаточным, поверхностный слой осадков Тихого океана оказался изученным довольно подробно и тщательно как в отношении его гранулометрической характеристики, так и вещественного состава.

Наиболее полное обобщение результатов исследований донных осадков Тихого океана можно найти в упомянутом томе, в том числе в виде карты типов донных осадков (т. VI, кн. 1, стр. 404), карт гранулометрического состава (например, весьма показательной для характеристики динамики придонных вод карты распределения пелитовой фракции — т. VI, кн. 1, рис. 75, стр. 300) и вещественного состава осадков (например, карта распределения карбоната кальция — т. VI, кн. 2, рис. 7, стр. 30), весьма показательного для суждения о влиянии глубин и биологической продуктивности на темпы выравнивания рельефа дна, и карта распределения аморфного кремнезема (т. VI, кн. 2, рис. 1, стр. 10), отражающая закономерности влияния на выравнивание рельефа дна биологической продуктивности океана, карта темпов осадконакопления (рис. 4—5), позволяющая представить роль в развитии рельефа процесса аккумуляции, и др. Важные обобщения даны также в книге Г. Менарда «Геология дна Тихого океана» (Менард, 1966), в т. 3 монографии «Море» (The Sea, v. 3, 1963) рядом исследователей, например Арениусом (Arrhenius, 1963), и в только что вышедшем т. 4 этой же монографии («The Sea», v. 4, 1970).

Важнейшие общие черты осадконакопления в Тихом океане, интересные для понимания развития подводного рельефа и образования осадочных формаций различных тектонических областей дна этого океана, были сформулированы П. Л. Безруковым (1970). Для распределения осадков на дне Тихого океана характерно несколько типов зональности, закономерно отражающей связь осадконакопления с тектоникой и географическими областями океана.

Циркумконтинентальная зональность выражается в линейном расположении различных типов осадков вдоль окраин материков и в закономерном изменении их литологического состава и темпов накопления по направлению от берега к пелагическим областям океана. Циркумконтинентальная зональность является косвенным отражением влияния тектоники, с которой связаны орография водосборных бассейнов и развитых в их пределах геологических формаций, геоморфология прибрежной зоны, рельеф дна самого океана — главным образом в крупных чертах его, морфоструктурах. С удалением от континентов в процессе разноса терригенного осадочного материала происходит механическая дифференциация его по размерности частиц, изменение состава донных осадков с постепенным убыванием роли терригенного материала и возрастанием роли материала биогенного, убывание темпов накопления осадков и их мощностей. Отмечается, что циркумконтинентальная зональность — явление, четко выраженное лишь в периферической части океана и менее заметное в центральной.

Климатическая зональность выражена в закономерной смене типов осадков по мере перехода от одной географической (климатической) зоны к другой. Климатическая зональность влияет на распределение как терригенных, так и биогенных компонент осадков. Поступление в океан терригенного материала очень сильно зависит от климатических условий, ибо ими определяется снос его с суши, достигая максимума во влажных зонах и минимума — в засушливых. Дальнейшее распределение терри-

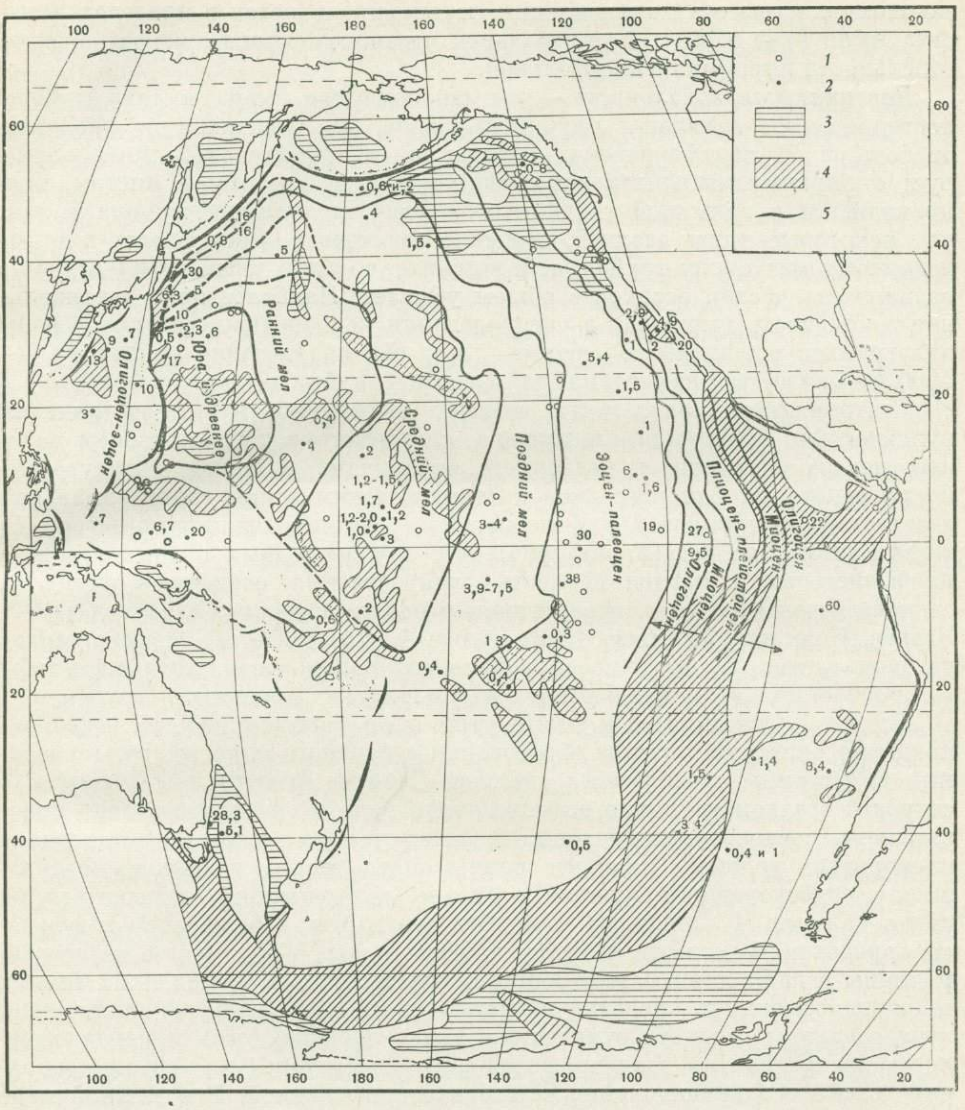


Рис. 4—5. Темпы осадконакопления на дне Тихого океана. Сост. Г. В. Агаповой и Г. Б. Удинцевым по картам Г. Менарда (1966), П. Л. Безрукова (Осадкообразование в Тихом океане, 1970) и результатам глубоководного бурения на «Гломар Челленджере» (1969)

1 — скорости осадконакопления, *мм* в 1000 лет, по буровым скважинам «Гломар Челленджера»; *2* — скорости осадконакопления, *мм* в 1000 лет; *3* — абиссальные равнины; *4* — гористый рельеф; *5* — глубоководные желоба

генного материала в океане, разносимого течениями, также косвенно зависит от климатической зональности, ибо система течений обусловлена климатическими условиями. Еще более ярко сказывается влияние климатической зональности на распределении биогенного материала, в частности кремнистых диатомовых илов, ибо климатические условия определяют биологическую продуктивность с ее максимумами в зонах дивергенции с подъемом глубинных вод, богатых питательными веществами, и минимумами в зонах антициклонических круговоротов, где глубинные воды океана к поверхности не попадают (Богоров, 1959). Широтная зональность распределения осадков является самой ярко выраженной

закономерностью осадконакопления, и она проявляется в пределах всего океана, но ярче всего — в центральной части, где менее ярко выражение зональности циркумконтинентальной.

Вертикальная зональность — это закономерная смена состава и мощностей осадков в связи с глубиной океана, не зависящая от удаления от берегов. В периферических частях она в значительной мере маскируется циркумконтинентальной зональностью и поэтому в чистом виде проявляется в центральных частях океана. Проявляется же она в том, что некоторые типы осадков, особенно биогенных, приурочены к определенному интервалу глубин, и в том, что по мере увеличения глубины размерность частиц осадков в общем убывает. Наиболее ярко вертикальная зональность выражена в распределении карбонатных осадков, накапливающихся в ощутимых объемах на глубинах лишь менее 4000—5000 *м* — выше так называемой критической глубины.

Тектоническая зональность находит выражение в распространении вулканогенно-обломочного материала, связанного с расположением главных поясов наземного и подводного вулканизма, а также в приуроченности некоторых типов осадков к тектоническим зонам гидротермальной эксгаляции (например, в рифтовой зоне срединно-океанического георифтогенального хребта). Характерная для глубоководных областей океана прерывистость и неравномерность распределения осадков в условиях сложного рельефа дна, отмечающаяся рядом авторов (Безруков, 1962; Зверев, Ковылин, Удинцев, 1962; Ewing, Ewing, 1964, 1970), есть также, на наш взгляд, проявление тектонической зональности, хотя масштабы ее проявления в этом колеблются в очень широких пределах.

Сложное сочетание всех упомянутых здесь закономерностей осадконакопления определяет темпы образования осадочного покрова, весьма важные для геоморфологического анализа. Следует заметить, что данных о скорости осадконакопления все еще очень мало и они недостаточно показательны, поскольку определения большей частью сделаны на материале из коротких колонок. Наиболее ценны определения, сделанные по скважинам глубоководного бурения в океане, выполненного экспедицией на судне «Гломар Челленджер». Понятно, что карты, отражающие результаты определений скорости осадконакопления (рис. 4—5), чрезвычайно схематичны и дают лишь самые общие представления об изменениях темпов осадконакопления в пределах области Тихого океана. При анализе этих карт следует учитывать отмеченную выше прерывистость и неравномерность распределения осадков, делающие действительную картину вариаций темпов осадконакопления исключительно сложной. В известной мере сами геоморфологические данные помогают интерполяции и экстраполяции данных о скоростях осадконакопления: идеально выровненным плоским абиссальным равнинам, как правило, соответствуют максимальные темпы осадконакопления, а сложнорасчлененному холмистому и горному рельефу — минимальные.

Коренные породы дна Тихого океана, представленные как магматическими, так и древними осадочными образованиями, изучены до сих пор недостаточно. Долгое время существовало представление о редкой возможности обнажений на поверхности дна выходов таких пород, захороненных под толщей осадочного покрова. Однако уже в последние 12—20 лет эти представления сменились взглядами на чрезвычайно широкое распространение обнажений коренных пород — эти взгляды основывались на данных о чрезвычайной сложности подводного рельефа, о множестве тектонических нарушений, о частых проявлениях вулканизма и о резких колебаниях мощностей осадочного покрова (Зверев, Ковылин, Удинцев, 1961; Безруков, 1961; Ewing, Ewing, 1964). Новые представления получили отражение в ряде обобщающих монографий и статей (Менард, 1966:

Осадкообразование в Тихом океане. Тихий океан, т. VI, кв. 1; «The Sea», т. III, 1963, т. IV, 1970, Физико-географический атлас мира, 1964; Энгель, Энгель, 1968).

Сборы проб коренных пород дна Тихого океана до последнего времени осуществлялись драгами и тралами весьма простых конструкций. Результаты изучения собранных образцов получили наиболее подробное освещение в ряде обзорных статей Альберта и Селесты Энгель (Энгель, Энгель, 1968; Engel, Engel, 1963, 1964, 1965), а также в статье Петелина в т. VI настоящего издания.

Важнейшие черты распределения коренных пород дна Тихого океана в свете этих результатов представляются следующими. Магматические породы дна Тихого океана принадлежат к двум важнейшим провинциям: *окраинной,* представленной базальтами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, риолитами, т. е. породами, характерными для геосинклинального андезитового вулканизма, и *центральной,* представленной оливиновыми и безоливиновыми базальтами щелочного комплекса, толеитовыми базальтами, океаническими толеитами, габбро и серпентинизированными перидотитами. Граница между этими двумя провинциями получила в свое время название *андезитовой линии* (Marshall, 1912) и часто отождествляется с границей между ложем Тихого океана и его материковым обрамлением.

Было отмечено, что магматические породы основного состава центральной провинции Тихого океана довольно четко делятся на две группы: первая включает океанические толеиты с относительно низким содержанием кремнезема, калия, бария, цезия, рубидия и др., но с относительно высоким содержанием титана, вторая — базальты щелочного комплекса. На начальных стадиях исследования базальтов центральной провинции Энгелями было высказано предположение о связи базальтов щелочного комплекса со срединно-океаническими хребтами и о типичности океанических толеитов для остальных частей океанического ложа. Однако позднее те же авторы (Энгель, Энгель, 1968) и большинство других исследователей (например, Петелин, 1970; Nayudu, 1962) подошли к представлению о том, что базальты щелочного комплекса вообще характерны для высоких подводных вулканических поднятий и вулканических островов центральной части Тихого океана, являясь продуктами более полной дифференциации мантийных магм, тогда как океанические толеиты соответствуют начальным стадиям такой дифференциации и формируют лишь низкие вулканические холмы и лавовые покровы ложа океана и срединно-океанических хребтов.

Ультраосновные породы и глубинные породы основного состава (габбро) встречаются на ложе океана значительно реже, в обнаженных сбросовых уступах. Так габбро отмечены в зонах разломов северо-восточной части океана, ультраосновные породы — в сбросовых уступах поднятия Манихики (Heezen, Glass, Menard, 1966) и глубоководного желоба Тонга (Fisher, Engel, 1969).

Возраст коренных магматических пород дна Тихого океана варьирует в довольно широких пределах — от современных лав подводных вулканов, встречающихся в самых различных частях океана, но чаще всего — в тектонически активных зонах, до базальтовых лав мелового возраста, вскрытых глубоководным бурением. Судя по глубине положения кровли фундамента, устанавливаемой сейсмическим профилированием, возраст магматических пород ложа Северо-Западной и Восточно-Марианской котловин океана может быть на много древнее юрского.

Древние осадочные породы обнажаются на вершинах и склонах подводных гор Тихого океана (Hamilton, 1956), а также на подводных холмах (Riedel, Funnel, 1964), на склонах подводных возвышенностей

(Ewing, Ewing, 1964) и Срединно-океанического хребта (Ewing, Ewing, 1967). Возраст этих осадочных пород варьирует от неогена до нижнего мела. Долгое время отсутствие в Тихом океане обнажений осадочных пород древнее мела рассматривалось некоторыми авторами как свидетельство исключительной молодости океана. Однако открытие на подводной возвышенности Шатского обнажений пород более древних, чем меловые, а затем достижения в буровых скважинах пород юрского возраста, подстилаемых еще достаточно мощным осадочным комплексом, заставляют считать возраст осадочного чехла на дне Тихого океана существенно более древним.

Исследования структуры и мощностей осадочного покрова и глубинной структуры земной коры и верхней мантии методами сейсмического зондирования составляют одно из относительно новых направлений в изучении дна океанов. Первые попытки сейсмического зондирования дна Тихого океана были предприняты Вейбуллом во время шведской кругосветной экспедиции на «Альбатросе» в 1947—1948 гг. (Weibull, 1947). Начиная с 1948 г. к систематическим исследованиям глубинного строения дна Тихого океана методом сейсмического зондирования приступил Скриппсовский океанографический институт (США). Особенно важными для развития этих работ были экспедиции Скриппсовского института «Мидпацифик» (1950 г.) и «Каприкорн» (1952—1953 гг.), впервые доставившие сведения о глубинной структуре дна центральных частей Тихого океана (Raitt, 1956). Примерно в этот же период работала в Тихом океане английская кругосветная экспедиция на «Челленджере» (1950—1952 гг.), основным разделом работ которой было глубинное сейсмическое зондирование. Материалы этой экспедиции явились также важным вкладом в развитие представлений о глубинной структуре дна Тихого океана (Gaskell, Hill, Swallow, 1958).

Советские работы по сейсмическому зондированию дна Тихого океана были начаты в 1954 г. Институтом океанологии в северно-западной части океана и в Японском море (Сысоев, Михальцев и др., 1956; Андреева, Удинцев, 1958). Очень большого размаха достигли советские работы по глубинному сейсмическому зондированию в период Международного геофизического года 1957—1959 гг., когда в северо-западной части океана и в Охотском море действовала Комплексная геофизическая экспедиция Института физики Земли АН СССР (Гальперин, Косминская, ред., 1964). Эти исследования впервые дали подробное представление о сложной структуре коры и верхней мантии в зоне перехода между материком Евразии и ложем Тихого океана.

В дальнейшем работы по сейсмическому зондированию стали проводиться достаточно систематически почти во всех специализированных геолого-геофизических экспедициях. Их продолжали советские исследователи в экспедициях на «Витязе», американские иследователи Скриппсовского океанографического института и Геофизического института Гавайского университета, японские исследователи в экспедициях на «Хакухо-Мару» и других судах (рис. 6—7).

Постепенно работы по морскому сейсмическому зондированию стали четко разделяться на специальный комплекс работ по глубинному сейсмическому зондированию методом преломленных волн и сейсмическое зондирование отраженными волнами, выполняющееся попутно с другими видами наблюдений.

Сейсмическое зондирование по методу преломленных волн осуществлялось в Тихом океане по двум вариантам методики: с применением двух кораблей, один из которых ведет прием сейсмических волн, а другой возбуждает эти волны, производя взрывы вдоль исследуемого разреза, и с применением автономных радиоакустических буев, расставляемых

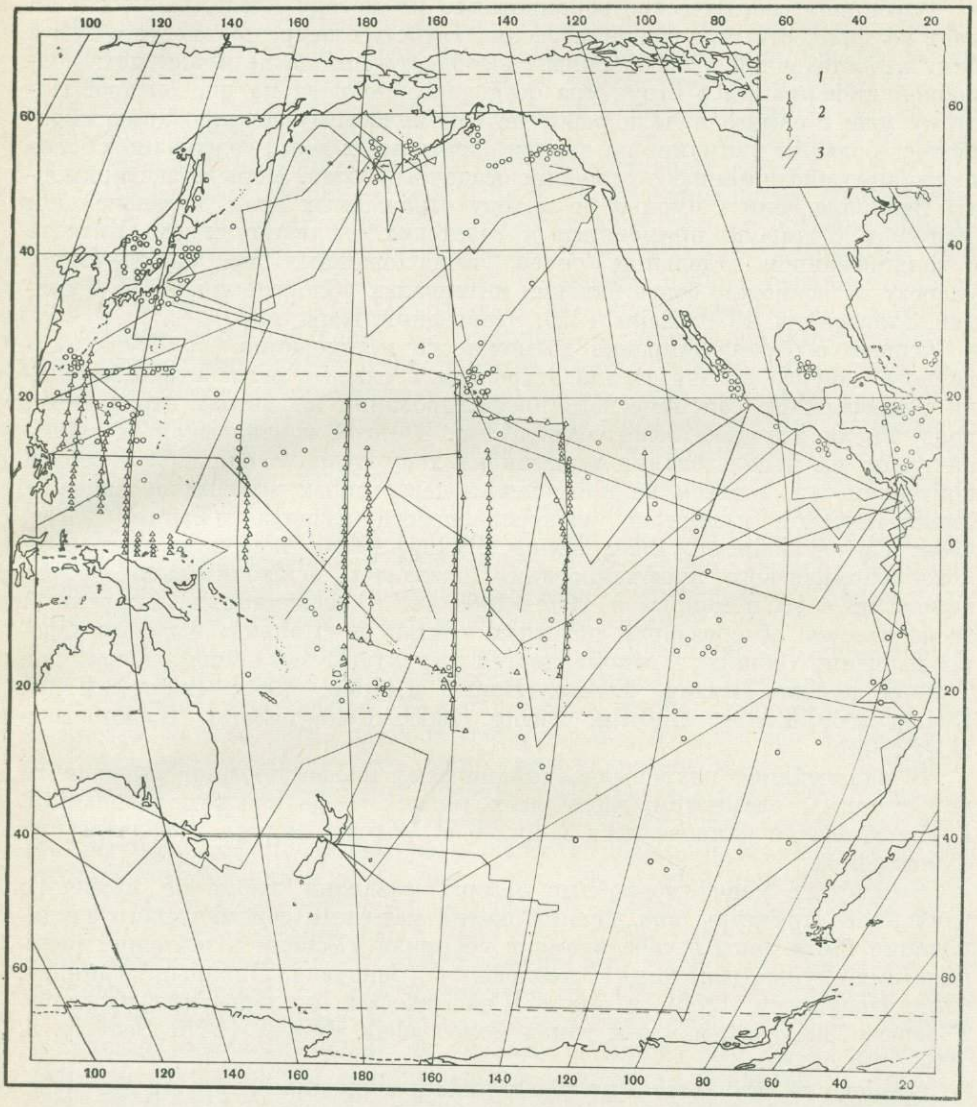


Рис. 6—7. Изученность дна Тихого океана сейсмическим зондированием. Сост. В. В. Здоровенин и Г. А. Семенов

1 — разрезы глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) методом преломленных волн (МПВ); *2* — разрезы сейсмического зондирования методом отраженных волн (МОВ); *3* — разрезы непрерывного сейсмического профилирования (НСП)

по исследуемому разрезу и ведущих прием и трансляцию сейсмических волн на корабль, который возбуждает эти волны с помощью взрывов, двигаясь вдоль разреза, и одновременно регистрирует вступления волн, транслированные радиобуями. Получаемые при этом сведения о временах прохождения сейсмических волн, преломленных на поверхностях основных разделов земных оболочек, дают возможность составить представление о положении этих поверхностей разделов и о динамических свойствах разделяемых ими слоев — осадочного, «надбазальтового» (или «второго»), «гранитно-метаморфического», «базальтового», а также о кровле подстилающей земную кору верхней мантии Земли.

Глубинное сейсмическое зондирование по методу преломленных волн дает возможность исследования весьма глубоких недр, но вместе с тем в силу недостаточной разрешающей способности метода не может дать подробной информации о структуре осадочного покрова на дне океана. Поэтому уже с самого начала работ по сейсмическому зондированию обращалось большое внимание на анализ отраженных волн, содержащих более подробную информацию о строении осадочного слоя. Первые эксперименты Вейбулла велись именно по методу отраженных волн, в дальнейшем этот метод широко применялся в советских экспедициях на «Витязе» с зондированием отдельных точек, расположенных по исследуемому разрезу на возможно более близких интервалах (Здоровенин, 1967; Удинцев, Здоровенин, 1970; Карп, 1970; Здоровенин, Карп, 1970).

Однако особенно широкие возможности иследования структуры осадочного покрова на дне океана открылись в связи с разработкой методики непрерывного сейсмического профилирования по методу отраженных волн. Такая методика была создана Дж. Юингом и основывалась первоначально на использовании взрывов на ходу судна с большой частотой повторяемости, а затем на применении невзрывных источников звука — пневматической пушки и электроискрового разряда (Ewing, Tirey, 1964; Ewing, Zaunere, 1964; Ewing, Ewing, 1970). Методика непрерывного сейсмического профилирования оказалась исключительно эффективной и с ее помощью в 1962—1966 гг. в экспедициях Ламонтской геологической обсерватории на судах «Вима» и «Конрад» было проведено изучение общих закономерностей структуры осадочного чехла дна Тихого океана (Ewing, Ewing, Houtz, Leyden, 1966; Ewing, Houtz, Ewing, 1969; Ewing, Ludwig, Ewing, 1965; Ewing, Saito, Ewing, Burckle, 1966).

В дальнейшем непрерывное сейсмическое профилирование стало почти непременным элементом работ всех геолого-геофизических экспедиций в Тихом океане и проводится попутно с другими видами геофизических наблюдений.

Более или менее подробные обзоры развития работ по изучению глубинной структуры дна Тихого океана методами сейсмического зондирования были даны в свое время в сборнике «Успехи в изучении океанических глубин (биология и геология)» (Зенкевич, Лисицын, Удинцев, 1959; Непрочнов, 1959), в книге «Сейсмические исследования на море» (Зверев, 1964), в 3-м и 4-м томах монографии «Море» («The Sea», v. 3, 1963; v. 4, 1970).

Обобщение результатов исследований строения дна Тихого океана сейсмическими методами было дано в монографиях «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану» (Гальперин, Косминская, ред., 1964), «Строение земной коры по геофизическим данным» (Гурарий, Соловьева, 1963), «Кора и мантия Земли» (Деменицкая, 1967), «Геология дна Тихого океана» (Менард, 1966), в 3-м и 4-м томах монографии «Море» («The Sea», v. 3, 1963; v. 4, 1970) и др.

Важнейшие черты строения земной коры и верхней мантии под дном Тихого океана представляются в свете данных сейсмического зондирования следующим образом. Осадочный чехол, выстилающий дно океана, имеет достаточно сложную структуру и мощности его распределены крайне неравномерно: от нескольких километров в котловинах краевых морей до нескольких метров в центральных частях океана, с чрезвычайно частым разрывом чехла на склонах и вершинах подводных поднятий (Ewing, Ewing, 1970). При этом наблюдаются четкие закономерности, отражающие, в свою очередь, закономерности осадконакопления: циркумконтинентальную, широтную, вертикальную, тектоническую зональность. Так, наибольшие мощности осадочного покрова наблюдаются

в периферической части океана, тогда как наименьшие — в центральной, что отражает циркумконтинентальную зональность осадконакопления. В пределах центральной области океана ярко выражены три пояса повышенных мощностей осадочного чехла, соответствующие широтным зонам высокой биологической продуктивности и высоких темпов биогенного осадконакопления: кремнистых диатомовых илов высоких широт на севере и на юге и карбонатных илов в экваториальной области (Arrhenius, 1963, 1966). Вертикальная зональность осадконакопления ярко проявляется в повышенных мощностях покрова карбонатных осадков, образующего своеобразные «шапки» на многих подводных возвышенностях тропических областей океана. Наконец, наиболее резкие неравномерности мощностей осадочного чехла вызывает влияние тектонического фактора. Осадочный чехол обладает характерной билатеральной структурой на склонах срединно-океанических хребтов Тихого океана, отсутствуя или имея минимальные мощности в их активной рифтовой зоне. Тектоническая дифференциация рельефа переходной зоны определяет накопление огромных мощностей осадков в замкнутых, отгороженных от открытого океана островными дугами, котловинах краевых морей и межгорных прогибах островных дуг. Вместе с тем тектоническая дифференциация рельефа обусловливает необычно малые мощности осадочного покрова даже в периферических, ближайших к материкам, частях океанского ложа, если оно оказывается отгороженными от материка глубокими краевыми океаническими желобами и островными дугами.

По данным глубинного сейсмического зондирования, строение коры в области Тихого океана резко различно для подводных окраин материков и собственно ложа океана. Материковые окраины характеризуются наличием в составе коры под покровом рыхлых осадков так называемого «гранитно-метаморфического» слоя, подстилаемого мощным «базальтовым» слоем, лежащим, в свою очередь, на поверхности мантии. Мощность коры материковых окраин достигает 20—30 *км*. Ложе океана, выстланное рыхлым осадочным чехлом, в качестве фундамента имеет кору так называемого «океанического» типа, в составе которой присутствуют «надбазальтовый» (или «второй») и довольно тонкий «базальтовый» слои. Мощность коры океанического типа — всего 5—6 *км*. Зона перехода от коры материкового типа к коре океанического типа характеризуется мозаичным строением — в ней чередуются полосы коры материкового типа в области островных дуг и пятна коры океанического типа в глубоких котловинах краевых морей. В области океанического ложа подводные поднятия обладают корой повышенной мощности, по-видимому, главным образом за счет утолщения «базальтового» слоя. Срединно-океаническим хребтам свойственна специфическая структура коры и верхней мантии: кора океанического типа на них утоньшается (и, вероятно, как и в других океанах имеет мозаичный характер), а подстилающая ее верхняя мантия поднята ближе к поверхности и сложена породами меньшей плотности, чем верхняя мантия под океаническими плитами. Вопрос о природе основных слоев земной коры и верхней мантии еще далек от разрешения. Мы остановимся на нем несколько далее, в главе четвертой.

Изложенные представления весьма схематичны в силу недостаточной изученности строения коры и верхней мантии в области Тихого океана. Каждая очередная экспедиция, ведущая глубинное сейсмическое зондирование, получает новую важную информацию. В результате исследований самых последних лет намечаются существенные различия в мощности коры в областях, лежащих к востоку и к западу от горной системы Гавайского хребта ((Furumoto, Woolard, Campbell, Hussong, 1968). Выявлены явления анизотропии сейсмических скоростей в верхней мантии, связываемой с динамикой мантийного вещества (Hess, 1964; Raitt

et. al., 1969). Отмечаются признаки плотностной неоднородности верхней мантии под различными тектоническими системами океанского дна (например, Удинцев, 1959). Можно надеяться, что в результате исследований ближайших лет общая картина глубинного строения земной коры и верхней мантии в области Тихого океана станет значительно яснее.

Структура аномального магнитного поля Земли в области Тихого океана изучается сравнительно недавно. Геомагнитные исследования были начаты в конце 30-х годов американским немагнитным судном «Карнеги» и продолжены затем в 50-х годах советским немагнитным судном «Заря». Однако эти первые исследования по редким разрезам через океан давали очень мало для суждения о связи аномального поля с геологическим строением дна океана. Существенный сдвиг в масштабах геомагнитных исследований произошел в связи с внедрением в практику работ протонных буксируемых авиационных и судовых магнетометров (Hill, 1959). В период работ по программе Международного геофизического года 1957—1959 гг. советские геофизики провели аэромагнитную съемку в районе Охотского моря, Курило-Камчатской островной дуги и прилегающей к ним части Тихого океана (Соловьев, Гайнанов, 1963). Исследователи США провели в период 1958—1960 гг. детальную магнитную съемку в северо-восточной части океана (Mason, 1958; Mason, Raff, 1961; Raff, Mason, 1961; Vasquier et. al., 1961). В дальнейшем геомагнитная съемка с помощью судовых протонных магнетометров стала осуществляться систематически почти на всех океанографических судах США, Японии и других стран, работающих в Тихом океане (Pittman, Herron, Heirtzler, 1968; Hoshino et al., 1969). Выделяются своей детальностью и систематическим характером съемки по проекту «Симэп» на судах США «Пайонир», «Ошеанографер» и «Сорвайер» (Elvers et al., 1967).

Результаты геомагнитных исследований в Тихом океане были обобщены в ряде обзорных работ (Деменицкая, 1967; Иванов, 1966; Bullard, Mason, 1963; Pittman, Herron, Heitzler, 1968).

Важнейшими выводами, сделанными в процессе обобщения полученных за последнее десятилетие результатов, были следующие: наряду со сравнительно спокойным аномальным полем ложа котловины океана выявлено существование системы четких линейных аномалий магнитного поля в северо-западной и северной частях океана, характеризующихся простираниями, параллельными в общих чертах простираниям элементов системы складчатых сооружений островных дуг — Японской, Курило-Камчатской и Алеутской и связываемой в ее происхождении с линиями разломов (Соловьев, Гайнанов, 1963; Uyeda, Vacquier, 1968; Yasui et al., 1967). Установлено существование системы линейных аномалий в северо-восточной части океана, нарушаемой латеральными смещениями по линиям крупнейших разломов этой части океана,— Меррей, Мендосино, Паойнир и др. (Vacquier et al., 1961). Система линейных аномалий, располагающихся симметрично относительно оси срединно-океанических хребтов Тихого океана, установлена последовательно для Южно-Тихоокеанского хребта (Christoffel, 1961; Christoffel, Ross, 1965; Pittman, Heirtzler, 1966), для Восточно-Тихоокеанского хребта (Pittman, Herron, Heirtzler, 1968), для района Галапагосских о-вов и Панамской котловины (Herron, Heirtzler, 1968), для хребта Хуан-де-Фука (Talwani, Le Pichon, Heitrtzler, 1965; Vine, Wilson, 1965; Vine, 1966; Pittman, Hayes, 1958) (рис. 8—9).

Авторы перечисленных выше работ и обзоров (Le Pichon, 1958; Pittman, Herron, Heirtzler, 1968) пришли к выводу о связи происхождения этих линейных симметричных аномалий с расширением дна океана в рифтовой зоне срединно-океанических хребтов Тихого океана.

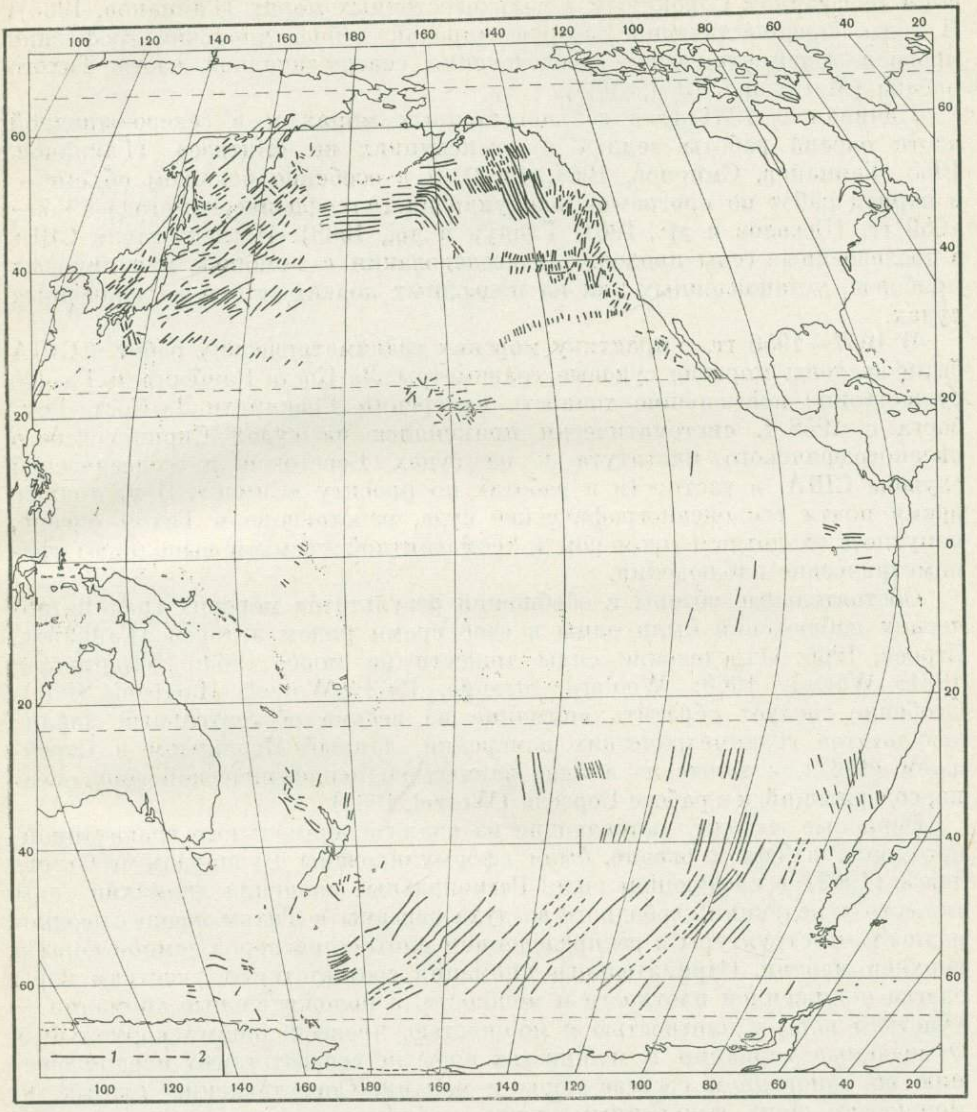


Рис. 8—9. Оси магнитных аномалий в области Тихого океана. Сост. Г. М. Валяшко, Е. Г. Мирлин и А. А. Шрейдер по картам Гайнанова и Соловьева (1963) и други (Pittman, Herron, Heirtzler, 1968; Pittman, Hayes, 1968; Hayes, Heirtzler, 1968; Uyeda, Vacquier, 1968)

1 — оси минимумов аномального поля, прослеженные на значительном расстоянии; *2* — оси минимумов аномального поля, прослеженные на незначительных расстояниях

Исследования магнитных аномалий ряда обособленных подводных гор Тихого океана привели к выводу о значительных горизонтальных перемещениях плит океанского ложа (Vacquier, 1962; Vacquier, Uyeda, 1967, Uyeda, Vacquier, 1968).

Структура аномального гравитационного поля Земли в Тихом океане начала изучаться довольно давно: в 1923—1930 гг. голландским ученым Венинг-Мейнесом были впервые осуществлены измерения ускорения силы тяжести с помощью маятникового прибора, установленного на подводной лодке (Vening-Meinesz, 1948). С помощью маятникового прибора морские гравиметрические исследования были проведены в 1937 г. совет-

ским геофизиком Сорокиным в дальневосточных морях (Гайнанов, 1963). В годы, предшествующие второй мировой войне, японские геофизики провели гравиметрические исследования северо-западной части Тихого океана (Matuyama, 1934, 1938).

Начиная с 1951 г. в дальневосточных морях и в северо-западной части океана работы велись в экспедициях на «Витязе» (Гайнанов, 1955; Гайнанов, Смирнов, 1961, 1962), а в особенно большом объеме — в период работ по программе международного геофизического года 1957—1959 гг. (Веселов и др., 1961; Гладун и др., 1963). Исследователи США в послевоенные годы продолжали исследования с помощью маятниковых приборов, установленных как на подводных лодках, так и на надводных судах.

В 1957—1958 гг. в практику морских гравиметрических работ в США были введены морские судовые гравиметры Ла-Коста-Ромберга и Графа, существенно повысившие точность измерений. Гравиметр Ла-Коста-Ромберга с 1958 г. систематически применялся на судах Скриппсовского океанографичекого института и на судах Береговой и геодезической службы США, в частности в работах по проекту «Симэп». В настоящее время почти все океанографические суда, работающие в Тихом океане, попутно с эхолотным промером и геомагнитной съемкой выполняют гравиметрические наблюдения.

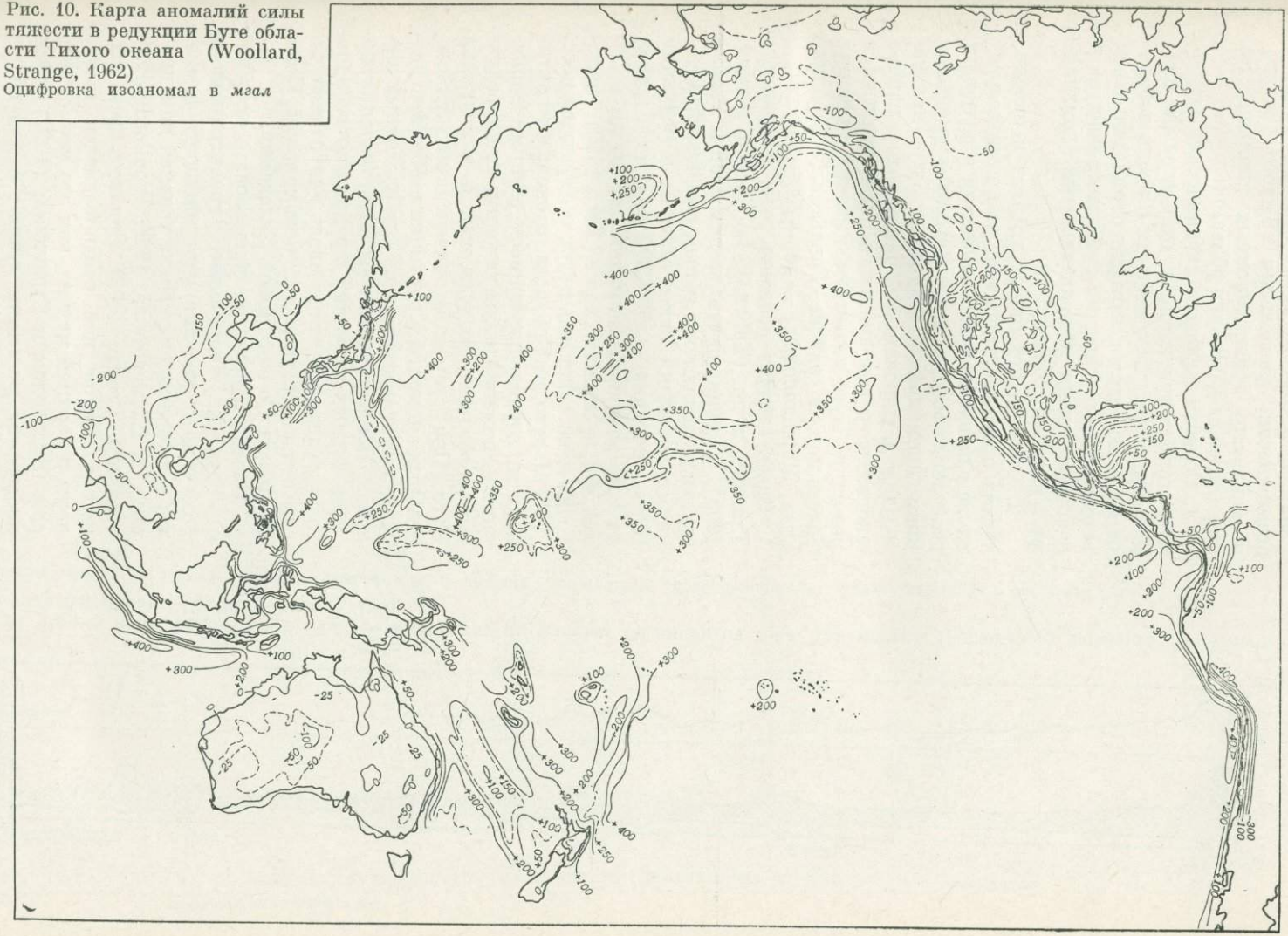
Обстоятельные обзоры и обобщения результатов морских гравиметрических наблюдений были даны в свое время рядом авторов (Гайнанов, Строев, 1966; Определение силы тяжести на море, 1969; Деменицкая, 1961; Worzel, 1965; Woolard. Strange, 1962; Worzel, Harrison, 1963). Особенно следует обратить внимание на весьма обстоятельный анализ результатов гравиметрических измерений, данный Вуллардом и Стренджем (1962), а также на анализ данных по периферической зоне океана, содержащийся в работе Ворзела (Worzel, 1968).

Основные выводы, вытекающие из анализа аномального гравитационного поля в Тихом океане, были сформулированы Вуллардом и Стренджем (1962) в следующем виде. Региональные значения аномалий силы тяжести в редукции свободного воздуха связаны в Тихом океане с неоднородностями структуры и распределением плотностей пород земной коры и верхней мантии. Отрицательные аномалии соответствуют участкам коры слегка пониженной плотности и мощности, а положительные аномалии — участкам коры с плотностью и мощностью, превышающими нормальные. Отмечаемые вариации в мощностях коры не соответствуют предположению об однородном составе коры и мантии. Сопоставление данных по мощностям коры, полученным путем глубинного сейсмического зондирования, с гравиметрическими данными, напротив, приводит к заключению, что в природе в области Тихого океана не существует ни однородности в составе, ни однородности в мощностях коры и мантии.

Анализ аномалий и редукции Буге (рис. 10) привел Вулларда и Стренджа к выводу, что резко выраженные отрицательные аномалии в области островных дуг вызваны не столько прогибанием земной коры под желобами (как это предполагалось ранее Венинг-Мейнесом), сколько сжатием и смятием в складки, сопровождающимся утолщением коры, на внешней стороне островных дуг. Анализируя гравиметрический профиль через Тихий океан (рис. 11), авторы отмечают, что экстремум отрицательных аномалий силы тяжести совпадает с внешними хребтами островных дуг с относительной высотой до 3000 *м* и толщиной коры под ними до 20 *км*. При этом океанические желоба, лежащие вдоль внешнего края островных дуг, подстилаются корой почти нормальной мощности, свойственной коре океанического типа.

Развивая заключения Вулларда и Стренджа, советские геофизики

Рис. 10. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге области Тихого океана (Woollard, Strange, 1962)
Оцифровка изоаномал в *мгал*



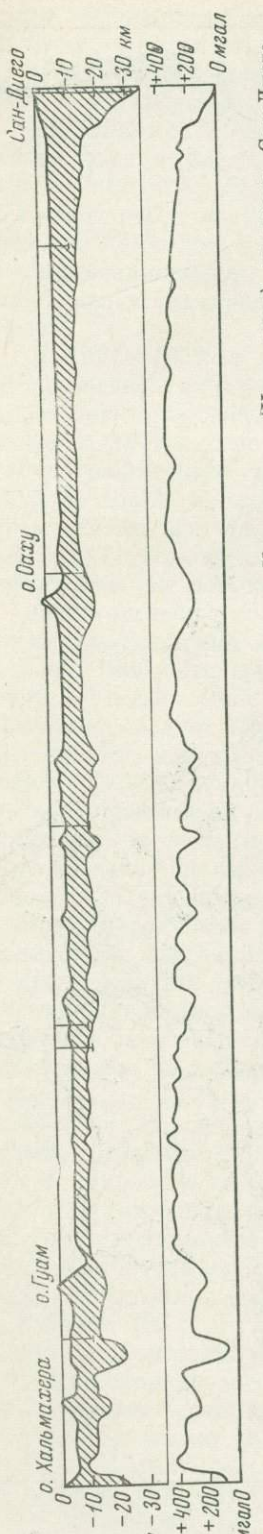


Рис. 11. Разрез коры Тихого океана по гравиметрическим данным по линии от о-ва Хальмахера (Индонезия) до порта Сан-Диего (Северная Америка) (Woollard, Strange, 1962)

а — разрез коры, где верхняя кривая — рельеф дна, а нижняя — поверхность Мохоровичича; *б* — кривая аномалии в редукции Буге

Гайнанов и Строев (1966) сделали вывод о возможности разделения Тихого океана по характеру гравитационных аномалий на три основных категории областей:

1. Области глубоких океанических котловин, характеризующиеся относительно спокойным полем силы тяжести с очень небольшими положительными или отрицательными аномалиями в редукции свободного воздуха и очень большими положительными аномалиями в редукции Буге.

2. Области подводных хребтов и океанических островов, характеризующиеся возрастанием положительных аномалий в редукции свободного воздуха до +100 *мгл* и уменьшением аномалий в редукции Буге меньше +100 *мгл*. Впрочем отмечается, что в районе многих островов аномалии силы тяжести в редукции Буге достигают высоких значений (например, в районе Гавайских, Каролинских, Маршалловых) — до +200—250 *мгл*.

Здесь следует добавить, что, по данным Талвани и др. (Talwani, Le Pichon, Ewing, 1965), срединно-океанические хребты Тихого океана выделяются в общем высокими значениями аномалий силы тяжести в редукции Буге — порядка +250—300 *мгл*, но в осевой их зоне значения аномалий падают до +200 *мгл*, что, по мнению Хесса (Хесс, 1969), достаточно ясно свидетельствует о дефиците масс.

3. Переходные области от океана к континентам, характеризующиеся резкими вариациями аномалий силы тяжести, как в редукции свободного воздуха, так и в редукции Буге. При этом пояс интенсивных отрицательных аномалий в редукции свободного воздуха протягивается вдоль глубоководных желобов. Исключительно высокие значения положительных аномалий в редукции свободного воздуха отмечаются вдоль внутренних частей ряда островных дуг: Соломоновых, Новогебридских о-вов, Новой Каледонии.

Известны попытки использовать сведения о структуре аномального гравитационного поля для построения карт мощности земной коры и топографии кровли верхней мантии — рис. 12. (Деменицкая, 1966; Woollard, 1959; Woollard, Strange, 1962). Однако в свете данных о плотностной неоднородности земной коры и верхней мантии, как это уже отмечалось Вуллардом и Стренджем (1962), такие построения возможны лишь в самом первом приближении, ибо основываются на явно условном допущении о плотностной однородности коры и мантии, и к ним следует относиться с большой осторожностью.

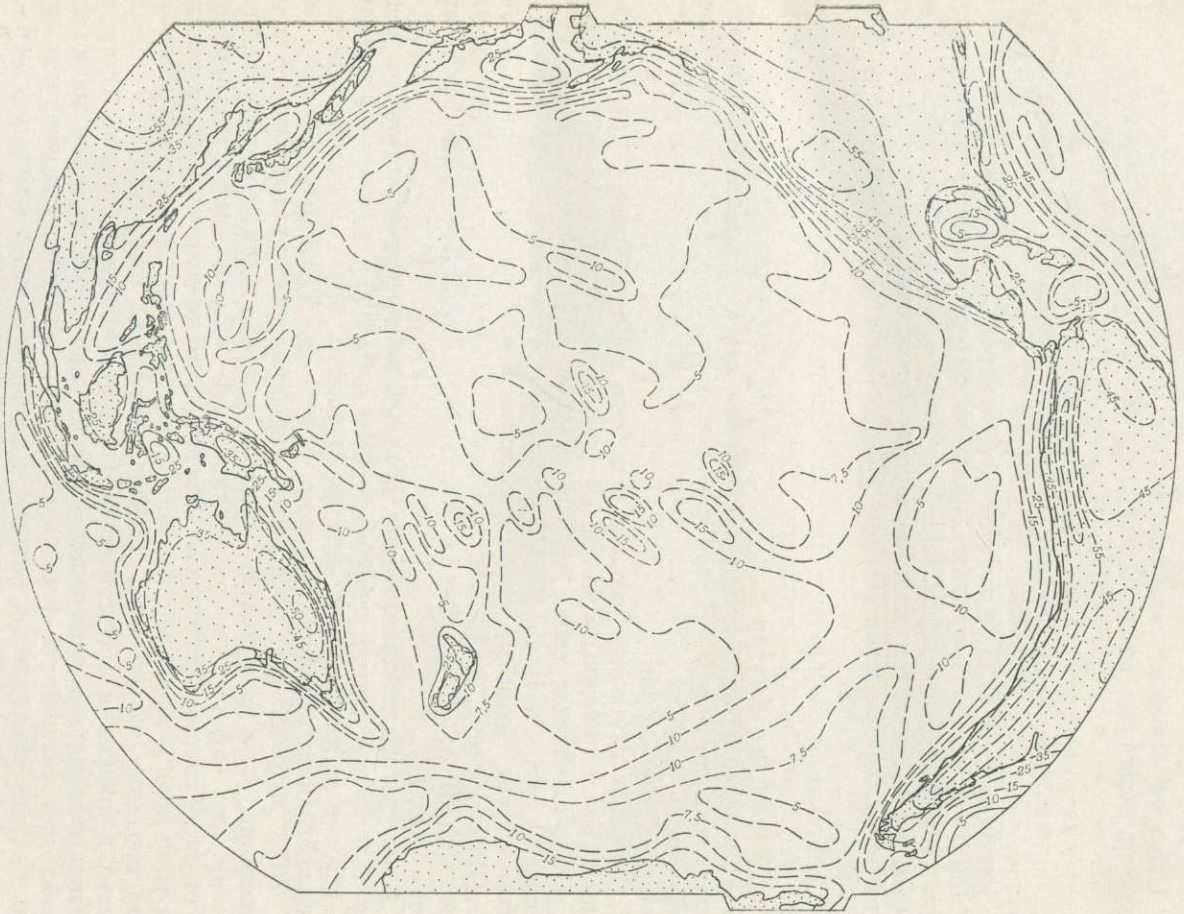


Рис. 12. Толщина земной коры в Тихом океане (Деменицкая, 1966)
Оцифровка изолиний в км

Большой интерес представляют данные об изостатических аномалиях силы тяжести, отмечающие нарушения в уравновешенном состоянии земной коры. Такие данные известны для Алеутских о-вов (Orlin, 1961), для островных дуг Индонезии (Woollard, Strange, 1962). Такого рода данные позволяют представить динамику тектонических деформаций (Артемьев, 1966).

Попытки изучения *теплового потока из недр Земли* в Тихом океане были предприняты впервые в шведской кругосветной экспедиции на «Альбатросе» в 1947—1948 гг. Однако массовый характер такие измерения приобрели лишь после того, как была создана более надежная аппаратура, предложенная в 1949 г. английским геофизиком Буллардом.

Начиная с 1950 г. геотермические измерения начинают проводиться систематически в экспедициях Скриппсовского океанографического института (Bullard, Maxwell, Revell, 1956; Herzen, 1958, 1963, 1964; Herzen, Uyeda, 1963), а затем в экспедициях Ламонтской геологической обсерватории (Langseth, Grim, Ewing, 1965), в работах японских геофизиков (Uyeda et al., 1962).

Советские исследователи проводили первые эксперименты по изучению теплового потока через дно Тихого океана в 1957 г. (Гамутилов и др., 1960), и, начиная с 1963 г., эти работы велись в ряде советских экспедиций на «Витязе». Однако основная масса материала по тепловому потоку из недр Земли в Тихом океане представлена сейчас результатами экспедиций Скриппсовского океанографического института (США) и японских экспедиций.

Методика измерения теплового потока, применявшаяся при исследованиях Тихого океана, основана на измерении геотермического градиента в поверхностных слоях донных осадков (Любимова, Удинцев, 1964; Langseth, 1965; Bullard, 1963). Результаты измерений, выполненных в Тихом океане, были обобщены рядом авторов (Попова, Смирнов, Удинцев, 1969; Менард, 1966; Lee, McDonald, 1963; Lee, Uyeda, 1965; Yasui, Watanabe, 1965; Yasui, Kishii, Watanabe, Uyeda, 1968; Rikitake et al., 1968) (рис. 13).

В результате анализа данных о величине теплового потока из недр Земли в Тихом океане сделаны выводы о тесной связи этой величины со строением дна. В тектонически активных зонах наблюдаются резкие колебания величин теплового потока и максимальные значения до 8,09 *мкал/см²·сек*. Напротив, тектонически спокойные области характеризуются величинами теплового потока, близкими к средним значениям для океана в целом, порядка 1,1—1,2 *мкал/см²·сек*. Наиболее яркой особенностью структуры теплового потока поля дна Тихого океана является полоса аномально-высоких значений теплового потока в осевой зоне срединно-океанических хребтов. Учитывая структуру дна Тихого океана и производя статистическое усреднение данных Попова, Смирнов и Удинцев получили следующие наиболее вероятные значения теплового потока для важнейших тектонических и энергетически тождественных зон: 1) ложе океанических впадин и глубоких впадин краевых морей — 1,1 *мкал/см²·сек;* 2) склоны срединно-океанических хребтов — 1,4 *мкал/см²·сек*; 3) центральная часть срединно-океанических хребтов — 1,7 *мкал/см²·сек;* 4) рифтовая зона срединно-океанических хребтов 4,9 *мкал/см²·сек*; 5) стабильные сводовые поднятия, глыбовые хребты и валы — 1,3 *мкал/см²·сек*; 6) зоны разломов, краевые валы — 1,6 *мкал/см²·сек*; 7) океанические желоба — 0,9 *мкал/см²·сек*; 8) островные дуги и краевые горные сооружения материков, подобные им,— 2,1 *мкал/см²·сек*. Среднее значение теплового потока через дно Тихого океана, согласно этим подсчетам (с учетом дифференциации

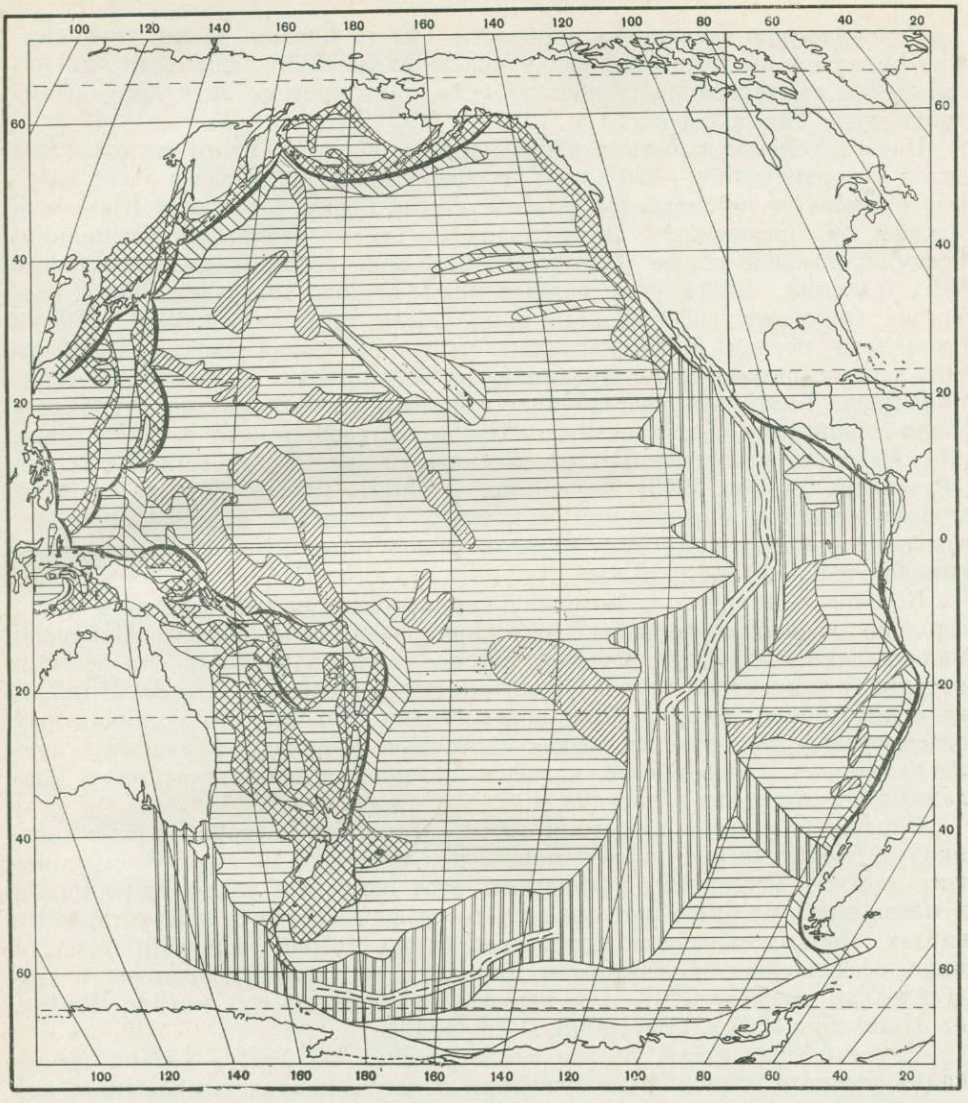


Рис. 13. Тепловой поток из недр Земли в области Тихого океана. Сост А. К. Попова, Я. Б. Смирнов и Г. Б. Удинцев

Средняя величина теплового потока $\overline{q}$, *мкал/сек · см²*: *1* — 0,9; *2* — 1,1; *3* — 1,3; *4* — 1,5; *5* — 1,6; *6* — 1,7; *7* — 2,1; *8* — 4,9

теплового потока в различных тектонических областях), составляет $1{,}25 \pm 0{,}12$ *мкал/см² · сек.*

Следует заметить, что открытие аномально высоких величин теплового потока в осевой зоне срединно-океанических хребтов Тихого океана послужило толчком для выдвижения идеи о развитии этих хребтов в связи с подъемом глубинного вещества мантии Земли (Bullard, Maxwell, Revell, 1956). Другим важным следствием изучения теплового потока в Тихом океане явилось заключение о равенстве теплового потока на материках и на дне океанов и о вытекающем из этого, в свою очередь, различии химического состава мантии океанических и материковых областей (Bullard, 1963).

Сейсмическая активность в области Тихого океана давно уже служит объектом исследований ввиду исключительной подвижности так называемого «Тихоокеанского кольца», т. е. тектонически активного обрамления ложа Тихого океана.

Начало сейсмологических наблюдений в области Тихого океана относится к периоду 1880—1903 гг., т. е. ко времени, когда здесь были впервые применены сейсмографы, разработанные Греем, Милном и Юингом в Японии, до организации Международной сейсмологической ассоциации, стимулировавшей общее улучшение методики регистрации и описания землетрясений. Достаточно объективным анализ географического распределения землетрясений стал лишь после того, как в 1918 г. была составлена первая Международная сейсмологическая сводка, содержащая зарегистрированные вступления для большинства сейсмических станций мира. Благодаря составлению сейсмологических сводок стало возможно появление обстоятельных обзоров географического распределения землетрясений в области Тихого океана в сводках Гутенберга и Рихтера (Гутенберг, Рихтер, 1948; Gutenberg, Richter, 1954), Рихтера (1963). Однако точность определения координат эпицентров удаленных землетрясений в этот период была незначительной — не более ±1°, а глубины гипоцентров — менее ±25 *км*.

В 1960 г. техника и методика сейсмологических наблюдений были серьезно усовершенствованы благодаря разработке систем обнаружения удаленных ядерных взрывов, обеспечивающих точность определения координат эпицентров до ±0,1 и глубины гипоцентра до ±25 *км*. В 1962 г. на основе новой техники была организована Мировая сеть стандартных сейсмографов, что вызвало резкое увеличение объема информации о землетрясениях, в особенности новой в отношении землетрясений в удаленных океанических областях.

Внедрение методов обработки сейсмологических материалов и построения сейсмологических карт с помощью электронно-вычислительных машин сделало возможным реализовать этот огромный объем информации в наглядных, удобных для анализа географии сейсмической активности картах. Первым образцом таких карт служит серия карт сейсмичности мира, составленных Баразанги и Дорманом по данным Береговой и геодезической службы США для периода наблюдений с 1 января 1961 г. по 31 декабря 1967 г. (Barazangi, Dorman, 1969).

Изучение механизма очагов землетрясений на основе теории дислокаций открыло возможности суждения о направлениях напряжений, вызывающих эти землетрясения и характеризующих тектонические движения, с которыми они связаны (Введенская, 1956, 1960; Ходжсон, 1966; Мишарина, 1967; Sykes, 1966, 1967; Lensen, 1960; Ritsema, 1957).

Особым разделом использования сейсмологической информации являются исследования распространения так называемых поверхностных волн, позволяющие определять осредненное строение земной коры и верхней мантии на больших пространствах, на трассах от эпицентра до регистрирующих сейсмических станций (Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам, 1965).

Отметим важнейшие выводы, сделанные различными авторами на основе анализа сейсмических данных по области Тихого океана. Прежде всего были отмечены закономерности географического распределения очагов сейсмической активности (рис. 14). Тихоокеанское сейсмическое кольцо оказалось одной из основных сейсмических особенностей земного шара, включая значительное большинство (90%) землетрясений мира с нормальной глубиной очага (0—60 *км*), еще бо́льшую часть землетрясений с промежуточной глубиной (60—300 *км*) и все глубокофокусные землетрясения (глубина очага более 300 *км*). Тихоокеанский сей-

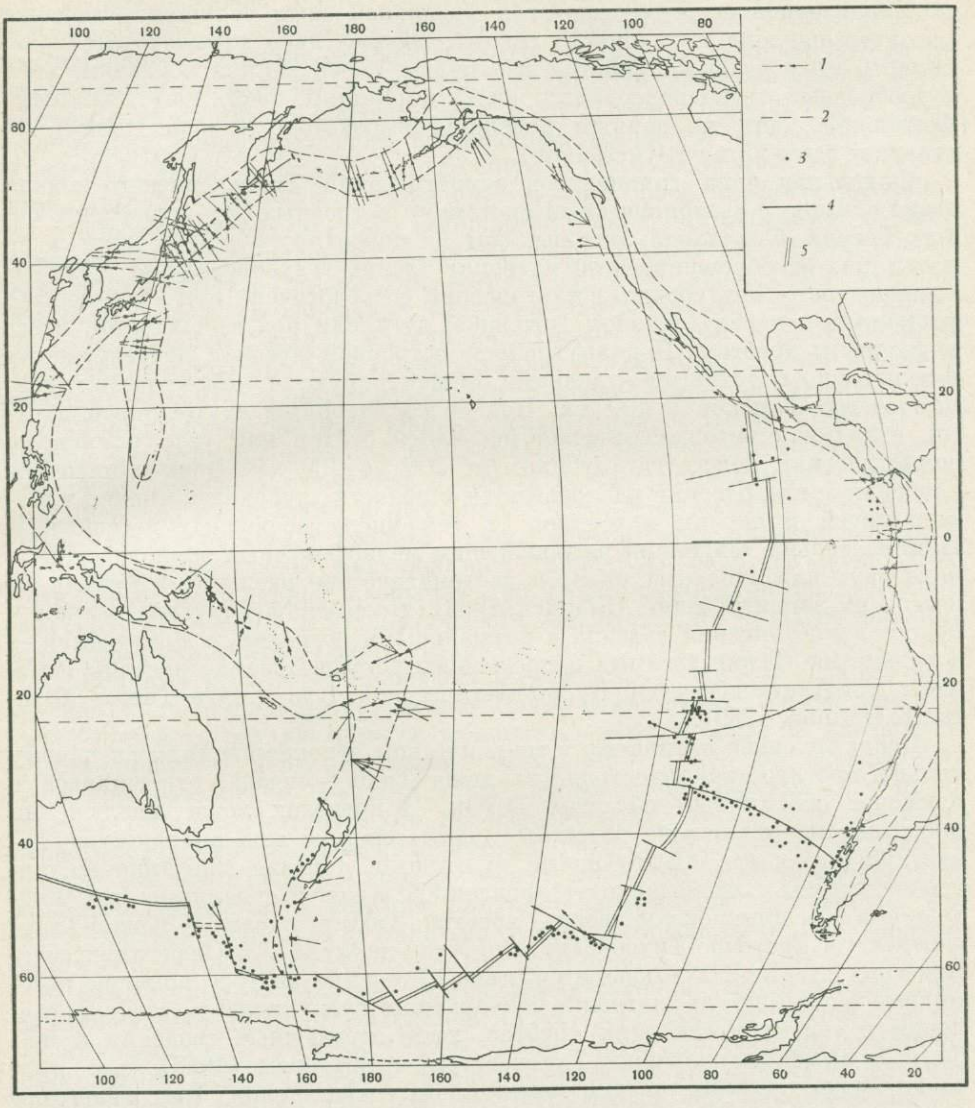


Рис. 14. Сейсмичность области Тихого океана. Сост. Г. М. Валяшко по данным различных авторов (Балакина, 1962; Barazangi, Dorman, 1969; Isaaks, Oliver, Sykes, 1968 и др.)

1 — направление преобладающих напряжений, масштаб стрелок $\sin i = 1{,}0$; *2* — контуры Тихоокеанского сейсмического кольца; *3* — эпицентры отдельных землетрясений в Тихом океане за пределами Тихоокеанского сейсмического кольца; *4* — предполагаемые разломы в области внутриокеанического мобильного пояса; *5* — осевая сейсмически активная зона внутриокеанического мобильного пояса

смический пояс охватывает весь океан непрерывным кольцом, хотя отдельные сегменты этого кольца и его ответвления характеризуются различной активностью (Гутенберг, Рихтер, 1948; Gutenberg, Richter, 1954). Важной особенностью Тихоокеанского *сейсмического кольца является* существование наклонной фокальной зоны, образованной гипоцентрами землетрясений и уходящей примерно под углом 45° в глубь земной оболочки под материки. Эта зона интерпретируется, как зона гигантских надвигов (Benioff, 1949, 1951, 1954, 1955, 1957; Гутенберг, Рихтер, 1948; Заварицкий, 1946; Шатский, 1946).

Характерной особенностью этой фокальной зоны является изменение углов ее наклона с глубиной, так что можно либо предполагать зависимость этих углов от свойств различных слоев земной оболочки, либо дугообразный изгиб поверхности надвига (Benioff, 1949, 1954). Толщина фокальной зоны, по данным новейших высокоточных наблюдений, составляет всего 25 *км* (Sykes, 1966).

Фокальная зона гипоцентров землетрясений Тихоокеанского кольца тесно связана с тектоническими системами островных дуг периферии Тихого океана. Фокальная зона выходит на поверхность земной коры в области дна и обращенного к материку склона глубоководных желобов. Главная часть неглубоких землетрясений сосредоточена при этом под обращенным к океану склоном островной дуги или под ее внешним, часто подводным, хребтом. Под внутренней островной дугой с действующими или недавно потухшими вулканами концентрируются эпицентры с глубиной очагов, близкой к 100 *км*. Под более древними внутренними дугами, вулканизм которых отвечает последней стадии или угас, эпицентры землетрясений лежат на глубинах от 200 до 300 *км*. Пояс эпицентров глубоких землетрясений располагается в области глубоких котловин краевых морей и окраин материков (в том числе подводных частей их). Примечательна тенденция расположения мелкофокусных землетрясений в виде двух параллельных полос и систематическое различие в механизме очагов их землетрясений (Stauder, 1968). По мнению Стаудера, внешняя полоса землетрясений связана с нормальными сбросами, а внутренняя — с надвигами. Такие двойные полосы мелкофокусных землетрясений отмечены для Алеутской дуги, Курило-Камчатской дуги и дуги Тонга (Barazangi, Dorman, 1969).

Исключительно активному в сейсмическом отношении Тихоокеанскому кольцу противостоят пространства ложа Тихого океана, относящиеся к наименее сейсмичным областям Земли. В пределах ложа исключение представляют давно уже известные своей сейсмической активностью Гавайские о-ва с их действующими вулканами, а также срединно-океанические хребты с их недавно установленной высокой сейсмичностью. Удаленность срединно-океанических хребтов Тихого океана — Южно-Тихоокеанского, Восточно-Тихоокеанского, Хуан-де-Фука — от береговых сейсмических станций, а также отсутствие в течение долгого времени сейсмических станций на материке Антарктиды затрудняли получение сведений о сейсмичности этих хребтов, хотя отрывочные сведения о ней были и интерпретировались Гутенбергом и Рихтером (1948) как признаки существования внутриокеанического ответвления Тихоокеанского сейсмического кольца.

Новые методы сейсмологических наблюдений и новая сеть стандартных сейсмографов существенно изменили представления о сейсмичности удаленных областей Тихого океана. Уже в первые годы использования новых данных была установлена узкая сейсмически высоко активная зона вдоль оси срединно-океанических хребтов Тихого океана, характеризующаяся развитием мелкофокусных землетрясений (Sykes, 1963, 1967). Ответвления сейсмической зоны этих хребтов лежат в области Западно-Чилийского поднятия, на Галапагосском поднятии и в Панамской котловине и соединяют сейсмический пояс срединно-океанических хребтов с Тихоокеанским сейсмическим кольцом, пересекаемым также срединно-океаническим поясом в Калифорнийском заливе и в Новозеландском проходе. Примечательны два сейсмически спокойных участка хребтов — на протяжении от зоны разлома Элтанин до Западно-Чилийского поднятия и в районе вблизи 60° ю. ш. и 150° з. д.

Исследования прохождения поверхностных волн ведутся сравнительно недавно. Возникновение поверхностных волн обусловлено слоистой

структурой оболочек Земли, вызывающей многократные отражения сейсмических волн и колебания отдельных слоев оболочек. Колебания эти создают поверхностные сейсмические волны, распространяющиеся вдоль поверхности слоев коры и верхней мантии. По дисперсии волн Рэлея с периодом от 100 до 400 *сек* было установлено, что в пределах верхней мантии существует зона пониженных скоростей (Takeuchi, Press, Kobajashi, 1959; Dorman, Ewing, Oliver, 1960). Глубины нахождения этой зоны порядка 140 *км*, и она представляет собой явление, повсеместно распространенное, как под материками, так и под океанами. Существование зоны пониженных скоростей было предсказано моделью мантии, предложенной Гутенбергом (Gutenberg, 1948, 1954, 1960). Дорман, Юинг и Оливер на основании изучения поверхностных волн установили, что строение верхней мантии под Тихим океаном и окружающими материками различно. Они предположили, что причиной этого различия является более близкое к поверхности положение зоны пониженных скоростей под Тихим океаном. Однако позднее Аки и Пресс (1961 г.) показали, что отличия мантии Тихого океана от мантии окружающих океан материков скорее заключается в том, что зона пониженных скоростей, лежащая под материками и под Тихим океаном на одной и той же глубине, характеризуется в области Тихого океана более низкими скоростями сейсмических волн. Они показали также, что скорости продольных волн в слое пониженных скоростей под Тихим океаном несколько выше, чем под Индийским и Атлантическим, связывая это с более низкими температурами мантии Тихого океана.

Детальные исследования поверхностных волн в области Тихого океана позволили японскому сейсмологу Санто подразделить Тихий океан на семь регионов, различающихся мощностью земной коры и плотностью подстилающей ее верхней мантии (Santo, 1963) (рис. 15). Основой для такого подразделения служили типы дисперсионных кривых, варьирующие от типично океанического до материкового. Санто особо выделяет область срединно-океанических хребтов Тихого океана — их склонов и осевых зон, отмечая, что кора в осевой зоне этих хребтов имеет наименьшую мощность, а верхняя мантия — наименьшую плотность. Это очень хорошо совпадает с данными глубинного сейсмического зондирования (Raitt, 1964).

Исследования механизма очагов землетрясений, выполненные Введенской (1956, 1960) и Балакиной (1962) для Тихоокеанского сейсмического кольца и Сайксом (Sykes, 1966, 1967) для срединно-океанических хребтов Тихого океана, дали чрезвычайно убедительную картину распределения напряжений (см. рис. 14). Осевая зона срединно-океанических хребтов является областью растяжения, тогда как периферическая область островных дуг — областью сжатия.

Изучив особенности прохождения сейсмических волн в области островных дуг, Оливер и Айзекс (Oliver, Isaaks, 1967, 1968), а затем и другие авторы (Wadati et al., 1967; Utsu, 1967; Cleary, 1967) установили существование аномальной зоны верхней мантии. Эта зона обладает мощностью около 100 *км* и верхняя поверхность ее ограничена фокальной сейсмической зоной, погружающейся под углом примерно 45° под материк. Зона эта аномальна по слабому затуханию сейсмических волн и по относительно высоким скоростям сейсмических волн в мантии. Оливер и Айзекс интерпретировали выявленную ими аномальную зону как блок океанической литосферы, пододвигаемый под окраину материкового блока и сохраняющий длительное время относительно более низкую температуру.

Сочетание данных о направлениях напряжений в сейсмически активных поясах Тихого океана с данными о том, что в осевой зоне средин-

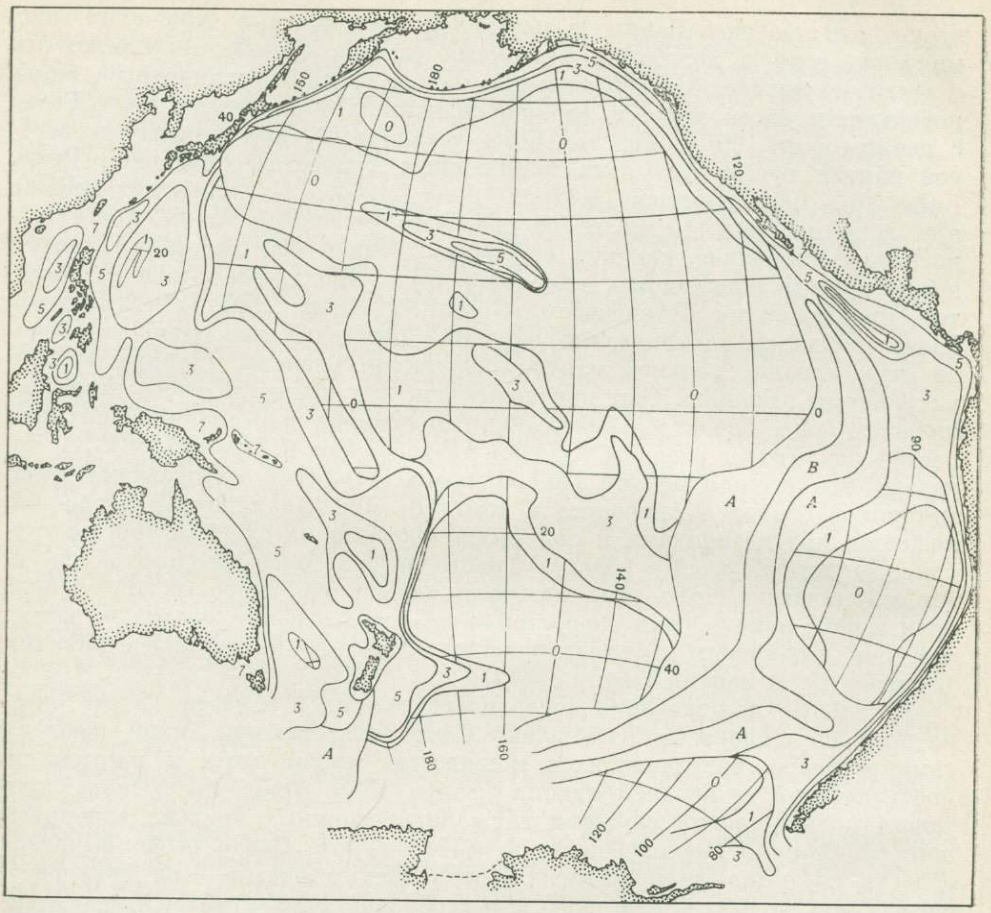


Рис. 15. Схема районирования Тихого океана по типам земной коры, различающимся по данным о прохождении поверхностных сейсмических волн (Santo, 1963)

Цифры на схеме соответствуют типам дисперсионных кривых от чисто океанического (*1*) до типично континентального (*7*). Буквы отвечают дисперсионным кривым, характерным для области срединно-океанических хребтов: *A* — для склонов хребтов, *B* — для их осевой зоны

но-океанических хребтов этого океана происходит поднятие масс глубинного вещества мантии, а в периферических частях океана — пододвигание блоков океанической литосферы под материковые блоки, послужило основанием для Айзекса, Оливера и Сайкса в определении основных положений концепции так называемой «тектоники плит» (Isaaks, Oliver, Sykes, 1968) (см. рис. 142).

Среди геологических и геофизических данных, которыми мы располагали для суждения о геологическом строении и истории развития дна Тихого океана, совершенно особое место занимают результаты *бурения*. Отсутствие доступных изучению геологических разрезов на островах Тихого океана существенно затрудняет проникновение вглубь его геологической истории. Буровые скважины на дне океана возмещают этот недостаток.

В свое время было пробурено несколько скважин на атоллах Тихого океана, доставившие весьма важные сведения о возрасте этих атоллов и о значительных вертикальных движениях тех вулканических оснований, на которых они выросли (Менард, 1966; Ladd, Tracey, Gross, 1970). Однако еще более ценными являются результаты морского бурения.

Глубоководное бурение, осуществляемое в Тихом океане в связи с «Проектом ДЖОИДЕС» (JOIDES — Объединение океанографических институтов для глубоководного бурения), представляет собой совершенно новый вид морских геологических исследований, и ценность получаемой при этом информации исключительно велика. Первоначально идея глубоководного океанского бурения была выдвинута в связи с «Проектом Мохол», перед которым ставилась задача пробурить скважину до поверхности Мохоровичича, т. е. сквозь всю толщу океанической коры до кровли верхней мантии. На первом этапе работ по «Проекту Мохол» в 1961 г. была пробурена первая океанская скважина в Тихом океане вблизи о-ва Гваделупа. Бурение велось в точке с глубиной океана 3660 *м* с бурового судна «КАСС-1», снабженного системой динамической стабилизации (Bascom, 1961; Воздвиженский, Владиславлев, Андреев, 1966; Кроми, 1967). Скважина прошла сквозь 170-метровый покров осадков и вошла примерно на 10 *м* в базальт. На втором этапе работ были проведены исследования других мест, наиболее перспективных для глубокого бурения, осуществлены значительные усовершенствования технических средств (подъемные и опускные устройства, буровые головки, указатели нагрузок и погружения трубки, система динамического удержания судна в точке бурения и т. д.). Впрочем до бурения последующих глубоких океанских скважин дело не дошло, и в 1966 г. работы по «Проекту Мохол» были прекращены в связи с финансовыми трудностями.

Однако достижения, уже полученные в процессе работы по «Проекту Мохол», позволили группе ученых США выдвинуть в 1964 г. новый проект океанского бурения, если не сквозь всю толщу земной коры, то хотя бы сквозь толщу осадочного покрова. Этот проект потребовал объединения усилий нескольких океанографических учреждений — Скриппсовского океанографического института, Ламонтской геологической обсерватории, Вудсхольского океанографического института, Института морских наук Майами. В процессе изучения возможностей глубоководного бурения в 1965 г. были проведены работы по экспериментальному бурению шести скважин на подводном плато Блейк в Атлантическом океане. Успех экспериментальных работ позволил осуществить в 1967—1968 гг. постройку специального бурового судна «Гломар Челленджер» (Taylor, 1968; Peterson, Edgar, 1969). Это судно водоизмещением 10 500 *т*, снабженное буровой вышкой, буровым станком, лебедками, другими буровыми устройствами и системой динамического удержания в точке бурения. В 1970 г. судно было снабжено оборудованием для повторного ввода буровой колонны в скважину, что позволяет менять буровые коронки. Для бурения применяются трубы с внешним диаметром 125 *мм*. Внешний диаметр буровой коронки — 230 *мм,* а диаметр отверстия в ней, определяющий диаметр отбираемого керна,— 62 *мм*.

Работы экспедиции на «Гломар Челленджер» были начаты в 1968 г. Работы ведутся поэтапно: 1, 2, 3, 4-й этапы экспедиции проходили в Атлантическом океане, а 5, 6, 7, 8 и 9-й — в Тихом. Работы «Гломар Челленджера» в Тихом океане на этих этапах были начаты в апреле 1969 г. и закончены в январе 1970 г. (в 1971 г. экспедиция вновь продолжала работы в Тихом океане). Всего «Гломар Челленджером» в Тихом океане было пробурено в 1969—1970 гг. 87 скважин в 53 точках (в некоторых точках бурилось несколько скважин) (см. рис. 4—5).

Пятый этап работ «Гломар Челленджера» (скважины *32—42*), которым были начаты исследования в Тихом океане, проходил от берегов Калифорнии через Северо-Восточную котловину до Гавайских о-вов. Скважины, пробуренные по разрезу через область предполагаемого расширения дна океана, показали последовательное увеличение возраста осадков

(лежащих на базальтовом фундаменте) в направлении от рифтовой зоны — от 13 млн. лет (скважина в точке *36*) до 53 млн. лет (скважина в точке *39*), что хорошо соответствует представлениям о расширении дна океана, связанном с новообразованием коры в рифтовой зоне. Следует заметить, впрочем, что в скважинах *32, 38, 39* и *41* наблюдается систематическое запаздывание возраста базальных осадков в сравнении с гипотетическим возрастом магнитных аномалий по гипотезе Вайна — Мэттьюза (Pitman, Herron, Heirtzler, 1968). Особенно заметно это запаздывание для скважины в точке *41*, где осадки среднего эоцена лежат в районе магнитной аномалии, гипотетический возраст которой — ранний палеоцен. Это можно объяснить либо перерывом в осадконакоплении, либо, что вероятнее, перекрытием магнитовозмущающего тела и залегающих на нем истинно базальных осадков более молодым базальтовым покровом (MacManus, Burns, 1969). Важным результатом исследований этого этапа были данные о вулканическом происхождении глубоководных холмов, столь типичных для ложа Тихого океана. Вулканические холмы, судя по данным бурения, являются скорее всего результатом экструзий базальтов на поверхности дна, а не интрузий их в толщу осадков.

Шестой этап работ (скважины *43—60*) проходил от Гавайских о-вов через Центральную и Северо-Западную котловины, через подводную возвышенность Шатского, Филиппинскую котловину, Каролинский вал до Марианских о-вов (Fisher, Heezen, 1969). Скважины по разрезу от Гавайских о-вов до возвышенности Шатского и Марианской островной дуги показали последовательное увеличение возраста осадочных толщ в забое — от среднего мела до верхней юры. Магматический фундамент по этому разрезу нигде не был достигнут, так как скважины останавливались в кремнистых горизонтах осадочной толщи. По мнению руководителей работ, эти данные подкрепляют представление о расширении дна океана. Древнейшей частью земной коры Тихого океана в свете этих данных является кора Восточно-Марианской и Северо-Западной котловин, возраст ее, по крайней мере, юрский или более древний.

Возвышенность Шатского покрыта чехлом карбонатных осадков. Красные глины, выстилающие дно Северо-Западной котловины, подстилаются карбонатными осадками верхнего мела. Судя по этому, можно предполагать существенное увеличение глубин океана в этой области в послемеловое время.

Магматический фундамент был вскрыт буровыми скважинами в восточной части Филиппинской котловины и на Каролинском валу. Этот магматический фундамент под осадочным чехлом дна Филиппинской котловины тектонически сильно раздроблен и очень молод — его образование относится к палеогену. Магматический фундамент Каролинского вала по составу и возрасту сходен с фундаментом Филиппинской котловины, но не раздроблен тектоническими движениями.

Седьмой этап работ «Гломар Челленджера» (скважины *61—67*) проходил от Гуама через Восточно-Марианскую, Западно- и Восточно-Каролинские, Меланезийскую и Центральную котловины до Гавайских о-вов (Winterer, Riedel, 1969). Скважины, пробуренные на дне котловин, вскрыли осадочную толщу, сложенную радиоляриевыми и цеолитовыми илами от верхнего мела до третичного времени и подстилаемую базальтовым фундаментом. Отсутствие в разрезе осадочной толщи карбонатных осадков, по мнению руководителей работ, заставляет отвергнуть гипотезу о мезозойском поднятии Дарвина, испытавшем позднее погружение (Hess, 1962; Менард, 1966). Базальтовый фундамент в забое скважин представляет собой лавовые покровы, под которыми, по данным сейсмического профилирования, залегает стратифицированный осадочный чехол.

Судя по этому, возраст котловины должен быть более древним, чем верхний мел. Доказательство возможности существования в пределах осадочного чехла Тихоокеанского талассократона лавовых покровов представляется весьма важным для суждения о возрасте его плит.

Скважины в Каролинских котловинах и на валу Эауripик вскрыли под осадочным чехлом базальтовый фундамент среднеолигоценового возраста. Таким образом, вместе с данными бурения на шестом этапе экспедиции это свидетельствует об относительной молодости базальтового фундамента всего западного угла Тихого океана, ограничиваемого на севере Каролинским валом и на юге Меланезийскими островными дугами. Отмечены высокие скорости осадконакопления в этом районе — до 25 *м* за 1 млн. лет в течение последних 30 млн. лет. Отмечается также, что условия осадконакопления в этом районе не изменялись по крайней мере с олигоцена.

Восьмой этап работ (скважины *68—75*) проходил в экваториальной зоне Тихого океана на юг от Гавайских о-вов примерно вдоль 140-го меридиана до о-вов Таити. Разрез пересекал область повышенной биологической продуктивности и повышенных мощностей осадочного покрова.

Скважины этого этапа экспедиции вскрыли осадочную толщу, сложенную осадками четвертичного, верхненеогенового и нижнемиоценового и олигоценового возраста. Скважины заканчивались забоем в твердых эоценовых осадках или в базальтах (последние две скважины: *74* и *75*). Сейсмический, т. е. выявляемый сейсмическим зондированием, фундамент соответствует в скважинах чаще всего литифицированным эоценовым осадкам, но отвечает также кровле олигоценового мела (скважина *71*) и базальтам (скважины *74* и *75*) (Tracey, Sutton, 1969).

Работы девятого этапа экспедиции проходили по разрезу через Северо-Восточную котловину Тихого океана и Восточно-Тихоокеанский хребет, от о-вов Таити до Панамы. Почти во всех скважинах (за исключением одной) был достигнут базальтовый фундамент. Покрывающие его осадки во всех случаях имели признаки спекания, что рассматривается как свидетельство интрузивного залегания базальтов, более молодых, чем покрывающие их осадки. Все скважины обнаруживают однотипный характер осадочной толщи, сформированной в зоне высокой биологической продуктивности. Скорость накопления этих осадков в скважине *77* равна 20 *м/млн лет* в плейстоцене и плиоцене, уменьшается в верхнем и среднем миоцене и сохраняется такой же (примерно 10 *м/млн лет*) в нижнем миоцене и олигоцене. Вместе с тем в скважине *78*, лежащей севернее зоны повышенной продуктивности, скорость накопления осадков в плейстоцене—плиоцене и верхнем миоцене почти равна нулю, но возрастает в среднем миоцене и сохранятся равной примерно 15 *м/млн лет* в нижнем миоцене и верхнем олигоцене. Руководителями работы это рассматривается как свидетельство перемещений плиты ложа котловины к северу после среднего миоцена, вследствие чего она смещалась относительно экваториальной зоны высокой продуктивности. Вместе с тем постоянная скорость осадконакопления в нижнем миоцене и олигоцене заставляет предполагать либо устойчивое положение плиты, либо перемещение ее в этот период вдоль зоны высокой продуктивности, т. е. в широтном направлении.

По разрезу через Восточно-Тихоокеанский хребет возраст базальных осадков уменьшается по мере движения к оси хребта от 37 млн. лет до 9 млн. лет, что отвечает представлениям о расширении дна океана. Учитывая интрузивный характер базальтов фундамента, определения темпов расширения по возрасту базальных осадков не вызывают большого доверия. Возраст базальных осадков в скважине *84*, пробуренной в восточной части Панамской котловины, верхнемиоценовый, и это отвечает,

Таблица 1

Результаты бурения «Гломар Челленджера» в Тихом океане в 1969 г.
(5—9-й этапы работ по программе JOIDES)

№ станции	Широта	Долгота	Глубина, м	Проникновение, м	Количество кернов	Отбор кернов, м	Выход, м	% выхода	Порода в забое	Возраст базальных осадков
32	37°07,63′ N	127°33,38′ W	4758	215	14	112	87	77		Эоцен — 32 млн. лет
33	39 28,48	127 29,81	4284	295	15	121	112	92	Базальт	
34	39 28,21	127 16,54	4322	384	18	136	106	78		То же
35	40 40,42	127 28,48	3373	390	17	140	95	68		
36	40 59,08	130 06,58	3273	116	14	113	112	99		13 млн. лет
37	40 58,74	140 43,11	4682	31	5	31	30	98	Базальт	
38	38 42,12	140 21,27	5137	48	6	48	48	100	»	Эоцен — 50 млн. лет
39	32 48,28	139 34,29	4929	17	2	17	17	100	»	Эоцен — 53 млн. лет
40	19 47,57	139 54,08	5183	156	19	154	129	84	Кремни	
41	19 51,25	140 02,88	5339	34	5	34	26	77	Базальт	Средний эоцен — 47 млн. лет
42	13 50,56	140 11,31	4848	100	11	100	92	92	»	
42.1	13 50,56	140 11,31	4848	113	3	8	7	87	»	
43	17 06,59	151 22,51	5405	9	2	8	8	100		
44	19 18,5	169 00,0	1478	76	5	29	—	—	Кремни	Средний эоцен
45	24 15,9	178 30,5	5507	97	3	8	—	—	»	Верхний мел (сеноман)
46	27 53,8	171 26,3 E	5773	10	1	9	—	—	»	Мел
47	32 26,9	157 42,7	2689	129	14	115	—	—	»	Верхний мел (маастрихт)
48	32 24,5	158 01,3	2619	84	5	21	—	—	»	То же
49	32 24,1	156 35,0	4282	19	4	20	—	—	»	Верхняя юра (титон) —нижний мел (неоком)
50	32 24,2	156 36,0	4487	45	6	29	—	—	»	Верхняя юра (титон)
51	33 28,5	153 24,3	5980	132	4	21	—	—	»	Верхний мел (сеноман)
52	27 46,3	147 07,8	5744	69	10	45	—	—	Упл. осадки (цеплы)	Мел (?)

Таблица 1 (продолжение)

№ станции	Широта	Долгота	Глубина, м	Проникновение, м	Количество кернов	Отбор кернов, м	Выход, м	% выхода	Порода в забое	Возраст базальных осадков
53	18°02,0′ N	141°11,5′E	4690	200	12	47	—	—	Базальт	Верхний олигоцен — нижний миоцен
54	15 36,6	140 18,1	4990	294	9	28	—	—	»	Миоцен
55	09 18,1	142 32,9	2850	122	14	121	—	—	Карбонатный ил	Верхний олигоцен
56	08 22,4	143 33,6	2508	270	10	88	—	—	Неизвестно	» »
57	08 40,9	143 32,0	3310	333	7	35	—	—	Базальт	» »
58	09 14,1	144 25,1	4496	171	4	14	—	—	»	Нижний миоцен
59	11 46,8	147 34,9	5547	136	7	19	—	—	Кремни	Мел
60	13 40,0	145 41,9	3728	351	9	35	—	—	Упл. осадки (пеплы)	Нижний миоцен
61	12 05,8	147 03,9		97	2	13	3	23	Базальт	Верхний мел
62	01 52,2	141 56,3	—	581	8	10	51	78	»	Верхний олигоцен
				364	39	95	362	90		
63	00 50,16	147 53,25	—	566	11	15	424	73	Базальт	Средний олигоцен
				193	14	67	514	69		
				39	3	72	536	76		
64				581	10	9	611	93		
				985	12	7	679	101	Упл. осадки — кремнистые известковистые	Средний эоцен
65	04 21,2′	176 59,2		145	17	99,6	812	91		
				187	8	59	829	33	Кремни	Средний эоцен
66	02 23,63	166 07,3 W		193	11	37	878	68	Базальт	Мел (докампанский)
				86	8	80	944	96		
67	24 22,52	157 38,05		5	1	100	945	35		
				60	2	15	947	18	Кремни	Нижний эоцен
68	16 43,32	164 10,36	5466	15	2	15	15		Упл. осадки	Эоцен
69	6 00,0	152 51,93	4978	230	21	165	132		» »	»
70	6 20,08	140 21,72	5059	388	46	331	249		» »	»
71	4 28,28	140 18,91	4419	558	53	442	375		» »	»

Таблица 1 (окончание)

№ станции	Широта	Долгота	Глубина, м	Проникновение, м	Количество кернов	Отбор кернов, м	Выход, м	% выхода	Порода в забое	Возраст базальных осадков
72	0°26,49′ N	138°52,02′ W	4326	345	17	143	135		Упл. осадки	Эоцен
73	1 54,58 S	137 23,12	4387	302	21	173	170		» »	»
74	6 14,20	136 05,80	4431	101	12	101	74		Базальт	Средний эоцен
75	12 31,00	134 16,00	4181	82	9	82	66		»	Нижний олигоцен
76	14 05,90	145 39,64	4597,9	27,4	1	9,1	9,14	100,0	Окремненные турбидиты	Нижний плиоцен
76А	14 05,90	145 39,64	4597,9	27,4	2	18,3	16,77	91,7		
77	00 23,90 N	133 13,70	4290,7	9,1	1	9,1	00,30	3,3	Интрузивный базальт	
77А	00 28,90	133 13,70	4290,7	18,3	2	18,3	9,14	50,0		
77Б	00 28,90	133 13,70	4290,7	481,3	54	472,1	437,69	92,7	Базальт	37
77В	00 28,90′	133 13,70	4290,7	100,6	1	9,1	7,62	83,3		
78	07 57,00	127 21,35	4377,9	302,3	37	320,3	301,75	94,2	Базальт	Нижний олигоцен
79	02 33,02	121 34,00	4573,8	414,2	17	133,2	120,70	90,6	»	21
79А	02 33,02	121 37,00	4573,8	287,7	4	36,6	34,75	95,0		
80	00 57,72	121 33,22	4411,1	199,6	6	42,4	39,93	94,2	Базальт	Нижний миоцен
80А	00 57,72 S	121 33,22	4411,1	118,3	5	45,7	45,72	100		
81	01 26,49 N	113 48,54	3865,2	409,3	7	39,3	39,31	100	Базальт	14,5
82	02 35,48	106 56,52	3706,7	214,3	7	50,3	46,02	91,5	»	9
82А	02 35,48	106 56,52	3706,7	110,9	3	27,4	26,52	96,7		
83	04 02,8	95 44,25	3645,7	241,4	9	61,3	46,63	76,1	Базальт	11
83А	04 02,8	95 44,25	3645,7	219,4	16	146,3	141,42	96,6		
84	05 44,92	82 53,29	3096,5	253,9	30	253,9	214,26	84,4	Базальт	Верхний миоцен

Примечание. Таблица составлена на основании предварительных отчетов о работе экспедиции на «ГломарЧелленджере» (MacManus, Burns, 1969; Fisher, Heezen, 1969; Winterer, Riedel, 1969; Tracey, Sutton, 1969; Hays, 1970). Пропуски в таблице означают отсутствие данных в упомянутых предварительных отчетах.

как нам кажется, представлениям о расширении дна в Галапагосской ветви рифтовой зоны (Hays, 1970).

Результаты первого цикла работы по глубоководному бурению в Тихом океане представляют исключительный интерес для геоморфологических и геотектонических построений (табл. 1). Общим недостатком полученных результатов является трудность суждения об истинной природе и возрасте фундамента, поскольку скважины не могли пройти сквозь прослои кремня и лавовые покровы. Можно ожидать, что более определенное решение ряда вопросов тектоники дна Тихого океана будет достигнуто в результате второго цикла работ в 1971 г., когда осуществится бурение со сменой коронок, с достижением массивного фундамента.

4. Геоморфологическая и тектоническая карты дна Тихого океана

Анализ данных о морфологии дна Тихого океана в сопоставлении со сведениями о его геологическом строении позволяет сделать некоторые выводы о происхождении подводного рельефа. Выполняя такой анализ, мы сталкиваемся со значительными трудностями, поскольку, в отличие от наземной геоморфологии, рельефообразующие процессы и факторы развития подводного рельефа все еще остаются недостаточно изученными.

Вследствие этого основным приемом геоморфологического анализа в морской геоморфологии все еще служит метод сравнительной морфологии, тогда как методы непосредственной диагностики тех или иных рельефообразующих процессов еще только разрабатываются. Принимая во внимание эти трудности, нам кажется наиболее правильным приступать к геоморфологическому анализу подводных областей путем последовательного приближения, от наиболее общих генетических категорий к более частным, пользуясь некоей систематикой, как это делает исследователь в любой отрасли науки при диагностике того или иного объекта. Исходя из общепризнанных положений о происхождении форм рельефа земной поверхности в результате взаимодействия сил внутренних (эндогенных) и сил внешних (экзогенных), мы уже предпринимали ряд попыток составления такой систематики и основывающейся на ней легенды геоморфологической карты. Последовательными этапами этих попыток были опыты составления геоморфологических карт Охотского моря (Удинцев, 1957) и других дальневосточных морей (Канаев, Удинцев, 1960; Зенкевич, 1961), а также карт морей, омывающих берега СССР (Геоморфологическая карта СССР, масштаб 1 : 4 000 000, 1958; Геоморфологическая карта СССР, масштаб 1 : 5 000 000, 1959), а позднее — геоморфологических карт «Физико-географического атласа мира» (1964) и «Атласа Антарктики» (1966).

С учетом опыта составления этих карт была подготовлена геоморфологическая карта Тихого океана в масштабе 1 : 10 000 00, на основании которой составлены рис. 16—20. В основу ее легенды положено уже упоминавшееся представление о развитии подводного рельефа в результате взаимодействия сил внутреннего развития Земли с силами внешнего воздействия на поверхность ее твердой оболочки. Следуя этому представлению, мы разделим все многообразие наблюдаемых форм подводного рельефа на три важнейших категории, предложенные в свое время И. П. Герасимовым: геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры (Герасимов, 1946).

В качестве *геотектур* рассматриваются крупнейшие формы рельефа Земли — поднятия материков и впадины океанов, а также разделяющие их переходные зоны и срединно-океанические хребты. Происхождение их

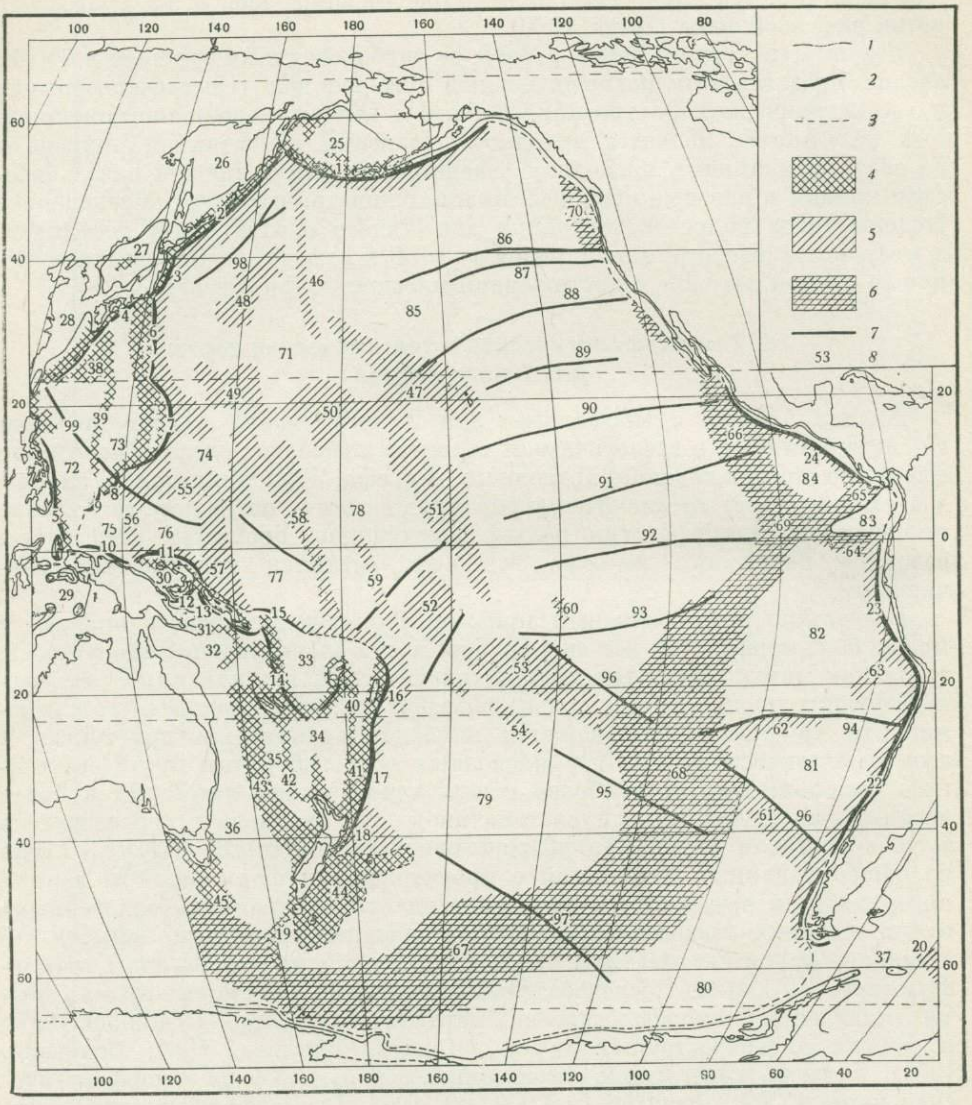


Рис. 16. Схема элементов геотектур и крупнейших форм рельефа дна Тихого океана

1 — внешний край материковой отмели; *2* — краевые глубоководные океанические желоба; *3* — внешний край переходной зоны; *4* — поднятия переходной зоны; *5* — поднятия ложа океана; *6* — срединно-океанические поднятия; *7* — крупнейшие разломы; *8* — номера названий крупнейших форм рельефа (морфоструктур)

Названия крупнейших форм рельефа (морфоструктур)

Островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба

1 — Алеутская островная дуга и глубоководный желоб; *2* — Курило-Камчатская островная дуга и глубоководный желоб; *3* — Японская островная дуга и глубоководный желоб; *4* — островная дуга и глубоководный желоб Нансей; *5* — Филиппинская островная дуга и глубоководный желоб; *6* — Идзу-Бонинская островная дуга и глубоководный желоб; *7* — Марианская островная дуга и глубоководный желоб; *8* — островная дуга и глубоководный желоб Яп; *9* — островная дуга и глубоководный желоб Палау; *10* — Ново-Гвинейская островная дуга и глубоководный желоб; *11* — Западно-Меланезийская островная дуга и глубоководный желоб; *12* — Ново-Британская островная дуга и глубоководный желоб; *13* — Соломонова островная дуга и глубоководные желоба Бугенвильский и Гвадалканал; *14* — Ново-Гебридская островная дуга и глубоководный желоб; *15* — Восточно-Меланезийская островная дуга и глубоководный желоб Витязя; *16* — островная дуга и глубоководный желоб Тонга; *17* — остров-

обусловлено внутренними силами развития планеты, вызвавшими существование глубоких различий в строении земной коры и верхней мантии под материками и океанами. Поскольку воды океана не только заполняют впадины океанов, но покрывают также большую часть переходной зоны и затопляют окраины материков, то первым шагом в геоморфологическом анализе подводного рельефа является выделение именно геотектур. В пределах геотектур располагаются крупные формы рельефа, относимые к элементам *морфоструктуры* и обусловленные тектоникой земной коры, а также формы вулканического происхождения. В океане морфоструктуры и формы вулканического рельефа представлены подводными горами, возвышенностями и горными хребтами, котловинами, глубоководными желобами, крупными структурными уступами и ступенями, некоторыми видами подводных долин (подводных каньонов), выраженными в рельефе зонами разломов, подводными вулканическими нагорьями, массивами, хребтами и отдельными вулканическими конусами.

На фоне морфоструктур развиты комплексы форм меньшего масштаба, происхождение которых связано в основном с деятельностью экзогенных сил. Эти комплексы форм характеризуют генетически однородные поверхности, относимые нами к разряду *морфоскульптур*. В отличие от существовавших до недавнего времени представлений о большой однородности морфоскульптур подводных пространств, выстилаемых мощ-

---

ная дуга и глубоководный желоб Кермадек; *18* — Новозеландская островная дуга, желоб Хикуранги; *19* — дуга Маккуори; *20* — Южно-Антильская островная дуга и глубоководный желоб; *21* — Огнеземельский глубоководный желоб; *22* — Чилийский глубоководный желоб; *23* — Перуанский глубоководный желоб; *24* — Центрально-Американский глубоководный желоб.

Котловины окраинных морей

25 — Берингова моря; *26* — Охотского моря; *27* — Японского моря; *28* — Восточно-Китайского моря; *29* — моря Банда; *30* — Ново-Гвинейского моря; *31* — Соломонова моря; *32* — Кораллового моря; *33* — Северо-Фиджийская; *34* — Южно-Фиджийская; *35* — Ново-Каледонская; *36* — Тасманова моря; *37* — моря Скотия

Поднятия внутри переходной зоны

38 — поднятие Бородино и северное окончание хребта Кюсю-Палау; *39* — хребет Кюсю-Палау; *40* — Фиджийское поднятие; *41* — хребет Колвилл-Лау; *42* — хребет Норфолк; *43* — хребет Лорд-Хау; *44* — Новозеландское плато; *45* — возвышенность Милл

Поднятия океанского ложа

46 — Северо-Западный хребет (Императорские горы); *47* — Гавайский вал; *48* — возвышенность Шатского; *49* — вал Маркус-Уэйк; *50* — вал Уэйк-Неккер; *51* — вал Лайн; *52* — поднятие Манихики; *53* — вал Туамоту — Общества; *54* — вал Тубуаи; *55* — Каролинский вал; *56* — вал Эаурипик; *57* — вал Капингамаранги; *58* — вал Маршалла — Гилберта — Эллис; *59* — гряда Феникс-Токелау; *60* — гряда Маркизских о-вов; *61* — Западно-Чилийское поднятие; *62* — хребет Сала-и-Гомес; *63* — хребет Наска; *64* — хребет Карнеги; *65* — хребет Кокос; *66* — хребет Теуантепек (?); *67* — Южно-Тихоокеанское поднятие; *68* — Восточно-Тихоокеанское поднятие; *69* — поднятие Альбатрос; *70* — поднятие Хуан де Фука (провинция Гряд и желобов)

Котловины океанского ложа

71 — Северо-Западная; *72* — Филиппинская; *73* — Западно-Марианская; *74* — Восточно-Марианская; *75* — Западно-Каролинская; *76* — Восточно-Каролинская; *77* — Меланезийская; *78* — Центральная; *79* — Южная; *80* — Беллинсгаузена; *81* — Чилийская; *82* — Перуанская; *83* — Панамская; *84* — Гватемальская; *85* — Северо-Восточная

Разломы

86 — Мендосино; *87* — Пайонир; *88* — Меррей; *89* — Молокаи; *90* — Кларион; *91* — Клиппертон; *92* — Галапагосский; *93* — Маркизский; *94* — Пасхи; *95* — Челленджера; *96* — Фернандес; *97* — Элтанин; *98* — Северо-Западный; *99* — Тайвань-Айянте

мощным покровом осадков, современные данные позволяют говорить о весьма разнообразных комплексах форм, обусловленных не только одним гравитационным осаждением взвешенного в водах океана материала, но и его горизонтальным переносом в толще вод и в придонных слоях, а также и его вымыванием с поверхности дна или отсутствием возможности его осаждения. Комплекс экзогенных факторов, влияющих на рельефообразование в морях и океанах, весьма сложен и изучен еще недостаточно. Вместе с тем сейчас уже ясно, что пространственное распределение морфоскульптур различного типа контролируется не только и не столько глубиной, сколько характером морфоструктур и общей физико-географической обстановкой, а также историей развития. Особую категорию форм подводного рельефа составляют *поверхности выравнивания*, создаваемые в результате длительного взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих сил и составляющие важную черту морфологии дна, характеризующую историю его развития.

Применение этой схемы геоморфологического анализа на карте осуществлялось с помощью легенды, отображающей все встречные особенности подводного рельефа.

Не останавливаясь здесь на вопросах происхождения геотектур и морфоструктур, рассматриваемых в следующем разделе этой главы в связи с тектонической картой Тихого океана, отметим, что основными категориями геотектуры на карте являются подводные окраины материков (материковый шельф, материковая отмель), переходная зона (зона материкового склона и более сложно устроенная зона островных дуг), ложе океана и срединно-океанические хребты. Показаны также две важные морфологические границы: внешний край материковой отмели, выраженный либо резким переломом поверхности дна, либо плавным перегибом ее, и внешний край переходной зоны, выраженный как линия подножия материкового склона или как осевая линия глубоководных желобов, располагающихся вдоль подножия краевых горных сооружений на краю материков и островных дуг. Глубины материковых отмелей периферии Тихого океана варьируют в широких пределах, поэтому контурная линия внешнего края отмели во всех случаях, когда это было возможно, снабжена цифрами, указывающими глубину внешнего края (на рис. 17 этих цифр нет). По морфологическим признакам возможно выделение трех типов внешнего края переходной зоны: а) подножие собственно материкового склона; б) подножие горных сооружений островных дуг, ограничивающих те части переходной зоны, в которых приблизительно в равной степени сохраняются черты материковой и океанической геотектур; в) подножие горных сооружений островных дуг, ограничивающих наиболее выдвинутые в сторону ложа океана части переходной зоны, в которых преобладают черты океанской геотектуры.

В пределах каждой из геотектур выделяются довольно многочисленные морфоструктуры. Структурный рельеф материковой отмели большей частью оказывается довольно простым, а вернее, в значительной степени выровненным (см. рис. 17, 18, 20). Это интенсивное выравнивание первичного структурного рельефа материковой отмели обусловлено либо деятельностью субаэральных процессов (выветривания, эрозии, аккумуляции и др.) в период, предшествовавший затоплению материковых окраин океаном, либо волновой абразией и аккумуляцией в береговой зоне и морской эрозией и аккумуляцией за пределами последней. Вследствие этого пространства материковой отмели имеют большей частью характер равнин лишь со следами остаточного структурного рельефа, нарушаемых многочисленными возвышенностями или хребтами сглаженных очертаний небольшой высоты и не очень четких простираний. Эти структурные

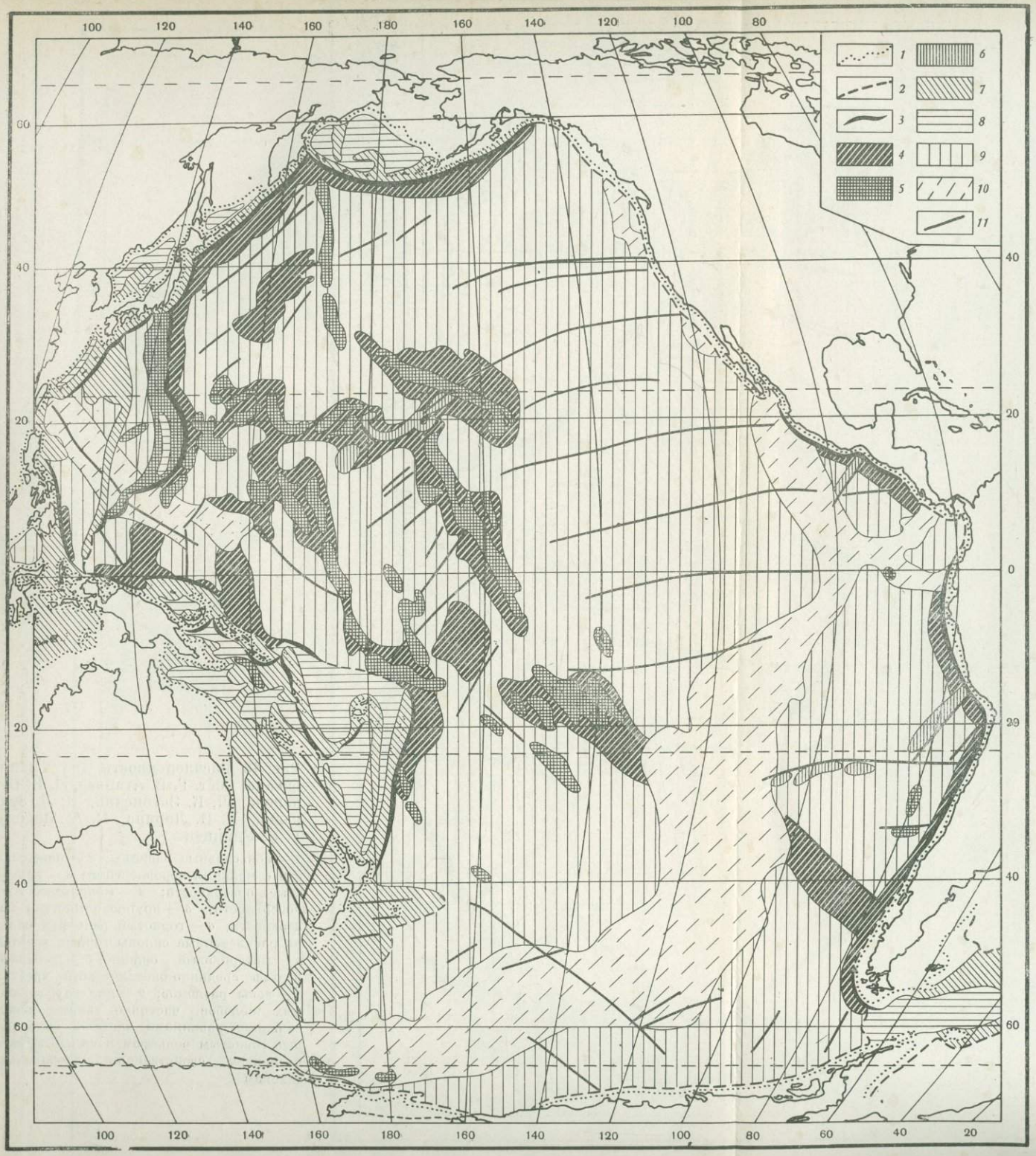


Рис. 17. Типы морфоструктур дна Тихого океана

1 — внешний край материковой и островной отмели; *2* — внешний край переходной зоны; *3* — глубоководные краевые океанические желоба; *4* — сводовые возвышенности и валы; *5* — вулканические сооружения; *6* — глыбовые хребты ложа океана; *7* — складчато-глыбовые хребты и массивы; *8* — котловины переходной зоны; *9* — котловины ложа океана; *10* — срединно-океанические хребты; *11* — разломы и зоны разломов

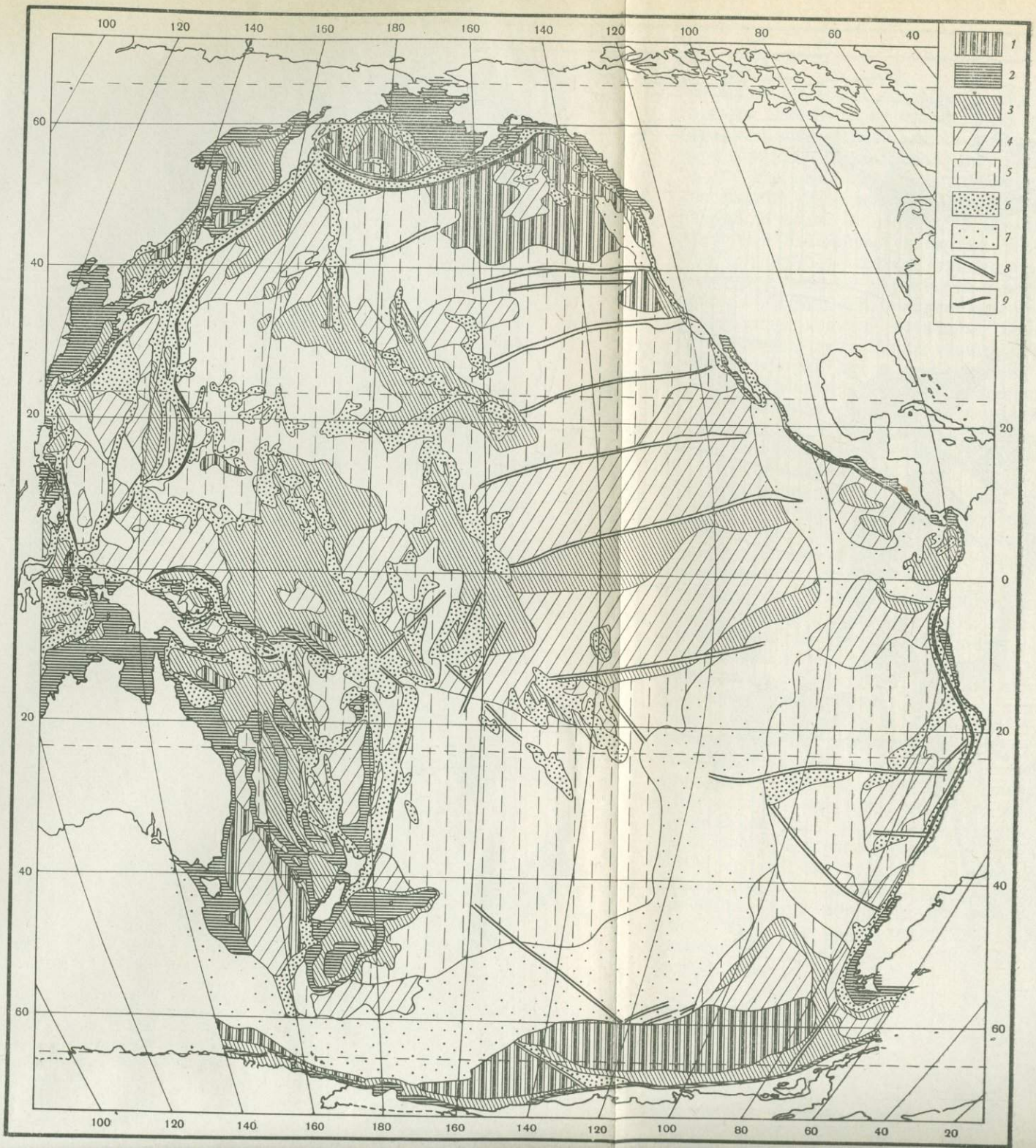


Рис. 18. Расчлененность дна Тихого океана. Сост. Г. В. Агапова, Л. Я. Буданова, Л. К. Затонский, Н. Л. Зенкевич, Н. И. Ларина, Н. А. Марова, Г. Б. Удинцев

1 — абиссальные равнины; *2* — поверхности с мелкими неровностями; *3* — волнистые поверхности; *4* — мелкохолмистые поверхности; *5* — крупнохолмистые поверхности; *6* — гористый рельеф и сильно расчлененные склоны горных хребтов и материковый склон; *7* — грядовый рельеф срединно-океанического хребта; *8* — зоны разломов; *9* — дно глубоководных желобов, частично занятое абиссальными равнинами, частично обладающее гористым рельефом и сильным расчленением, свойственным материковым склонам

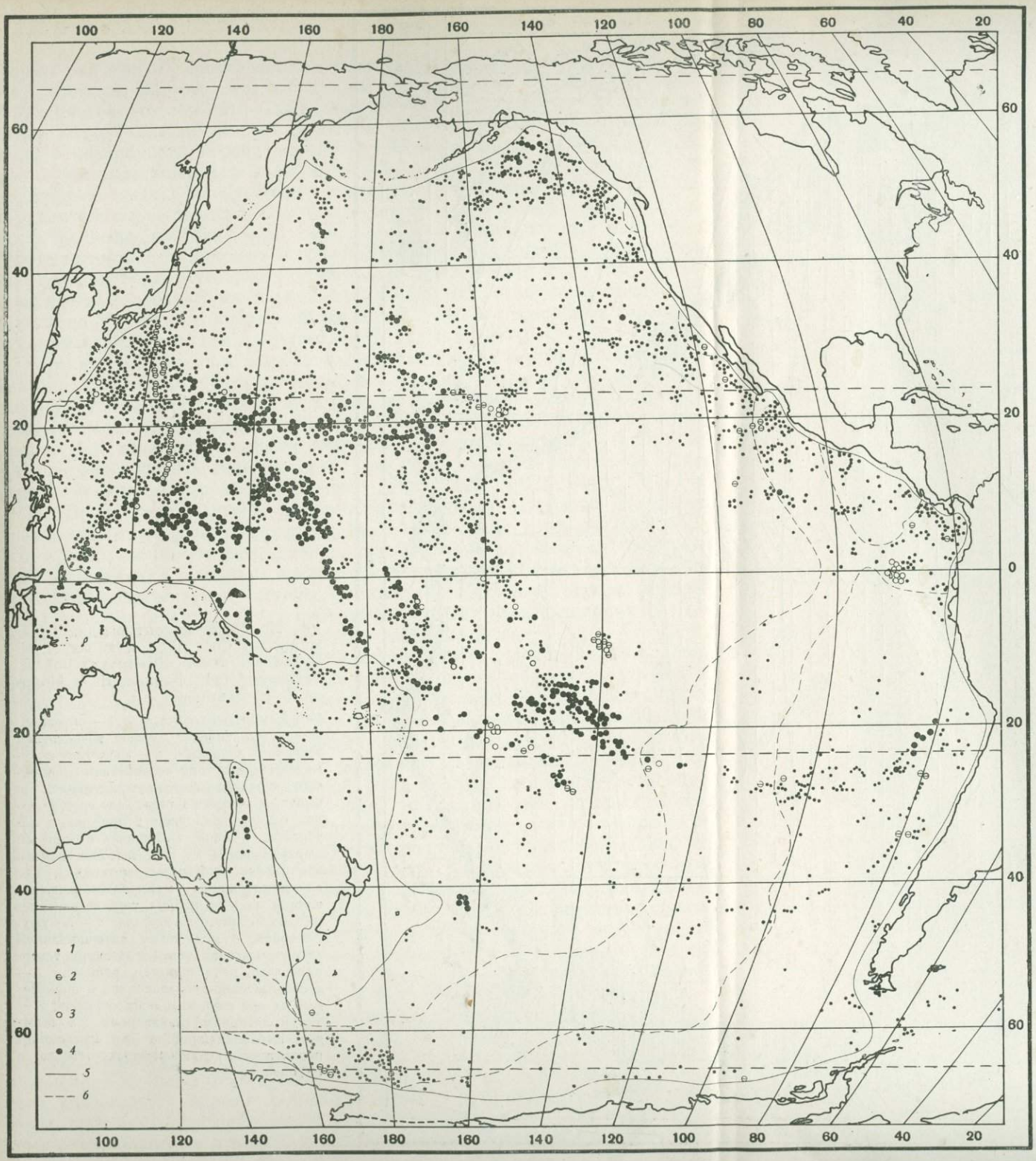


Рис. 19. Подводные горы и острова Тихого океана. Сост. Н. И. Ларина

1 — подводные горы стабильные; *2* — острова стабильные; *3* — острова, испытавшие поднятие; *4* — острова, испытавшие опускание (преимущественно атоллы) и плосковершинные подводные горы (гийо); *5* — граница переходной зоны; *6* — контуры срединно-океанического хребта. В пределах переходной зоны показаны лишь обособленные горы и острова за пределами горных систем островных дуг

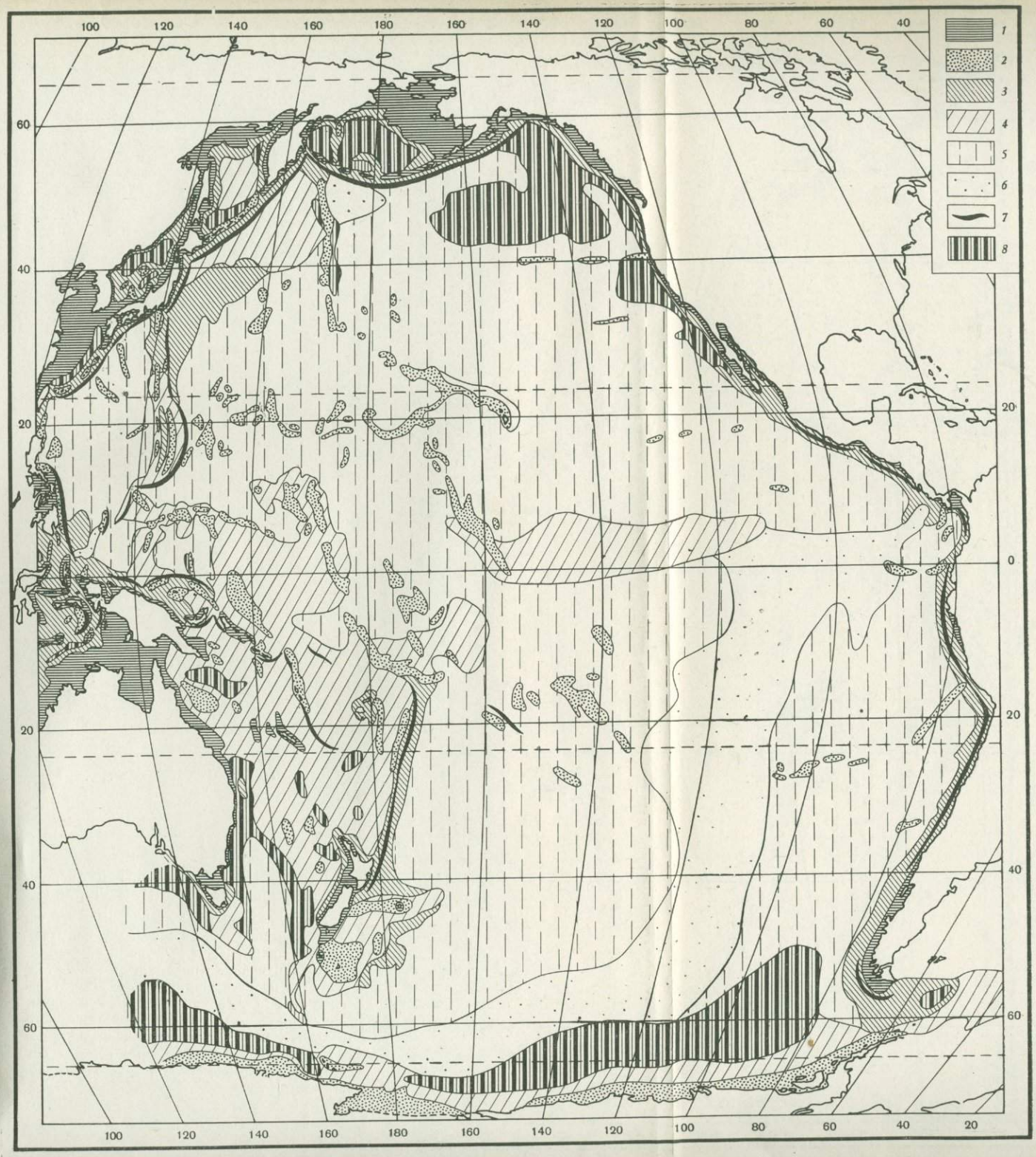


Рис. 20. Морфоскульптуры дна Тихого океана. Сост. Г. В. Агапова, Л. Я. Буданова, Л. К. Затонский, Н. Л. Зенкевич, Н. И. Ларина, Н. А. Марова, Г. Б. Удинцев

Типы морфоскульптуры: *1* — абразионно-аккумулятивная в зоне воздействия ветрового волнения; *2* — эрозионно-аккумулятивная в зоне воздействия придонных течений; *3* — аккумулятивная, с быстрым выравниванием за счет высоких темпов накопления терригенного материала; *4* — аккумулятивная с быстрым выравниванием за счет высоких темпов накопления биогенного материала; *5* — аккумулятивная, с медленным выравниванием за счет низких темпов накопления полигенного материала; *6* — аккумулятивная, с медленным выравниванием за счет высоких темпов развития тектонического расчлененного рельефа; *7* — аккумулятивно-суспензионная и оползневая на дне глубоководных желобов; *8* — аккумулятивно-суспензионная, с быстрым выравниванием за счет придонного перемещения суспензионных потоков и нефелоидов

формы рельефа материковой отмели наблюдаются большей частью на тех же участках, которые погружены на относительно большие глубины. Объясняется это тем, что более мелководные участки отмели являются более выровненными за счет развития так называемой прибрежной отмели — поверхности абразионно-аккумулятивного выравнивания, созданной в процессе миграции зоны активного волнового воздействия в послеледниковое время. Прибрежная отмель относится нами к категории поверхностей выравнивания. Она представляет собой планетарную особенность рельефа дна Мирового океана и непрерывной полосой окаймляет берега материков и крупных островов. Внешний край прибрежной отмели представлен более или менее резким переломом поверхности дна, расположенным в среднем на глубинах 130—150 *м*, но местами поднимающимся до 50—60 *м* и опускающимся до 400—600 *м* и имеющим абразионное происхождение (Dietz, Menard, 1951; Dietz, 1952).

Образование хорошо выровненной поверхности прибрежной отмели связано с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, обусловленными четвертичными оледенениями и происходившими при этом неоднократными миграциями береговой зоны по поверхности окраин материков. Как известно, наиболее активное абразионно-аккумулятивное выравнивающее воздействие на дно оказывает ветровое волнение близ берега в зоне забурунивания волн (Зенкович, 1962; Dietz, Menard, 1951; Dietz, 1952). Поскольку понижение уровня Мирового океана во время максимального оледенения, по оценке ряда авторов, достигало 180 *м*, абразионно-аккумулятивное выравнивание охватывало пространства материковой отмели в пределах очень широкой зоны, где мигрировала зона волнового воздействия. Исключение составляет отмель Антарктиды, так как в ее пределах располагаются шельфовые ледники и плавучие льды, препятствующие развитию ветровых волн.

В переходной зоне в пределах материковых склонов характерными формами структурного рельефа являются крутые сбросовые уступы и круто наклонные равнины, ступени и пологие равнины, а также горные хребты, располагающиеся либо вдоль общего простирания склона, либо пересекающие его под углом к общему простиранию. Продольные хребты обрамляют при этом структурные котловины материкового склона. В случае сложно устроенной переходной зоны горные сооружения островных дуг ограничивают глубокие котловины, происхождение которых может быть связано либо с прогибом и погружением поверхности материкового склона, либо с сохранением реликтовых участков океанического ложа, относительно малозатронутых деформациями. Характерны вулканические горные хребты одинарных и двойных островных дуг, надстраивающие сводовые цокольные поднятия, и складчато-глыбовые внешние хребты двойных дуг. Характерным элементом морфологического структурного комплекса переходной зоны являются краевые глубоководные желоба, располагающиеся у подножия материковых склонов и горных сооружений островных дуг.

Ложе океана на преобладающей части пространств представляет собой очень своеобразное мелкогорье, или, несколько условно, сложнохолмистую равнину, обладающую первичным вулканическим и, видимо, в меньшей степени тектоническим рельефом. Эти холмистые пространства разделяются валами и возвышенностями, представляющими собой невысокие, широкие поднятия с пологими склонами и глыбовыми хребтами и массивами, высокими, узкими и обладающими крутыми склонами. Широко распространены вулканические горы, хребты и массивы, располагающиеся большей частью на поверхности валов (рис. 19). На поверхности ложа океана часто встречаются также узкие глубокие желоба, резко углубленные относительно окружающей поверхности и имеющие,

видимо, разрывное или надвиговое происхождение и связанные в одних случаях с разрывами, в других — с надвигами.

Срединно-океанические хребты имеют сложный грядовый рельеф, обусловленный, с одной стороны, разрывными тектоническими нарушениями, а с другой — линейным проявлением вулканизма. Наиболее сложный рельеф характерен в осевой зоне этих хребтов, часто называемой также рифтовой зоной. Следует заметить, однако, что развитие рифтовых горных гряд и ущелий наблюдается далеко не во всех случаях, и это особенно характерно для Тихого океана, где на больших участках срединно-океанических хребтов рифтовые ущелья отсутствуют.

Морфоскульптуры подводных областей очень разнообразны, но в силу недостаточной изученности экзогенных рельефообразующих процессов мы можем более или менее уверенно выделять лишь важнейшие типы морфоскульптуры (рис. 20). Они представляют собой генетически однородные поверхности, создаваемые современными субаквальными экзогенными рельефообразующими процессами. При этом основными показателями для суждений о том или ином типе морфоскульптуры нам служили характерный морфологический облик, свойственный отдельным районам дна, характер слоистости донных осадков, покрывающих поверхность дна, выявляемый по записям эхолотов и методом сейсмического профилирования, характер самих донных осадков, различающихся по крупности слагающих их частиц и их вещественному составу, данные о наличии выходов коренных пород, данные о стратификации верхних горизонтов осадочной толщи и о темпах осадконакопления (рис. 21). Все эти данные позволяют косвенно судить о характере рельефообразующего процесса. Особенно важны для этого результаты непосредственных наблюдений за состоянием поверхности дна — они возможны путем фотографирования и киносъемки этой поверхности, а также путем измерения движений воды в придонном слое (Зенкевич, 1970; Heezen, Hollister, 1964; Laughton, 1963).

В зоне воздействия на дно ветрового волнения выделяется *абразионно-аккумулятивная морфоскульптура,* охватывающая прибрежные наиболее мелководные участки дна океанов и морей. Предельная глубина развития этой морфоскульптуры меняется в зависимости от размера образующихся в том или ином районе штормовых волн. В океанах абразионно-аккумулятивные морфоскульптуры достигают глубин в 150—200 *м,* т. е. практически захватывают почти всю материковую отмель. На картах абразионно-аккумулятивные морфоскульптуры даются без подразделений. В действительности около берегов (на глубинах менее 70—100 *м*) воздействие ветровых волн на дно гораздо сильнее, чем во внешней части материковой отмели. Поэтому в прибрежной зоне отмели происходит абразия дна, создаются крупные аккумулятивные формы, возникают мощные потоки наносов. Во внешней части отмели волнение в основном взмучивает осадочный материал и выносит его на большие глубины.

В зоне воздействия на дно придонных течений создается *эрозионно-аккумулятивная морфоскульптура,* которая может встречаться на любых глубинах. На таких участках вся толща океанских вод от поверхности до дна находится в постоянном движении, и над любым поднятием скорость придонных течений возрастает, что приводит к более или менее существенным изменениям поверхности дна там, где придонные течения энергично воздействуют на дно, создавая в результате размыва или переотложения донных осадков желоба, борозды, валы, гряды и другие формы рельефа.

Наиболее широко распространена в океанах и морях *аккумулятивная морфоскульптура,* что связано с отложением на дне огромных масс терригенного и биогенного материала, поступающего с суши или обра-

зующегося непосредственно в морской воде. Характер аккумулятивных морфоскульптур зависит от количества поступающего на дно осадочного материала, т. е. от скорости осадкообразования. При обильном поступлении материала поверхность дна быстро выравнивается, а при малом поступлении первичные неровности длительно сохраняются. Выравнивание дна происходит особенно быстро близ берегов, где поступает большое количество терригенного материала, или в центральных частях океанов — за счет выпадения из толщи воды огромных количеств раковин планктонных организмов. Так, в экваториальной зоне Тихого океана выравнивание происходит в основном за счет биогенного материала. Интересно отметить, что биогенным выравниванием не охвачены участки дна, расположеные глубже 4500—4700 *м*. Ниже этой критической глубины известковые раковины планктонных организмов (главным образом фораминифер) растворяются; в результате этого на такие глубокие участки дна поступает значительно меньше осадочного материала. Именно поэтому здесь рядом могут располагаться участки с выровненным и расчлененным дном.

Особый тип морфоскульптуры — *аккумулятивно-суспензионный* — создает придонное перемещение осадочного материала, происходящее как за счет суспензионных потоков, так и за счет распространения взвешенных веществ (облаков мути) у самого дна. Отличает эту морфоскульптуру хорошая выровненность и незначительный наклон поверхности дна.

Работы последних лет показали, что на дне океанов распространены железо-марганцевые конкреции, местами покрывающие дно почти сплошным слоем,— свыше чем 50% поверхности. Механизм образования конкреций еще не выяснен окончательно, но предполагается, что в основном они создаются за счет происходящих на дне химических процессов. Поэтому создаваемый конкрециями тип морфоскульптуры и назван *хемогенным*. Особенно много железо-марганцевых конкреций образуется в условиях незначительного поступления осадочного материала.

На дне океанов и морей развиты и другие типы морфоскульптуры: *оползневые*, *коралловые* и т. д., но так как они занимают небольшие площади, изображение их на карте ограничивается возможностями ее масштаба.

Для характеристик экзогенных рельефообразующих процессов очень большое значение имеют представления об интенсивности переработки ими первичных неровностей тектонического и вулканогенного рельефа. Можно попытаться дать не только качественную, но и количественную характеристику интенсивности переработки первичного рельефа экзогенными процессами. Это должно быть сделано путем введения коэффициента выравнивания, выражающего связь между абсолютным темпом осадконакопления и его относительной неравномерностью на неровностях первичного рельефа.

Скорость выравнивания первичного рельефа зависит от следующих факторов:

а) степени расчлененности первичного рельефа (амплитуды глубин);

б) неравномерности осадконакопления на поднятиях и в понижениях первичного рельефа;

в) темпа осадконакопления, его абсолютной скорости.

Будучи связанными в различных соотношениях, эти факторы определяют морфоскульптуру дна. При этом степень расчлененности влияет и на темп осадконакопления, и на темп выравнивания. Если мы положим эти характеристики в основу легенды морфоскульптурной части геоморфологической карты, то получим возможность характеризовать как стадию, так и тенденцию развития экзогенного преобразования первичного рельефа.

Темп выравнивания мы понимаем как скорость, с которой выравниваются первичные неровности. Она определяется как

$$v = \frac{v_2 (k - 1)}{k} \text{ (в } мм \text{ в 1000 лет)},$$

где $k = v_2/v$.

Величину k можно определить непосредственно, сравнивая мощности слоев, записанных эхолотом или сейсмическим профилографом, а также и косвенно, исходя из значений скоростей придонных движений воды и размерности осадков на неровностях рельефа. Величины v_1 или v_2 берутся из определений абсолютного возраста или абсолютной скорости осадконакопления. Известно, что скорость осаждения в значительной мере зависит от скоростей придонных движений воды, а следовательно, неравномерность осаждения будет зависеть от неравномерности придонных скоростей воды, а та в свою очередь — от расчлененности рельефа дна.

Число использованных нами определений темпа выравнивания очень невелико, так как невелико и число измеренных исходных величин. Поэтому легенда карты основана на разделении морфоскульптур лишь по качественной характеристике процесса, но мы считаем возможным говорить хотя бы о приближенной количественной характеристике процесса экзогенного рельефообразования для главных качественных категорий:

а) абразионно-аккумулятивная морфоскульптура — темп выравнивания более 100 *мм* в 1000 лет;

б) эрозионно-аккумулятивная — более 10 *мм* в 1000 лет;

в) аккумулятивная при обильном поступлении материала — более 10 *мм* в 1000 лет;

г) аккумулятивная при малом поступлении материала — менее 10 *мм* в 1000 лет;

д) аккумулятивно-суспензионная — более 100 *мм* в 1000 лет.

В серию рисунков, посвященных геоморфологии дна океана, входит карта расчлененности рельефа (рис. 22). Подводный рельеф представляет собой сложное сочетание форм, различных по своим очертаниям, размерам, профилю, характеру поверхности и по своему происхождению. Задачей данной карты является характеристика поверхности дна по ее расчлененности, т. е. по преобладающему типу ее неровностей. Расчлененность поверхности может быть охарактеризована количественно с помощью статистических методов. Однако для такой характеристики необходима относительно высокая степень изученности рельефа дна. В силу недостаточной изученности дна Тихого океана в целом можно прибегнуть к качественной характеристике расчленения его поверхности. Такая характеристика может быть основана на выделении преобладающего типа форм, осложняющих общую поверхность дна, по их морфологии и определению преобладающей размерности. Дополнением такой характеристики может служить указание на общий наклон поверхности и ориентировку форм, обычно связанную с ним.

Основанием для разделения поверхности дна океана на области с преобладанием того или иного типа расчленения служит анализ эхограмм, крупномасштабных профилей дна и батиметрических карт. В качестве главных категорий расчленения приняты следующие.

Равнины плоские (субгоризонтальные равнины) — это наиболее выровненные, практически лишенные на значительных пространствах каких-либо неровностей и почти горизонтальные поверхности дна с уклонами дна не более нескольких десятков секунд или минут.

Равнины с мелкими неровностями — хорошо выровненные поверхности дна, нарушаемые редкими неровностями небольших размеров, относительной высотой до 50 *м* и шириной порядка нескольких сотен метров.

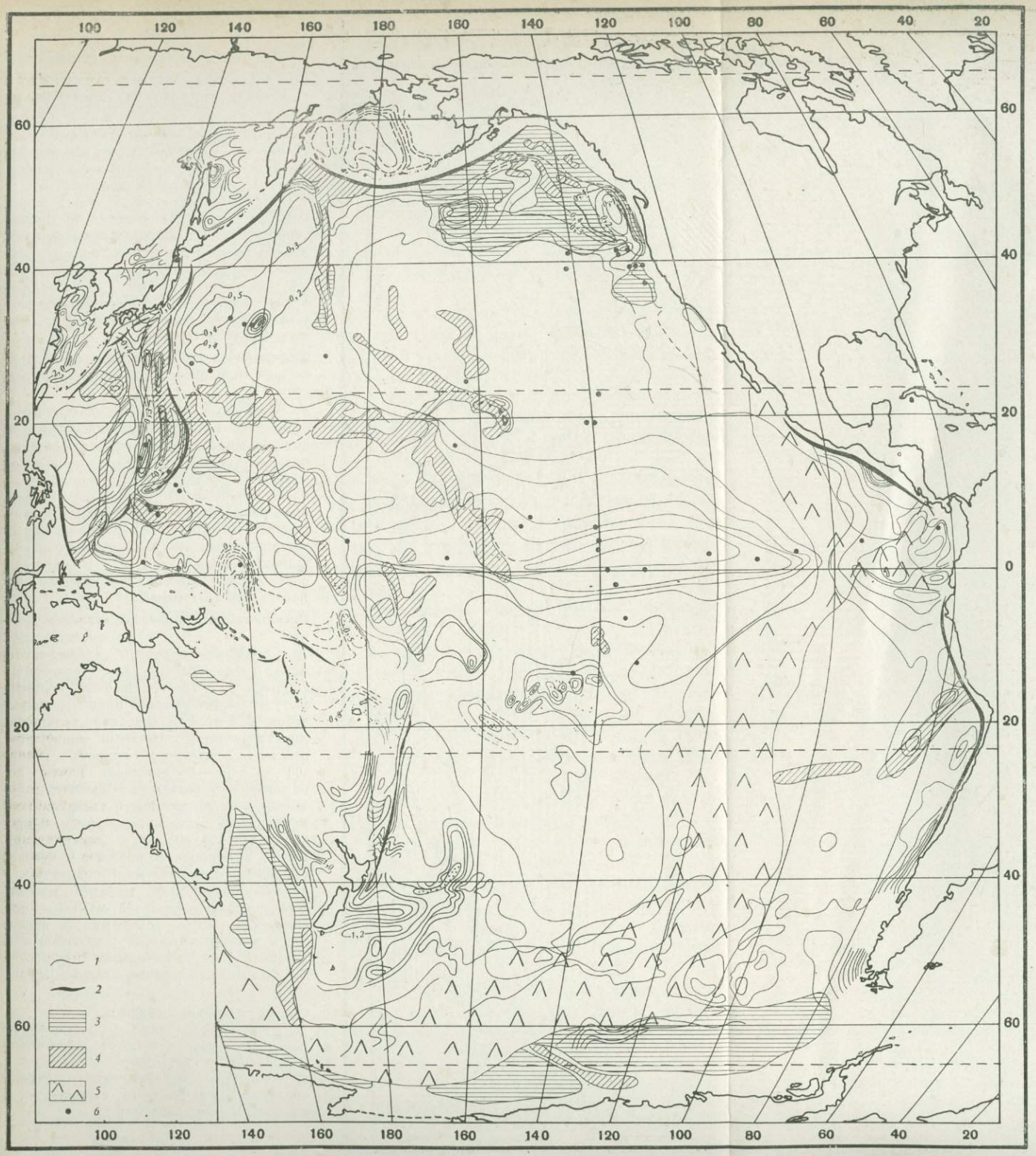


Рис. 21. Мощности осадочного чехла на дне Тихого океана. Сост. В. В. Здоровенин и Г. В. Агапова

1 — изопахиты неуплотненного осадочного чехла по данным сейсмического зондирования, оцифровка в *км*; *2* — глубоководные океанические желоба с резко дифференцированными мощностями осадочного чехла; *3* — абиссальные равнины, соответствующие, как правило, мощному осадочному чехлу; *4* — гористый рельеф с резко дифференцированными мощностями осадочного чехла; *5* — срединно-океанический мобильный пояс; *6* — буровые скважины «Гломар Челленджера».

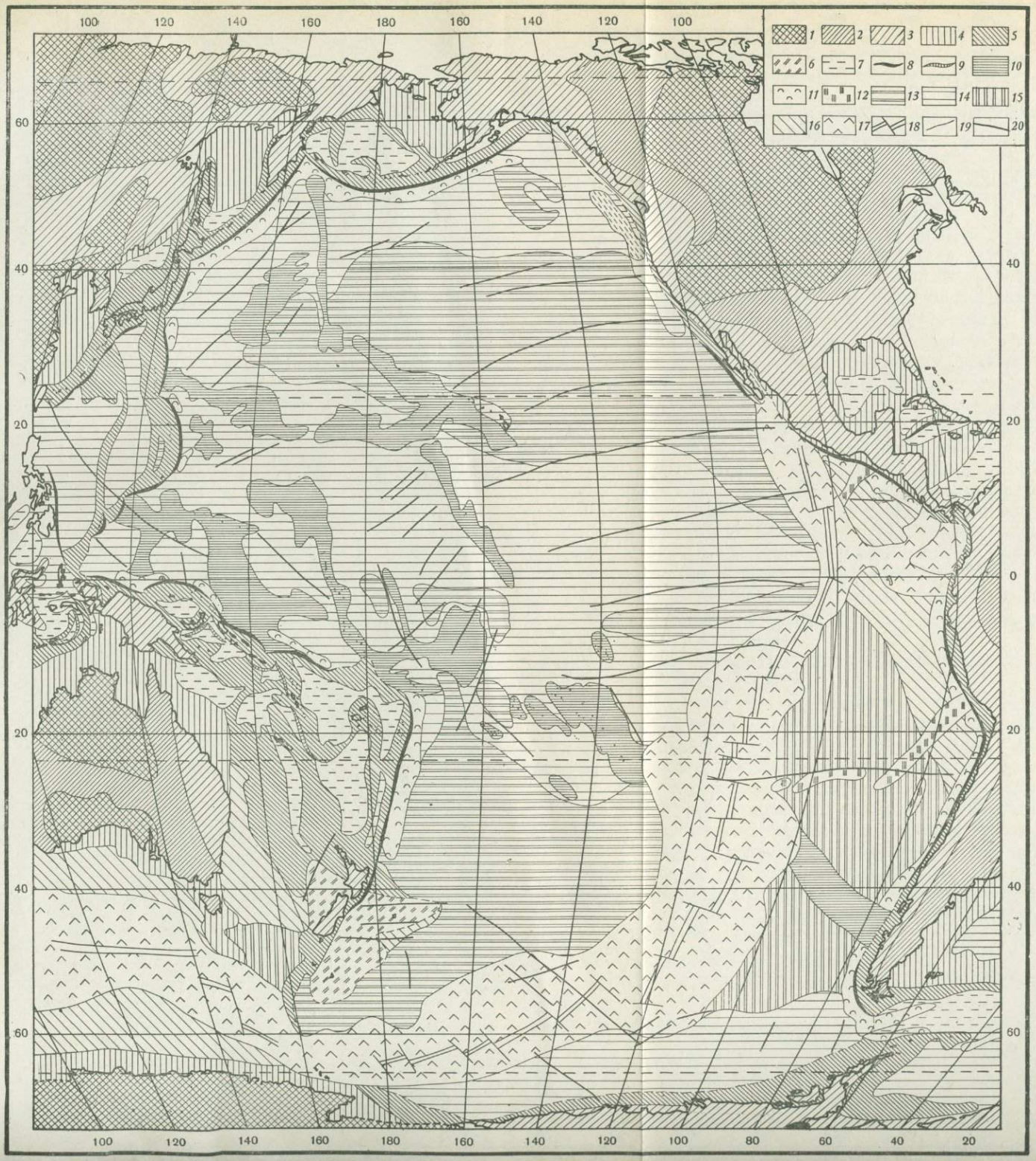


Рис. 22. Тектоническая схема Тихого океана и прилежащих частей материков

Складчатые области докайнозойских материковых платформ и их подводных окраин, выделяемые по времени окончания геосинклинального развития

1 — консолидированные к концу архея или протерозоя, в надводных частях материков; *2* — консолидированные к началу палеозоя, в надводных частях материков; *3* — консолидированные в конце мезозоя и начале кайнозоя, в надводных частях материков; *4* — консолидированные не позднее конца мезозоя, в подводных частях материков

Современные геосинклинали и подводные части кайнозойских складчатых систем

5 — подводные части складчатых областей, консолидированных в кайнозое, и антиклинории современных геосинклинальных систем, частично подводные, частично надводные; *6* — остаточные блоки складчатых систем докайнозойской консолидации за пределами материковых платформ; *7* — глубокие впадины окраинных морей современных геосинклинальных систем; *8* — краевые океанические желоба; *9* — краевые желоба окраинных морей

Океанические платформы (талассократоны)

10 — сводовые поднятия (талассоантеклизы); *11* — краевые валы (талассомаргинали); *12* — хребты глыбовой структуры; *13* — океанические плиты допалеозойского возраста (древние талаплены или талаплаты) с малыми мощностями рыхлого осадочного покрова (менее 100 *м*); *14* — океанические плиты допалеозойского возраста (древние талаплены или талаплаты) с увеличенными мощностями рыхлого осадочного покрова (более 100 *м*); *15* — океанические плиты, возникшие в палеозое и мезозое (молодые талаплены или талаплаты), с малыми мощностями рыхлого осадочного покрова (менее 100 *м*); *16* — океанические плиты, возникшие в палеозое и мезозое (молодые талаплены или талаплаты) с увеличеными мощностями рыхлого осадочного покрова (более 100 *м*)

Георифтогенальные области

17 — георифтогенальные орогенические пояса; *18* — современные георифтогенали

Элементарные структуры

19 — контуры материковых платформ (подножия материкового склона); *20* — разломы и зоны разломов

Неровности эти имеют форму узких и неглубоких долин, узких и неширокихгряд, отдельных холмов, уступов. Ощий уклон поверхности дна таких равнин близок к горизонтальному или не превышает нескольких минут или десятков минут.

Равнины волнистые — поверхности дна, осложненные частыми, но невысокими холмами с пологими склонами или чередующимися волнообразными поднятиями и понижениями с амплитудой глубин порядка нескольких десятков метров и шириной от нескольких сотен метров до нескольких километров. Общий уровень таких равнин горизонтален или имеет уклон не более нескольких десятков минут.

Горизонтальные и полого наклонные поверхности холмистого и глыбового расчленения — это поверхности дна, сложно расчлененные множеством холмов и глыбовых поднятий. Общий уровень областей с таким рельефом обычно располагается горизонтально или с наклоном, не превышающим нескольких десятков минут, хотя склоны отдельных форм рельефа — холмов и глыбовых поднятий могут иметь крутизну до нескольких градусов. В зависимости от преобладающего размера форм поверхности могут быть подразделены на:

а) поверхности мелкохолмистого и мелкоглыбового расчленения, с преобладающей относительной высотой форм порядка нескольких десятков до 100—200 *м* и шириной от нескольких сотен метров до 1—2 *км*;

б) поверхности крупнохолмистого и крупноглыбового расчленения, с преобладающей высотой форм порядка нескольких сотен метров, обычно не более 500 *м*, и шириной от 1 до 5 *км*.

При характеристике склонов учитывалось их продольное и поперечное расчленение.

Склоны, слабо расчлененные, — это наклонные поверхности дна, осложненные отдельными сравнительно редкими неровностями, имеющими форму долин, ориентированных вкрест простирания склона, холмов или гряд с амплитудой глубин порядка нескольких сотен метров, но обычно не более 500 *м*. Основной уклон поверхности таких склонов может быть порядка нескольких градусов, а в пределах отдельных элементарных форм возрастать до десятков градусов.

Склоны, сильно расчлененные,— наклонные поверхности дна, осложненные множеством неровностей. В поперечном профиле таких склонов обнаруживаются подводные хребты, гряды, отдельные холмы и горы высотой в несколько сотен метров, а также крутые уступы и пологие ступени. Вкрест простирания такие склоны расчленены глубоко врезанными подводными долинами и каньонами с крутыми склонами, с относительными глубинами до 1000 *м*. Основной уклон поверхности таких склонов может быть порядка нескольких градусов, а в пределах осложняющих их форм возрастать до десятков градусов.

Сильно расчлененный гористый рельеф — сложно расчлененные поверхности дна, характеризующиеся широким распространением отдельных подводных гор, цепочек гор, массивов и горных гряд относительно небольшой протяженности. Высота гор превышает 500 *м*, а в отдельных случаях может достигать 1—2 тыс. *м*. Ширина оснований гор составляет несколько километров или несколько десятков километров. Наклоны дна в пределах сильно расчлененного гористого рельефа колеблются от нескольких десятков минут до нескольких десятков градусов.

Сильно расчлененный (гористо-грядовой) рельеф (рифтовые горы срединно-океанических хребтов) — этот тип рельефа характеризуется расчленением на сравнительно узкие горные гряды и разделяющие их желоба-ущелья с амплитудами глубин порядка нескольких сотен и тысяч метров. Ширина гряд и желобов достигает нескольких километров и даже десятков километров. Длина гряд и желобов значительно больше

их ширины. Амплитуда расчленения обычно уменьшается в направлении от оси хребта к основанию его склонов, а ширина разделяющих горные гряды желобов возрастает. Наклоны поверхности дна изменяются от нескольких минут на дне желобов до нескольких градусов и десятков градусов на склонах гряд. Горные гряды и разделяющие их желоба, как правило, ориентированы вдоль основного простирания хребта.

Характер данных, которыми оперирует океанская геология, в значительной мере определяет и содержание тектонической карты Тихого океана, составленной нами в масштабе 1 : 10 000 000 для отдельной ее публикации (Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970) и послужившей основой для рис. 22.

Как известно, для тектонических карт суши основным принципом тектонического районирования является установление возраста главной складчатости (Тектоника Евразии, 1966). Однако если на суше при этом возможно весьма подробное и уверенное разделение на области складчатости различного возраста, то для подводных областей районирование по такому принципу возможно с более или менее уверенным выделением в основном лишь двух категорий тектонических областей: области докайнозойской складчатости и области кайнозойской складчатости и современного геосинклинального режима. Более дробное районирование является в значительной мере гипотетическим из-за трудностей установления возраста главной складчатости и определения ее границ. Более или менее надежным оказывается это лишь в пределах шельфовых морей и материкового склона, где под водой, по геоморфологическим и геофизическим данным, прослеживаются прямые и непосредственные продолжения структур, известных на суше. В открытых частях морей и океанов определения возраста структур, для которых можно было бы предполагать складчатое происхождение, в принципе возможны также путем прослеживания подводных продолжений структур островной суши. Однако за пределами геосинклинального Тихоокеанского кольца все острова либо вулканические, либо коралловые и существование складчатых структур там неизвестно.

Следует указать, что на обширных пространствах ложа Тихого океана нет никаких признаков существования там складчатых структур. Так же как на дне глубоководных котловин переходной зоны по периферии океана, в области океанского ложа геофизическими исследованиями и бурением нигде не обнаружено существование «гранитно-метаморфического» слоя и отождествляемых с ним пород складчато-метаморфического комплекса. Поэтому мы вообще не можем сколько-нибудь уверенно предполагать существование на всем пространстве ложа Тихого океана складчатых областей. Вероятнее всего, бóльшая часть пространств глубоководного ложа Тихого океана никогда не являлась ареной деятельности геосинклинального процесса развития земной коры. Можно предполагать, что отдельные части ложа океана подстилаются фрагментами материковой коры, претерпевшей погружения и серьезные изменения физических свойств «гранитно-метаморфического» слоя, но размеры таких частей, по общим соображениям, вряд ли могут быть велики и должны играть подчиненную роль в общей картине тектоники дна океана.

Вместе с тем нам уже достаточно ясно, что в пределах глубоководной области Тихого океана, так же как и в Индийском и Атлантическом океанах, мы встречаемся с проявлениями весьма активного процесса развития земной коры, совершенно иного по своей природе, чем геосинклинальный процесс. Он протекает в осевых (рифтовых) зонах срединно-океанических хребтов и был назван нами георифтогенальным (Удинцев, 1965; Виноградов и др., 1969). Значение его для развития земных оболочек сопоставимо по степени преобразований земной коры и

масштабам проявления на Земле со значением геосинклинального процесса, а, возможно, даже, что этот процесс является первичным по отношению к геосинклинальному, стимулируя последний.

Зоны проявления современного активного георифтогенального процесса мы называем георифтогеналями, стремясь обратить внимание на сходство их значения в глобальной тектонике Земли с давно известными по материковой суше геосинклиналями. Отсюда не следует, конечно, что мы рассматриваем георифтогенали в качестве аналогов геосинклиналей — они являются их гомологами.

В георифтогеналях, или рифтовых зонах, происходит активный процесс преобразования земной коры, существо которого мы рассмотрим в главе, посвященной внутриокеаническому мобильному поясу Тихого океана. За пределами георифтогеналей лежат относительно стабильные тектонические области. При этом одни из них являются непосредственным продуктом георифтогенального процесса последних эпох и образуют либо склоны георифтогенальных срединно-океанических хребтов, либо георифтогенальные плато, либо георифтогенальные впадины. Еще дальше от георифтогеналей, за пределами георифтогенальных хребтов, лежат плиты океанической платформы, в отношении которых вопрос о георифтогенальном происхождении их в далеком прошлом остается для нас еще неясным — хотя бы в отношении эпохи их георифтогенального развития и древнего структурного плана георифтогенальных систем. Еще раз следует повторить, что, возможно, часть плит является результатом погружения фрагментов материковых платформ.

Принимая во внимание различное происхождение ложа Тихого океана, можно проводить тектоническое районирование его по типу тектонического процесса, определившего развитие земной коры, и тогда к обычным для карт суши геосинклинальным и складчатым областям и материковым платформам добавятся у нас георифтогенальные области и платформы океанические. Представляется возможным подразделение георифтогенальных областей по возрасту их магматической коры, определяемому по результатам бурения, как это делают Фишер и Хейзен (Fisher, Heezen, 1969), или гипотетически путем анализа линейных аномалий магнитного поля, как это было предложено Вайном и Мэттьюзом (Vine, Matthews, 1963) и сделано для Тихого океана Ле-Пишоном (Le Pichon, 1968) и Питтманом, Херроном и Хейртцлером (Pittman, Herron, Heirtzler, 1968) (см. рис. 8—9).

Сравнительно небольшое количество буровых скважин, а также отсутствие геологических разрезов по островам открытой части Тихого океана в какой-то мере могут компенсироваться широким комплексом геоморфологических, геологических и геофизических данных, возможностью классифицировать области океанского ложа по морфологии, типу земной коры и верхней мантии (табл. 2) и по характеру физических полей.

Наиболее вероятная петрографическая интерпретация слоев земной коры в принимаемой модели:

1. Осадочный — рыхлые и уплотненные осадки. Для рыхлых осадков характерны скорости продольных волн порядка 1,5—2,2 *км/сек*. Для уплотненных осадков, т. е. лишенных грунтовых вод в результате сжатия под действием собственного веса, сцементированных за счет миграции растворов, а также уплотненных за счет динамических напряжений в коре и нагревания, характерны и возможны скорости до 6,0 *км/сек*.

2. «Гранитный» или, точнее, «гранитно-метаморфический» — граниты андезита, породы фации зеленых сланцев, гнейсы.

3. «Второй» слой — уплотненные осадки карбонатного состава, туфогенные осадки, лавы, серпентиниты.

4. «Базальтовый» слой — габбро, эклогиты, серпентиниты.

Таблица 2

Модель земной коры по геофизическим данным с учетом данных Белоусова (1966), Косьминской (1963), Гурарий и Соловьевой (1963), Деменицкой (1961)

Тип коры	Подтип коры	Слой	Скорость продольных сейсмических волн, *км/сек*	Мощность слоев коры, *км*
Материковая (континентальная)	Платформенная	Осадочный	1,6—6,0	До 10—15
		«Гранитный»	5,0—6,2	10—20
		«Базальтовый»	6,2—7,0	10—20
		Верхняя мантия	7,7—8,3	(15—40)
	Молодых складчатых поясов внешних хребтов двойных островных дуг и поднятых активизированных участков платформ	Осадочный	1,6—8,5	0—15
		«Гранитный»	5,1—6,4	10—40
		«Базальтовый»	6,0—6,8	10—40
		Верхняя мантия	7,7—8,3	(20—80)
Субматериковая (субконтитентальная)	Внутренних хребтов островных дуг и одиночных островных дуг пояса кайнозойской складчатости и современных геосинклиналей	Осадочный	1,6—1,7	До 1
		«Гранитный»	5,0—6,2	До 1
		«Базальтовый»	6,4—6,7	15—20
		Верхняя мантия	7,7—8,3	(15—20)
Субокеаническая	Геосинклинальных котловин Тихоокеанского пояса	Осадочный	1,6—2,3	2—6
		«Базальтовый»	6,1—6,7	6—10
		Верхняя мантия	8,0—8,3	(10—15)
	Геосинклинальных котловин Альпийского пояса	Осадочный	1,6—8,5	5—20
		«Базальтовый»	6,4—6,8	10—20
		Верхняя мантия	8,2—8,4	(20—20)
Океаническая	Плит талассократонов	Осадочный	1,6—2,3	До 1
		«Второй»	4,5—5,5	0,5—2
		«Базальтовый»	7,0—7,2	0,2—0,4
		«Четвертый»	6,4—6,7	4—12
		Верхняя мантия	8,1—9,1	(4—14)
	Океанических островов и структурных поднятий талассократонов	Осадочный	1,6—2,3	До 0,5
		«Второй» («надбазальтовый»)	4,5—5,5	2—4
		«Базальтовый»	6,6—6,8	10—20
		Верхняя мантия	8,0—8,3	(15—20)
Гиперокеаническая (ультраокеаническая)	Срединно-океанических георифтогенальных хребтов	Осадочный	1,6—2,3	До 0,5
		«Базальтовый»	6,4—6,7	4—6
		Серпентинито-перидотитовый	7,0—7,8	4—6
		Перидотитовый		

5. «Четвертый» — амфиботилы.
6. Верхняя мантия — перидотиты.

Такая интерпретация, безусловно, не является однозначной. Уже получены признаки пространственной неоднородности слоев земной коры и мантии, и, весьма вероятно, что от места к месту слагающие их комплексы горных пород могут меняться.

Таковы представления, положенные в основу тектонического районирования при подготовке «Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли» (1970) и схемы тектоники дна Тихого океана, помещенной здесь (рис. 22).

Может возникнуть вопрос, допустимо ли возникающее при этом противоречие содержания наземной и подводной частей одной и той же

карты и не подменяется ли тектоническая карта акваторий геоморфологической картой или картой новейшей тектоники?

Нам кажется, что известное расхождение в содержании наземной и подводной частей одной и той же карты хотя и представляется нежелательным, но неизбежно при современной изученности морей и океанов. Преимущества карты, показывающей тектонику суши и одновременно, хотя бы и менее подробно, тектонику подводных пространств, представляются при этом бесспорными. Это не означает подмену тектонической карты геоморфологической, поскольку последняя показывает структурные формы подводного рельефа, не решая вопроса о характере самих структур, режиме их развития и о возрасте их (даже в самом первом приближении), но зато дает характеристику экзогенных процессов рельефообразования, поверхностей выравнивания, морфологические характеристики различных типов рельефа. Отражая результаты новейших движений, тектоническая карта Тихого океана по содержанию существенно отличается все же от карт новейшей тектоники, поскольку в основу легенды последних кладется принцип районирования по направленности и амплитуде движений за определенный период времени (как, например, на карте в легенде Н. И. Николаева). Не говоря уже о том, что для подводных пространств сейчас последовательное применение принципа районирования по амплитуде деформаций встречается с большими трудностями, использование его в тектонической карте Тихого океана противоречило бы применению принципа районирования по возрасту складчатости. Поэтому выбранный принцип тектонического районирования подводных пространств представляется нам наиболее близким принципу районирования суши.

Работа по составлению тектонической карты проводилась нами в тесном содружестве с Геологическим институтом АН СССР, сначала под руководством покойного академика Н. С. Шатского, а затем — под руководством академика А. Л. Яншина. В процессе работы над картой были определены принципы показа тектоники подводных пространств земной коры, использованные первоначально для «Тектонической карты Евразии» (1966). После этого на тех же принципах в Институте океанологии АН СССР была составлена тектоническая карта Тихого океана. Эта карта была затем использована при составлении «Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли» (1970), на которой раздел, касающийся тектоники суши и геосинклинального Тихоокеанского пояса, составлен коллективом сотрудников Геологического института АН СССР под руководством Ю. М. Пущаровского.

Как известно, тектонические схемы и обзорные тектонические карты Тихого океана составлялись и ранее рядом исследователей. Широкую известность имеют карты А. Д. Архангельского, Г. Штилле, В. В. Белоусова, М. В. Муратова, Ю. М. Пущаровского, П. Н. Кропоткина, Л. И. Красного, В. Е. Хаина и др. Однако рассматриваемая в этой работе карта в большей мере опирается на данные морской геологии и геофизики, чем все прежние, при составлении которых данные морских исследований использовались в меньшей степени.

На карте показаны четыре важнейшие категории областей, различающихся по своему тектоническому развитию.

1. Области докайнозойской складчатости — подводные окраины материковых платформ различного возраста, входящие в тектоническое обрамление Тихого океана.

2. Кайнозойские складчатые и геосинклинальные области, т. е. области третичной и четвертичной складчатости и современных геосинклиналей. Эти области недавно завершившие, завершающие или продолжающие свое геосинклинальное развитие. В их пределах наблюдаются различные стадии геосинклинального развития. К ним относятся различные

подводные части Тихоокеанского подвижного пояса с его современными геосинклинальными котловинами, желобами и складчатыми сооружениями.

3. Талассократоны — области, не испытывавшие геосинклинального развития и существующие в качестве сравнительно устойчивых океанических пространств по крайней мере с раннего мезозоя или даже, возможно, с палеозоя. В тектоническом отношении они не имеют аналогов на материковой суше и лишь в очень большой степени условности могут рассматриваться как гомологи материковых платформ в силу свойственной им малой дифференцированности тектонических движений, малой мощности осадочного покрова, спокойного залегания основных слоев коры и отсутствия сейсмической активности. Вместе с тем эти океанические области отнюдь не являются аналогами материковых платформ, так как, видимо, не имеют складчатого фундамента, характеризуются интенсивными проявлениями вулканизма, резко отличным от материков глубинным строением коры и мантии, своеобразными деформациями коры и преобладанием нисходящих движений; отдельные, наименее дислоцированные части талассократонов — плиты — названы нами талаплленами. [1]

4. Области, развивающиеся по особому процессу, называемому нами георифтогенальным с образованием срединно-океанических хребтов со свойственным им особым типом земной коры — гиперокеаническим.

В последующих главах мы рассмотрим особенности морфологии и происхождение рельефа дна Тихого океана по важнейшим геоморфологическим провинциям, соответствующим крупнейшим тектоническим областям. Так, дно котловин Тихого океана будет рассматриваться нами как части талассократона Тихого океана. Отдельно мы рассмотрим структурные поднятия ложа океана, разделяющие талассократон на отдельные плиты — талаплены. В число таких поднятий входит и внутриокеанический подвижный (георифтогенальный) пояс. Складчато-геосинклинальное обрамление Тихоокеанского талассократона рассматривается нами лишь в самых общих чертах, ибо главное внимание в этой работе уделено ложу Тихого океана.

---

[1] Термин **талаплен** был применен нами в этой книге вместо применяющегося обычно термина **плита** с тем, чтобы подчеркнуть определенное различие океанических плит и плит материков. Сейчас нам кажется, что необходимость в применении этого нового и, видимо, не совсем удачного термина не столь велика, однако, заменить его в тексте более привычным термином плита была уже поздно (*прим. при корректуре*).

Глава вторая

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

1. Общие сведения о впадине Тихого океана

Тихий океан лежит на стыке восточного и западного полушарий Земли и почти полностью занимает пространство так называемого «океанического» полушария нашей планеты. Площадь Тихого океана составляет 179 679 тыс. *км*^{2}. Это значительно больше площади всей земной суши, равной суммарно 148 000 тыс. *км*^{2}, и равно примерно половине площади всего Мирового океана, составляющей 361 000 тыс. *км*^{2}. По своим размерам Тихий океан почти равен всем остальным океанам Земли, взятым вместе. По отдельности же каждый из них значительно меньше Тихого океана. Так, Тихий океан почти вдвое больше Атлантического океана, площадь которого равна 93 363 тыс. *км*^{2}. Он почти в два с половиной раза больше Индийского океана, имеющего площадь 74 917 тыс. *км*^{2}, а по отношению к Северному Ледовитому океану, площадь которого всего 14 090 тыс. *км*^{2}, он больше примерно в 12 раз (рис. 1).

Тихий океан имеет более или менее округлые очертания. Центр его площади располагается примерно в районе о-ва Рождества (о-ва Лайн). На западе океан ограничен материками Евразии и Австралии, на юге — материком Антарктиды, а на востоке — материками Южной и Северной Америки. Протяженность его огромна: от берегов советского Приморья до Огненной Земли расстояние достигает 17 000 *км*, а от берегов Австралии до Калифорнии — 11 000 *км*. Ширина океана по экватору от Сингапура до берегов Эквадора — 17 000 *км*, а по 180-му меридиану от залива Креста в Анадырском заливе до ледяного барьера Росса в море Росса у берегов Антарктиды — 16 000 *км*.

Величайший из океанов Земли — Тихий океан одновременно является и наиболее глубоким. Именно в Тихом океане находятся самые большие глубины Мирового океана: глубина 11 022 *м* в Марианском желобе и глубина 10 882 *м* в желобе Тонга. Средняя глубина Тихого океана составляет 3984 *м*, что также значительно больше глубин других океанов. Как известно, Индийский океан при максимальной глубине 7450 *м* (в Яванском желобе) имеет среднюю глубину 3963 *м*, Атлантический океан при максимальной глубине 8428 *м* (в Южно-Сандвичевом желобе) имеет среднюю глубину 3926 *м*, а Северный Ледовитый океан при максимальной глубине 5220 *м* характеризуется средней глубиной 1205 *м*.

Распределение глубин в Тихом океане может быть показано батиграфической кривой (рис. 23), а также таблицей распределения характерных глубин (табл. 3).

Рельеф дна Тихого океана весьма сложен, и это отражается в значительных контрастах глубин дна и высот островов и материковых побережий. Именно в Тихом океане известны наибольшие контрасты поверхности Земли. Например, превышение Марианских о-вов над дном прилегающего к ним желоба составляет 11 500 *м*, Гавайских о-вов над прилегающим к их подножию прогибом — 9470 *м*, Камчатки над дном прилегающего к ней Курило-Камчатского желоба — 11 750 *м*, Анд Южной Америки над прилегающим к подножию материкового склона Перуанско-Чилийским желобом — 14 750 *м*.

Очертания Тихого океана на востоке и на юге сравнительно просты. Наиболее крупные заливы здесь образованы изгибами береговой

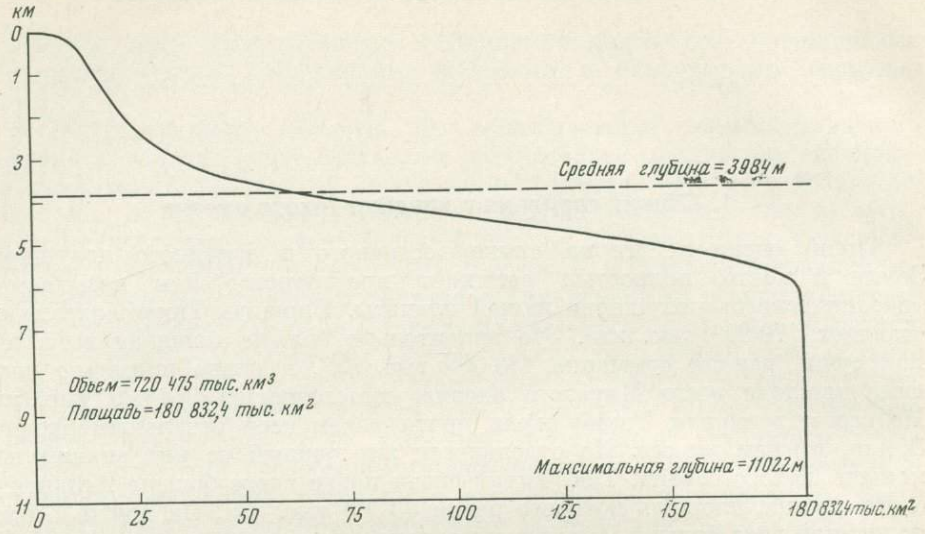


Рис. 23. Батиграфическая кривая Тихого океана. Сост. Н. И. Ларина

линии: залив Аляска, Калифорнийский, Теуантепек, Панамский. Своеобразным заливом Тихого океана является также море Скотия в юго-восточной части океана. У берегов Антарктиды крупным заливом является море Росса, в значительной мере покрытое шельфовым ледником. На западной окраине океана очертания побережий значительно сложнее, так как гирлянды островных дуг и полуостровов отделяют там от основного бассейна ряд краевых морей: Берингово, Охотское, Японское и др.

Среди генетических типов материковых побережий Тихого океана преобладают абразионный и фьордовый. Вдоль восточной окраины океана от залива Пюджет-Саунд (Северная Америка) на юг до о. Чилоэ (Южная Америка) преобладают берега абразионного типа. К югу до м. Горн и к северу до Алеутских о-вов широко развиты берега фьордового типа. В северной части краевых морей Азии, в Беринговом море и на Камчатке, довольно широко распространен также фьордовый тип берега, сочетающийся с абразионным типом. В южной части краевых морей Азии вдоль прибрежных горных цепей преобладают абразионные берега и вдоль прибрежных низменностей — аккумулятивные. В тропической зоне западной окраины океана от Австрало-Азиатских морей до Тасманова моря широко распространены коралловые берега с барьерными рифами. Берега южных частей Австралии, Тасмании и Новой Зеландии — фьордового типа. Побережье Антарктиды преимущественно покрыто льдом, относительно стабильным или выдвигающимся языками шельфовых ледников. Лишь у берегов антарктических островов — в Южно-Сандвичевой островной дуге — преобладает абразионный тип берега.

В тектоническом отношении обрамление Тихого океана образовано складчатыми и современными геосинклинальными поясами так называемого Тихоокеанского подвижного кольца. Это кольцо характеризуется всеми признаками развивающейся геосинклинальной области: интенсивными и разнородными вертикальными и горизонтальными тектоническими движениями, складчатостью, современным и недавним вулканизмом, высокой сейсмической активностью, своеобразным режимом осадконакопления, нарушениями изостатического равновесия земной коры. В силу того, что краевые моря заполняют местами краевые прогибы этого геосинклинального кольца, побережья этих морей сформированы там плат-

Таблица 3

Распределение глубин в Тихом океане
(составила Н. И. Ларина, 1968)

Ступень, км	Открытая часть Тихого океана		Тихий океан с морями и котловинами переходной зоны	
	площадь	%	площадь	%
0—0,2	2066145,47	1,34	9486622,28	5,27
0,2—0,5	1789295,17	1,21	3046587,82	1,66
0,5—1,0	1293776,06	0,86	2868482,68	1,59
1,0—1,5	1283079,95	0,85	3224867,35	1,77
1,5—2,0	1766952,33	1,17	3709709,30	2,04
2,0—2,5	2180813,28	1,44	4332840,77	2,39
2,5—3,0	5653500,16	3,75	7827239,92	4,32
3,0—3,5	11011620,17	7,30	13827507,62	7,64
3,5—4,0	21465628,31	14,23	24730361,04	13,67
4,0—4,5	29326153,95	19,43	31549764,07	17,43
4,5—5,0	26483685,26	17,55	29312272,57	16,20
5,0—5,5	28869752,76	19,13	29076094,70	16,07
5,5—6,0	14472207,54	9,59	14514673,73	8,02
6,0—6,5	2591623,69	1,72	2619922,77	1,44
6,5—7,0	257791,80	0,17	277884,94	0,14
7,0—7,5	171133,16	0,11	181108,95	0,09
7,5—8,0	93857,73	0,06	97283,23	0,05
8,0—8,5	65467,55	0,04	67426,88	0,04
8,5—9,0	37772,49	0,02	38262,32	0,02
9,0—9,5	26770,14	0,02	26966,07	0,015
9,5—10,0	11566,84	0,01	11556,84	0,006
10,0—10,5	3825,13	0,002	3825,13	0,002
10,5—11,0	1090,24	0,001	1090,24	0,001
11,0—11,5	48,10		48,10	
Общая площадь, км² и %	150943547,32	100	180832398,96*	100
Максимальная глубина, м	11022		11022	
Средняя глубина, м	4273		3984	
Объем, км³	645,025 млн.		720,475 млн.	

* Эта площадь несколько отличается от принимаемой обычно площади Тихого океана в его официальных границах — 179 679 тыс. км² потому, что подсчет велся с учетом положения морфологических границ.

форменными структурами различного возраста. Геосинклинальное кольцо разорвано в юго-западной части Тихого океана и его воды омывают у берегов Земли Виктории и в море Росса у берегов Антарктиды непосредственно древние платформенные структуры, не наращиваемые, по-видимому, современным геосинклинальным поясом.

По количеству и общей площади островов, достигающей примерно 3600 тыс. км², Тихий океан занимает первое место среди других океанов Земли. Большая часть островов Тихого океана находится вдоль западной окраины океана и в западной половине его открытой части. Острова центральной и юго-западной частей Тихого океана объединяют-

ся под названием Океании и весьма условно делятся на три группы: Меланезию, Микронезию и Полинезию. Это деление, возникшее еще в эпоху географического открытия Тихого океана, основывалось на внешнем облике островов. Позднее оно приобрело скорее этнографический смысл.

По геологическому строению острова Тихого океана делятся на две группы — материковые и океанические. В свою очередь материковые острова разделяются на платформенные, лежащие в пределах подводных окраин материковых платформ различного возраста, и геосинклинальные, представляющие собой вершины антиклинальных подводных горных хребтов неогеновых и четвертичных геосинклиналей.

Геосинклинальные острова образуют чрезвычайно характерные для Тихого океана островные дуги. Острова внешней части островных дуг имеют обычно складчатую структуру и сложены осадочными породами, тогда как острова внутренней части дуг главным образом или в значительной мере вулканические. Почти непрерывная цепочка геосинклинальных островов островных дуг протягивается от залива Аляска вдоль западной окраины океана почти до берегов Антарктиды. Это Алеутские и Курильские о-ва, Сахалин, Японские о-ва, Нансей, Тайвань, Филиппинские, Борнео (его восточная часть), Молуккские, Зондские, Идзу, Бонин, Волкано, Марианские, Яп, Палау, Новая Гвинея (северная часть), Западные, Адмиралтейства, Новая Ирландия, Новая Британия, Соломоновы, Новые Гебриды, Новая Каледония, Фиджи, Тонга, Кермадек, Новая Зеландия, о-ва Макуори. В юго-восточной части Тихого океана расположена также геосинклинальная Южно-Антильская островная дуга, включающая Южно-Шотландские, Южно-Оркнейские, Южно-Сандвичевы о-ва и о. Южная Георгия. К числу геосинклинальных островов относятся, хотя и не образуют островных дуг, острова вдоль побережья южного Чили и острова архипелага Александра у берегов Канады.

Число платформенных островов в Тихом океане сравнительно невелико. Это о-ва Прибылова, о. Св. Лаврентия, о. Св. Матвея, о. Нуниваk в Беринговом море, о. Ионы и Шантарские о-ва в Охотском море, о. Цусима и о. Чечжудо в Восточно-Китайском море, о. Хайнань и о-ва Сишаньцюньдао в Южно-Китайском море, о. Борнео (западная часть) и мелкие острова Зондского шельфа, о. Новая Гвинея (южная часть), о. Тасмания, а также острова Новозеландского плато, представляющего собой фрагмент древнего материка.

Океанические острова по своему строению делятся на вулканические и коралловые. Вулканические представляют собой поднимающиеся над уровнем океана вершины вулканов, которые покоятся своим основанием на ложе океана или его поднятиях. Коралловые острова образованы коралловыми рифами, построенными на вершинах вулканов. Если вершины вулканов испытывали продолжительное погружение, то образовывались атоллы — кольцевые коралловые рифы — острова с внутренней лагуной и иногда с центральным вулканическим островком. Если же опускание сменялось поднятием, то образовывался поднятый коралловый остров, иногда с обнажившимся вулканическим основанием. Океанические острова большей частью располагаются группами или цепочками, что отражает закономерность расположения вулканических аппаратов вдоль линий разломов или сводовых поднятий. Меньшая часть таких островов разбросана поодиночке. Поскольку в основании коралловых островов лежат вулканические горы, то острова обоих типов часто встречаются в Тихом океане одновременно в одних и тех же группах. К числу вулканических островов относятся: Гавайские, Самоа, Маркизские, Общества, Кука (Южные), Тубуаи, о. Пасхи, Сала-и-Гомес, Сан-Фелис, Сан-Амбросио, о-ва Хуан-Фернандес, о. Клиппертон, Кларион, о-ва Ревилья-

Хихедо, Галапагосские, Кокос, о. Петра Первого (у берегов Антарктиды), о. Росса, о-ва Баллени. За исключением отдельных вулканических островов, коралловыми являются острова: Маршалловы, Каролинские, Гилберта, Эллис, Токелау, Кука (Северные), Феникс, Лайн, Туамоту, а также острова — поднятые атоллы Маркус, Уэйк, Джонстон, Науру, Ошен, Хауленд, Бейкер, Тонгарева, Капингамаранги и др.

Морфология впадины Тихого океана определяет его природные границы. Как известно, основным принципом для выделения частей Мирового океана в качестве отдельных океанов и морей служит известная самостоятельность их режима. При этом наиболее объективным оказывается разделение по морфологическим признакам, по морфологической обособленности вмещающих впадин. Такая обособленность может быть большей или меньшей в зависимости от соотношения объема бассейна с площадью сечения проливов, связывающих его с другими бассейнами. Исходя из этого в свое время Н. Н. Зубовым было высказано мнение, что морские границы любых частей Мирового океана правильнее всего проводить по подводным возвышенностям и порогам (Зубов, 1955). Объективность такого принципа бесспорна, и этим можно объяснить, что почти во всех случаях он находит наиболее широкое применение при решении вопроса о границах океанов и их частей.

Исключение, как известно, представляет вопрос о границах Южного океана. Северная граница вод Южного океана — гидрометеорологическая, и одними авторами она проводится по фронту антарктической конвергенции (Буйницкий, 1956, 1958), другими — по фронту субантарктической конвергенции. Однако при такой постановке вопроса Южный океан и должен рассматриваться как гидрометеорологическая категория, а не геологическая, как все остальные океаны Земли: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый. Это подобно тому, как геологическими категориями являются материки Земли — Евразия, Африка, Австралия, Северная и Южная Америка, Антарктида, а климатическими — Арктика и Антарктика, умеренный пояс, субтропики и тропики.

При рассмотрении Тихого океана и рельефа и структуры его дна как объекта геологического мы, естественно, будем придерживаться морфологического принципа выделения его впадины в целом и подразделения ее на отдельные части. С этой точки зрения тихоокеанский сектор Южного океана будет рассматриваться лишь как часть Тихого океана. Существует ряд схем границ Тихого океана (Зубов, Эверлинг, 1940, Муромцев, 1959). Наиболее близкой нам по своему принципу является схема Зубова и Эверлинга. Однако поскольку в момент ее составления сведения о подводном рельефе глубоких частей Тихого океана были весьма расплывчатыми, то в наши дни эта схема должна быть несколько уточнена.

Как и другие океаны Земли — Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый — Тихий океан занимает впадину земной поверхности, достаточно определенно обособленную по своей морфологии. Поднятия материков и примыкающих к ним горных сооружений островных дуг окружают впадину Тихого океана со всех сторон почти сплошным кольцом: местами все же в этом кольце материковых поднятий и островных дуг имеются разрывы и понижения. К ним и приурочены проливы, соединяющие впадину Тихого океана со впадинами других океанов.

Исходя из положения морфологических элементов, обосабливающих впадину Тихого океана, границы этого океана представляются нам следующими (см. рис. 1). Восточная граница океана идет вдоль побережий Южной и Северной Америки. На севере морская граница океана проходит через Берингов пролив, между м. Принца Уэльского (п-ов Стьюарт, Аляска) и м. Пеэк (п-ов Чукотка). Далее к западу естественной

границей Тихого океана являются материковые побережья Евразии. К югу от п-ова Малакка морская граница Тихого океана с Индийским проходит через восточную часть Малаккского пролива — от о-ва Сингапур к о-ву Кариман и к о-ву Суматра. Далее границей между Тихим и Индийским океанами являются острова Зондской дуги и пороги проливов между ними. При этом вначале граница следует основной дуге, а затем переходит на внешнюю ее часть, образованную о-вами Тимор и Танимбар (Селатан-Тимур). Положение этой границы намечается по следующему ряду островов: Суматра — Ява — Бали — Ломбок — Сумбава — Комодо — Ринджа — Флорес — Адунара — Ломблен — Пантар — Алор — Тимор — Лети — Сермата — Бабар — Танимбар — Кан — Ватубела. Далее морская граница океана проходит от о-ва Ватубела к м. Ванден-Бос на п-ове Бомбараи (о. Новая Гвинея).

Берега о-ва Новая Гвинея от м. Ван-ден-Бос до о-ва Сайбай образуют следующий участок границы Тихого океана. Далее морская граница океана идет через Торресов пролив от о-ва Сайбай к м. Йорк (Австралия), а затем границей служит восточное побережье Австралии вплоть до южной оконечности этого материка — м. Вильсон-Промонтори. Морская граница Тихого океана следует затем далее к югу вдоль восточного края Бассова пролива, отделяющего от Австралии Тасманию. Граница идет от м. Вильсон-Промонтори к о-вам Хоган, Кеит, Флиндерс, Ферно и к м. Портленд (о. Тасмания), а затем вдоль восточного побережья Тасмании. К югу от Тасмании положение морской границы Тихого океана определяется наиболее трудно, так как здесь, между Австралией и Антарктидой, нет четко выраженного порога или подводного хребта. Наоборот, кольцо материковых поднятий и островных дуг оказывается здесь разорванным, и в этот разрыв из Индийского океана в Тихий проходит система срединно-океанических хребтов. Поэтому положение морской границы между Индийским и Тихим океанами определяется здесь вначале гребнем подводного хребта — возвышенности Милл, а затем положением профиля наименьшего сечения, ориентированного примерно вдоль гребня рифтовых гор Австрало-Антарктического поднятия, до о-вов Баллени и от них — к м. Вильямс, на берегу Отса, Земля Виктория, на побережье Антарктиды. Берега Антарктиды образуют южную границу Тихого океана. Далее морская граница Тихого океана с Атлантическим следует по гребню подводного хребта Южно-Антильской островной дуги, протягивающейся от Антарктического п-ова (Земля Грейама) и Огненной Земли (Южная Америка). Эта граница проходит от Земли Грэйама по порогам между Южно-Шетландскими о-вами, далее к Южно-Оркнейским о-вам и Южно-Сандвичевым, а затем к банке Бердвуд и о-ву Эстадос и к м. Сан-Диего на Огненной Земле.

Проливы, соединяющие Тихий океан с другими океанами (рис. 24), разделяются на три типа.

1. Глубокий океанический прорыв в кольце материковых поднятий, окружающих Тихий океан,— это проход из Тихого океана в Индийский между материками Австралии и Антарктиды. Глубины в нем достигают 4200 *м* и большей частью превышают 2000 *м*. Ширина этого пролива около 1800 *миль*. Площадь сечения его весьма значительна.

2. Глубокие проливы-седловины подводных гребней горных хребтов островных дуг, какими являются Зондские проливы, связывающие Тихий океан с Индийским, и проливы Южно-Антильской островной дуги, соединяющие его с Атлантическим океаном. Глубины Зондских проливов достигают 1000—2000 *м*, но ширина этих проливов, как правило, незначительна — порядка нескольких дестяков миль. Суммарная площадь сечения Зондских проливов довольно значительна, ибо число их велико. Глубины в проливах Южно-Антильской дуги значительно больше и местами достигают 4000 *м*. Ширина этих проливов также больше. Соответ-

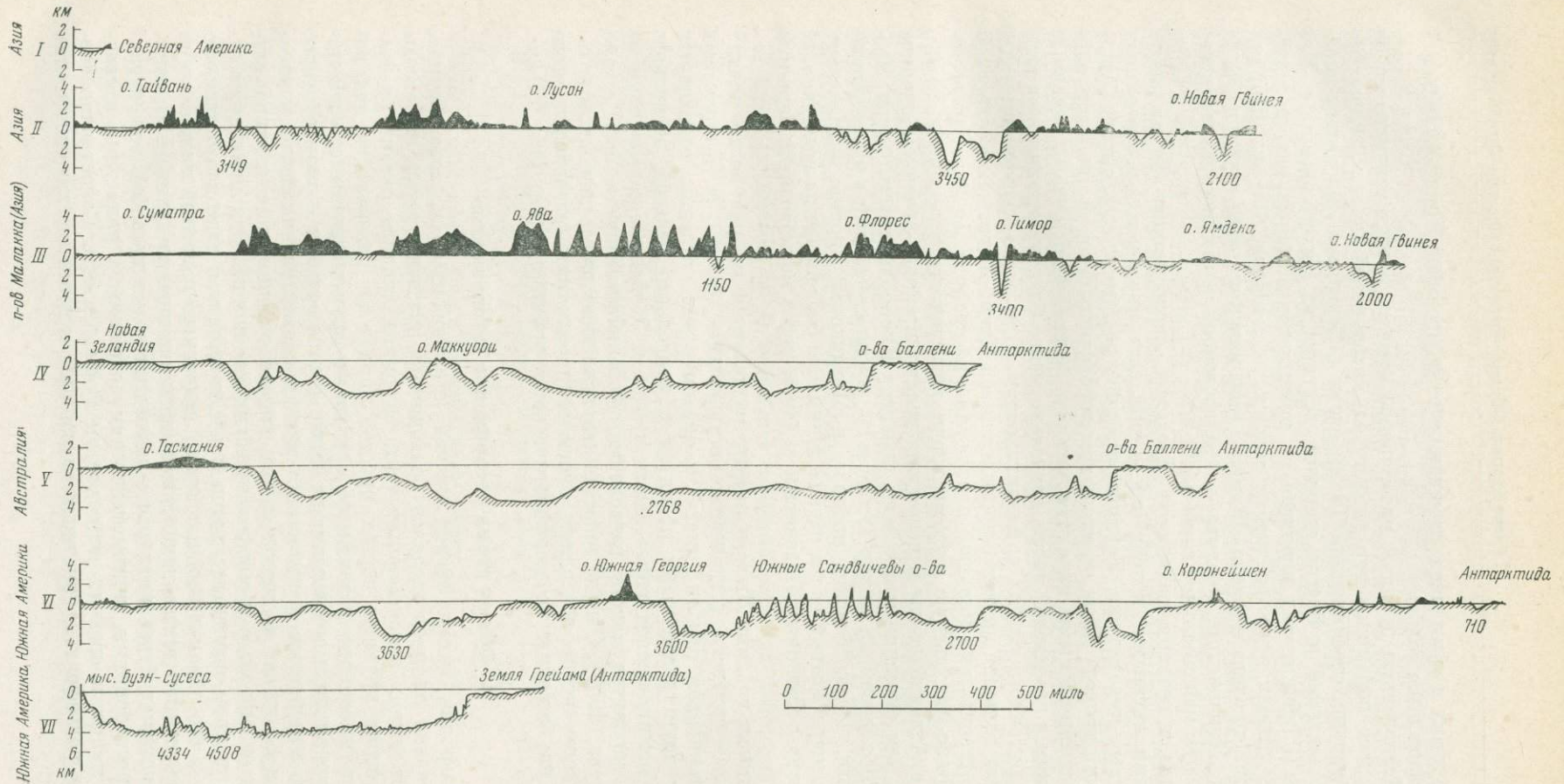


Рис. 24. Профили проливов, связывающих Тихий океан с другими океанами Земли. Сост. Н. А. Марова

I — Берингов пролив; *II* — проливы Филиппинской островной дуги; *III* — проливы Зондской островной дуги; *IV* — Новозеландский проход; *V* — Австралийский проход; *VI* — проливы Южно-Антильской островной дуги; *VII* — пролив Дрейка. Вертикальный масштаб в км, горизонтальный — в морских милях. Положение профилей показано на рис. 1.

ственно этому и суммарная площадь сечения проливов Южно-Антильской дуги оказывается больше.

3. Мелководные проливы материковой отмели, представляющие собой затопленные водами океана понижения материковой суши. Таковы Берингов пролив, соединяющий Тихий океан с Северным Ледовитым океаном, Малаккский и Бассов проливы, ведущие из Тихого океана в Индийский. Глубины этих проливов не превышают обычных глубин материковой отмели в ее средней части, т. е. порядка 100 *м*. Ширина Берингова пролива — около 48 миль при максимальной глубине 58 *м*. Ширина Малаккского пролива в его восточной части составляет всего 30 миль при максимальной глубине 29 *м*.

Площади сечения различных проливов, связывающих Тихий океан с другими океанами, колеблются в широких пределах: от нескольких квадратных километров (Берингов пролив) до нескольких тысяч (Австралийский проход). Судя по площадям поперечных сечений проливов, наиболее благоприятными являются условия водообмена Тихого океана с Индийским в его южной части, несколько менее благоприятными — в южной части Тихого океана с Атлантическим. При этом следует заметить, что в силу большой протяженности проливов Южно-Антильской островной дуги и относительно меньшей протяженности пролива Дрейка, стягивающего Южно-Антильскую дугу по хорде, возможности водообмена Тихого океана с Атлантическим в целом определяются скорее сечением пролива Дрейка, чем суммарным сечением проливов Южно-Антильской дуги. Возможности водообмена между Тихим и Индийским океанами в экваториальной части, через Зондские проливы и Малаккский пролив, значительно меньше, чем в южной части океана. Наименее благоприятны возможности водообмена с Северным Ледовитым океаном через мелководный Берингов пролив.

Огромная впадина Тихого океана разделяется на ряд более мелких бассейнов — краевых (отделенных островными дугами) и материковых (на материковой отмели) морей и океанических котловин, отделенных друг от друга различными поднятиями подводного рельефа океанского ложа. Упоминавшаяся ранее схема Зубова и Эверлинга давала один из ранних вариантов такого разделения. Дальнейшим шагом была схема Муромцева (1959). Однако современные представления о подводном рельефе Тихого океана позволяют существенно уточнить разделение этого океана на бассейны по морфологическому принципу (см. рис. 16).

2. Общая схема рельефа дна Тихого океана

Рельеф дна Тихого океана сложен и разнообразен в своих формах. Еще недавно он представлялся большинству исследователей лишенным ясных и четких закономерных черт. Огромная впадина океана рисовалась в своих крупных чертах простой чашей, на поверхности дна которой во множестве развиты не связанные друг с другом сколько-нибудь закономерными сочетаниями малые формы рельефа — холмы и горы. По мере накопления фактического материала постепенно стала вырисовываться сложная, но вместе с тем вполне закономерная картина разделения океана на ряд морфологических провинций. Эти провинции относятся к трем основным крупнейшим категориям подводного рельефа океана: к его обрамлению, к системе подводных поднятий ложа океана и к разделяемым этими поднятиями океаническим котловинам. Провинции, о которых будет идти речь, различаются между собой конфигурацией, простираниями, гипсометрическим положением, размерами и сочетанием малых и средних по размерам форм рельефа. Сопоставляя сведения о рельефе тех или иных провинций с данными литологических

и геофизических исследований, мы приходим к выводу о закономерной связи между рельефом и геологическим строением различных частей океана. Выделяемые нами провинции приобретают, таким образом, смысл крупных геоморфологических и геотектонических областей.

Как известно, основной и крупнейшей особенностью рельефа Земли в целом является разделение на ряд материковых поднятий и занимающих все остальное пространство впадин океанов. По мере развития представлений о глубинном строении Земли все более очевидной становится связь этих крупнейших неровностей земной поверхности, называемых в геоморфологии геотектурами, с особенностями строения земной коры и верхней мантии Земли.

Тихий океан занимает на Земле настолько значительное пространство, что наиболее крупные черты рельефа его дна составляют одновременно важнейшие особенности рельефа нашей планеты в целом. Основная часть пространства дна Тихого океана занята его относительно ровным ложем, располагающимся на глубинах от 4000 до 6000 *м*. Вместе с равнинами ложа других океанов равнины дна Тихого океана образуют самую значительную и характернейшую поверхность Земли, занимающую около 55,7% всей ее поверхности (Kossina, 1933; Степанов, 1959). Это значительно больше поверхности материковых равнин, представляющих наиболее характерную поверхность материковых поднятий и занимающих всего лишь около 19% земной поверхности. Поднятия материков, несущие на себе материковые равнины, не формируют на Земле сплошного единого массива. Они представляются нам скорее как бы островами в пространствах Мирового океана.

Таблица 4

Площади (в %) важнейших морфоструктур дна Тихого океана

Морфоструктура	Площадь, в % ко всей площади океана
Срединно-океанические хребты	35,9
Ложе океанических котловин	43,0
Вулканические горы, вулканические хребты, хребты предположительно вулканического происхождения, поднятия невыясненного происхождения	2,5
Материковый шельф и склон	13,1
Островные дуги и глубоководные океанические желоба	2,9
Материковые подножия	2,7

Подводные окраины материков, образуемые их склонами и подтопленными во многих местах материковыми равнинами (материковые отмели), хотя и создают одну из важнейших частей морфологии дна океанов — их обрамление, но по своей площади они большей частью играют подчиненную роль, тогда как основную роль играют океанское ложе с его поднятиями и разделяемыми ими океаническими котловинами. Это вполне относится и к Тихому океану. По выполненным нами подсчетам подводные окраины материков занимают в Тихом океане всего 10% его площади. При этом на материковые отмели приходится 1,7%, на материковые склоны и островные дуги — около 6%, а на глубоководные желоба — около 1,3%. Основная же часть океана — более 90% его площади — приходится на ложе. Хребты, валы и горные гряды в его преде-

лах в свою очередь занимают около 30%, а дно океанических котловин — 70%. Сходные цифры приводят по результатам своих подсчетов Менард и Смит (Menard, Smith, 1966) (табл. 4).

Подводные окраины материков далеко не во всех случаях имеют простую морфологию, будучи образованными двумя элементарными крупными поверхностями: материковым склоном и материковой отмелью. Именно в Тихом океане мы встречаем значительное разнообразие и сложность рельефа материковых окраин. Даже в случае наиболее простого двухкомпонентного состава (материковый склон и материковая отмель) морфология подводных окраин материков может быть осложнена за счет неровностей материковой отмели и склона в виде ступеней, уступов, возвышенностей, впадин, каньонов и горных хребтов. Это можно видеть на примере подводной окраины материка Северной Америки: местами материковая отмель оказывается расчлененной подводными долинами, узкими глубокими впадинами, а материковый склон, кроме сложного поперечного расчленения каньонами, местами расчленен также системой горных хребтов, ориентированных вдоль простирания склона. Однако особенно сложной оказывается подводная окраина материков в тех случаях, когда единая поверхность материкового склона расчленяется благодаря развитию мощных подводных или несущих на себе острова и полуострова горных хребтов, так называемых островных дуг. Развитие системы многочисленных островных дуг чрезвычайно характерно для всей западной периферии Тихого океана. Островными дугами поверхность материкового склона разбивается на ряд ступеней и уступов. Общее направление падения материкового склона в сторону океана оказывается при этом нарушенным обратным падением склонов горных хребтов островных дуг, обращенных к материку. Ступени материкового склона, отделенные от океана хребтами островных дуг, превращаются в более или менее замкнутые котловины краевых морей.

Вдоль западной окраины Тихого океана протягивается цепочка дуг: Алеутская, Курило-Камчатская, Японская, Нансей (Рюкю), Филиппинская, выдвинутая в сторону океана ветвь дуг — Идзу-Бонинская, Волкано, Марианская, Яп, Палау, затем прижатая к материку Австралии Ново-Гвинейская дуга, Западно-Меланезийская, Ново-Британская, Соломонова, Ново-Гебридская, Ново-Каледонская, Восточно-Меланезийская, Тонга, Кермадек и Новозеландская. Южная окраина океана отмечена развитием островной дуги Южно-Сандвичевых о-вов. Очень близка по своей морфологии к островным дугам (и в частности, к дугам Австрало-Азиатских морей) Центральная Америка, связывающая узким мостом материки Северную и Южную Америку. Система островных дуг отделяет от океана котловины краевых морей. Это котловины Берингова, Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Южно-Китайского, Яванского, Сулу, Целебесского, Молуккского, Ново-Гвинейского, Соломонова, Кораллового, Фиджи и Тасманова морей, хотя последнее занимает среди краевых морей совсем особое место, являясь по существу почти не обособленной частью океана, открытой в сторону Австралийского прохода. Общим для всех краевых морей является наличие глубокой, до 3000—5000 *м*, котловины, ограничиваемой со стороны материка крутыми уступами материкового склона, а со стороны океана — склонами горных хребтов островных дуг. Наряду с глубокой котловиной в краевых морях развиты в большей или меньшей степени и пространства материковых отмелей.

Степень развития материковой отмели по окраинам Тихого океана существенно меняется. Наиболее широко развита материковая отмель в Беринговом, Охотском, Восточно-Китайском, Южно-Китайском, Яванском морях. На остальном протяжении периферии океана мы видим лишь узкие полоски прибрежных отмелей. Большое пространство мелководий

лежат вблизи берегов Новой Зеландии — это так называемое Новозеландское плато. В некоторых случаях наблюдаются глубоко опущенные ступени материковой отмели: таковы материковая отмель центральной части Охотского моря, северной части Японского моря, южной части Ново-Гвинейского моря, отмель Новой Зеландии, отмели Антарктиды и отмель близ берегов Калифорнии, получившая в литературе название Калифорнийского бордерленда. Эти отмели лежат на глубинах порядка 1000—1500 *м* и могут быть названы отмелями лишь в относительном смысле слова. Вместе с тем они представляют, видимо, глубоко погруженную поверхность материковых равнин, о чем свидетельствуют следы сложного субаэрального реликтового рельефа. Сравнительно пологие склоны связывают эти погруженные участки материковых отмелей с прибрежными мелководьями, а крутые уступы материкового склона отделяют их от дна глубоких котловин.

Крутые уступы материкового склона Тихого океана обладают большей частью сложным расчленением. В тех случаях, когда они отделены от берега лишь узкой полосой выровненных мелководий, рельеф их обнаруживает большое сходство с рельефом прилегающей суши. Например, продолжения горных хребтов, горных отрогов и долин суши обнаружены во многих местах на поверхности материкового склона вдоль побережья Корякского хребта в Беринговом море, близ южной части Сахалина в Охотском море, вдоль побережья Приморья в Японском море.

Размеры глубоких котловин краевых морей западной половины Тихого океана подвержены значительным колебаниям. Эти котловины занимают большую часть площади таких морей, как Тасманово, Фиджи, Коралловое, Соломоново, Молуккское, Целебесское, Японское. Относительно меньшие площади занимают глубокие котловины Берингова и Южно-Китайского морей. Еще меньше относительные размеры глубоких котловин в Охотском и Восточно-Китайском морях, где они протягиваются в виде сравнительно узкого желоба вдоль ограничивающих их горных сооружений островных дуг. Дно глубоких котловин находится несколько выше, чем ложе океанических котловин западной половины Тихого океана, расположенное обычно на глубинах около 5500—6200 *м*. Максимальные глубины котловин краевых морей могут различаться довольно существенно: к числу наиболее глубоких относятся моря: Тасманово (5267 *м*), Фиджи (5303 *м*), Коралловое (5084 *м*). Наиболее мелкими являются котловины Ново-Гвинейского (2165 *м*) и Восточно-Китайского (2717 *м*) морей. Промежуточное положение занимают котловины Берингова моря (4096 *м*), Охотского (3374 *м*), Японского (3660 *м*) и Южно-Китайского (4663 *м*). Дно глубоких котловин краевых морей, как правило, представляет собой равнину, степень выровненности которой существенно меняется в различных морях. Кроме того, в пределы равнинного дна котловин в ряде случае проникают крупные горные хребты.

Через всю глубокую котловину Берингова моря протягивается в меридиональном направлении от м. Олюторского к Алеутским о-вам подводный хребет Ширшова. Глубоко в пределы этой котловины проникает с юга, от Алеутских о-вов, хребет Бауерса. В пределы дна глубокой котловины Охотского моря вдается подводный хребет, продолжающий выступ п-ова Терпения на Сахалине. Центральная часть глубокой котловины Японского моря занята двумя подводными хребтами (банка Ямато), которые можно рассматривать как продолжения горных сооружений островных дуг — Курило-Камчатской и Нансей. Сложные подводные хребты и гряды гор протягиваются на дне котловины Южно-Китайского моря. Хребет о-ва Хантер разделяет котловину моря Фиджи на две части — южную и северную. При этом в южной части моря Фиджи под-

водный хребет о-ва Норфолк отделяет от нее Ново-Каледонскую котловину. Последняя отделяется от котловины Тасманова моря подводным хребтом Лорд-Хау.

Кроме крупных подводных хребтов, в пределах глубоких котловин развиты менее крупные формы рельефа, обусловливающие характер и степень расчленения поверхности дна этих котловин от идеально выровненных плоских равнин до сильно расчлененных. Примерами почти горизонтальных плоских равнин могут служит поверхности дна глубоких котловин Берингова и Охотского морей, северной части дна котловины Японского моря, котловины Восточно-Китайского моря, а также Сулу, Целебесского, Молуккского. Напротив, сложным расчленением характеризуются южная часть дна котловины Японского моря, дно котловин морей Южно-Китайского, Ново-Гвинейского, Кораллового, Фиджи.

Особенно сложным оказывается расчленение поверхности дна глубоких котловин краевых морей в тех случаях, когда там имеют место формы глыбового тектонического дробления и формы вулканического происхождения. Таково, например, расчленение поверхности дна в Соломоновом море, в Коралловом море, в море Фиджи. Интересно отметить, что в некоторых котловинах краевых морей располагаются глубоководные океанические желоба, которые обычно находятся с океанской стороны островных дуг. Так, в котловине Соломонова моря расположены Ново-Британский и Бугенвильский желоба, в котловине Кораллового моря — Ново-Гебридский желоб. Глубины этих желобов резко превосходят глубины, характерные для дна котловин этих морей, достигая значений, свойственных типичным глубоководным океаническим желобам.

Горные сооружения островных дуг, отделяющие от открытого океана котловины краевых морей, представляют собой сложные морфологические образования, обладающие рядом характерных особенностей. Почти всем островным дугам Тихого океана свойственно существование двух различающихся по морфологии горных хребтов — внутреннего и внешнего, разделенных продольным понижением, распределение вулканических сооружений по системе продольных и поперечных рядов, наличие сопряженного с горным сооружением островной дуги глубоководного океанического желоба. На всем протяжении огромной гирлянды островных дуг, протягивающейся вдоль западной окраины Тихого океана от берегов Аляски до Новой Зеландии, характерные особенности морфологического комплекса островной дуги сохраняются почти неизменными, варьируя лишь в деталях, в степени развития отдельных частей комплекса.

Термин «островная дуга» получил широкое распространение, но постепенно смысл этого термина перерос его первоначальное значение. Многие авторы, применяя термин «островные дуги», подразумевают не только гирлянды островов, но и подводные части горных сооружений, несущих эти острова, сопряженные с этими горными сооружениями глубоководные океанические желоба и отгораживаемые от океана котловины краевых морей. Дугообразные очертания характерны для большинства островных дуг, но иногда эти системы бывают почти прямолинейными. Части островных дуг примыкают к материкам, образуя полуострова. В дальнейшем изложении мы будем пользоваться этим термином в его широком смысле.

Степень развития и морфологический характер внешнего и внутреннего хребтов островных дуг подвержены изменениям и различаются для отдельных дуг. Например, наиболее четко выражены оба хребта в Курило-Камчатской дуге, Японской, Марианской, Идзу-Бонинской, в Индонезийских дугах, в дугах Тонга и Кермадек, в дуге Соломоновых о-вов.

В некоторых случаях внешний хребет существует на протяжении лишь части горного сооружения островной дуги, как, например, в Алеутской дуге, где внешний хребет развит только в восточной части.

Неодинакова также и четкость морфологического выражения хребтов дуги. Сравнивая поперечные профили внешних хребтов, например Курило-Камчатской и Марианской дуг, можно видеть, что внешний хребет первой из них более мощный и обладает выпуклым профилем склона; во втором случае хребет менее мощный, склоны его вогнутые. Также более узкий профиль имеют хребты дуги Кермадек и Тонга.

В расположении вулканических сооружений, связанных с островными дугами, можно видеть отчетливо выраженную закономерность: они располагаются прежде всего по сводовым частям хребтов, причем внешний хребет в большинстве случаев полностью или в значительной мере лишен современных вулканов, тогда как во внутреннем хребте вулканизм выражен очень четко. Кроме продольных рядов вулканов, расположенных вдоль сводовой части хребтов, в ряде случаев наблюдаются поперечные и кулисообразные ряды вулканов. Такое расположение вулканов очень характерно, например, для Курило-Камчатской, Алеутской и Японской дуг.

Глубоководные желоба, сопряженные с горными сооружениями островных дуг, являются важным элементом сложного морфологического комплекса. Они свойственны всем без исключения дугам, но в разных случаях могут быть развиты в неодинаковой степени.

Цепочка глубоководных желобов, сопровождающая гирлянду островных дуг от берегов Аляски до Новой Зеландии, является по существу столь же непрерывной, как и цепь горных сооружений островных дуг, но морфологическое выражение желобов в ряде мест оказывается менее четким, чем у горных сооружений. Наиболее четко выражены глубоководные желоба: Алеутский (7822 *м*), Курило-Камчатский (9717 *м*), Японский (8412 *м*), Идзу-Бонинский (9810 *м*), Марианский (11 022 *м*), Яп (8786 *м*), Палау (8138 *м*), Нансей (7507 *м*), Филиппинский (10 497 *м*), Ново-Британский (8320 *м*), Бугенвильский (9140 *м*), Ново-Гебридский (7570 *м*), Тонга (10 882 *м*), Кермадек (10 047 *м*). Значительно менее отчетливо выражен желоб, располагающийся вдоль южной половины Японской дуги — близ о-вов Кюсю, Сикоку и южной части Хонсю (глубины порядка 5000 *м*). Так же слабо выражен желоб, протягивающийся вдоль горного сооружения о-ва Новая Гвинея (5300 *м*). Морфологически выражен довольно четко, но по своим глубинам значительно уступает наиболее характерным глубоководным желобам обнаруженный лишь недавно Западно-Меланезийский желоб, сопряженный с горными сооружениями архипелага Бисмарка. Во многом сходен с ним обнаруженный недавно желоб Витязя (Восточно-Меланезийский, 6150 *м*), сопряженный с подводным хребтом, несущим на себе о-ва Ануда, Митре, Дафф, Тикопия и Ротума. Не очень четко выражен в рельефе желоб Хикуранги, сопряженный с горным сооружением Новой Зеландии. До сих пор не обнаружены и, возможно, вообще не выражены в современном рельефе желоба близ дуги о-вов Лусон — Батаан — Тайвань, к востоку от Соломоновых о-вов, а также вдоль горного сооружения о-вов Маккуори (так называемого Новозеландского порога), протянувшегося от Новой Зеландии к юго-западу.

Для всех глубоководных желобов характерны: резко выраженная удлиненность, V-образный поперечный профиль, средняя крутизна склонов порядка 5—7°, расчленение склонов системой уступов и ступеней, наличие в понижениях оси желоба плоского выровненного дна. Глубина более 6500 *м*, служившая долгое время отличительным признаком глубоководных желобов, не является, как видно, теперь основным и един-

ственным показателем для их выделения. Желоба могут существовать на глубинах менее 6500 *м*, но во всех случаях они являются узким прогибом дна, сопряженным с горным сооружением островной дуги и входящим в его морфологический комплекс.

Один из склонов глубоководных краевых желобов, обращенный в сторону открытого океана, можно рассматривать как самую нижнюю часть материкового склона, другой, обращенный в сторону материка,— как склон океанского ложа. Глубоководные краевые желоба лежат у внешнего края переходной зоны, отделяя ее от ложа океана. Однако в некоторых случаях, как отмечалось выше, можно видеть подобные им глубоководные желоба, расположенные не у края переходной зоны, а внутри нее. Таков желоб Банда близ о-вов Танимбар и Кан в море Банда, желоба Ново-Британский и Бугенвильский в Соломоновом море, желоба Сан-Кристобаль, Санта-Крус и Ново-Гебридский в Коралловом море. В отличие от типичных краевых желобов мы будем называть их внутренними глубоководными желобами переходной зоны.

Глубоководные краевые желоба характерны не только для западной окраины Тихого океана, хотя именно там они образуют почти непрерывную депрессию и обладают наибольшими глубинами. На восточной окраине океана краевые желоба протягиваются вдоль почти всего побережья Южной Америки, от м. Горн до экватора,— это Перуанский и Чилийский желоба с максимальными глубинами 6601 и 8064 *м* — вдоль берегов Центральной Америки, примерно от 10-й до 20-й параллели с. ш. (Центрально-Американский или Гватемальский желоб с максимальной глубиной 6662 *м*). Вдоль побережья Северной Америки существует неглубокий и сравнительно нечетко выраженный в рельефе дна краевой желоб Цедрос с максимальной глубиной 6225 *м*. Все эти три желоба не связаны с островными дугами, но лежат непосредственно у подножия материкового склона. Однако заметим, что материковый склон вдоль восточной окраины Тихого океана является одновременно склоном краевых горных сооружений материков Южной и Северной Америки. Эти горные сооружения во многом напоминают островные дуги, как бы примкнувшие к материкам Южной и Северной Америки, а в Центральной Америке — дугу, примыкающую к переходной зоне Мексиканского залива и Карибского моря, которая близка по своим морфологическим особенностям переходной зоне Австрало-Азиатских морей.

Краевые глубоководные желоба развиты таким образом на значительном протяжении периферии Тихого океана — примерно на 60%. Однако на протяжении остальных 40% желобов нет. В ряде случаев это объясняется местным выклиниванием желобов или разрывом их цепи местными поднятиями, но протяженность таких участков составляет лишь около 10% общей протяженности периферии океана. Примерно 30% периферии составляют относительно просто устроенные материковые склоны, у подножия которых нет современных глубоководных краевых желобов.

Сочетание разнообразных форм рельефа заставляет рассматривать подводные окраины материков в Тихом океане не как простое боковое обрамление материкового поднятия, не как простой материковый склон, а как сложную переходную зону между материком и ложем океана. В пределах этой зоны осуществляется не только переход между двумя важнейшими гипсометрическими уровнями Земли, но и переход между двумя областями — материковой и океанической, различающимися наиболее глубоко по геологическому строению как коры, так и верхней мантии Земли. Поэтому особенности морфологии переходной зоны, в значительной мере отражающие характер тектоники, представляют большой интерес для понимания тектонических условий в связи с развитием коры и верхней мантии.

В морфологическом отношении подводные окраины материков следует рассматривать в общем случае именно как сложную переходную зону, состоящую из нескольких морфологических провинций. Лишь в простейшем случае подводная окраина материков состоит из двух провинций, т. е. из материковой отмели и материкового склона, в остальных случаях мы встречаемся с набором таких дополняющих их провинций, как опущенные ступени материковой отмели (иногда не совсем удачно называемые материковыми бордерлендами), верхний и нижний уступы материкового склона (разделенные ступенями или горными хребтами), ступени материкового склона, дно краевых котловин, горные хребты типа островных дуг, краевые глубоководные океанические желоба. Сопоставляя морфологию различных участков переходной зоны по периферии Тихого океана, мы можем выделить по крайней мере три основных типа этой зоны. Первый тип — это просто устроенная переходная зона, разделяющая материковое поднятие и ложе океана. Второй тип характеризуется сложным сочетанием различных морфологических провинций, располагающихся между материковым поднятием и ложем океана. Третий тип — это также сложная переходная зона, но лежащая между двумя океанами или частями океанского ложа.

Первый тип переходной зоны характерен почти для всей восточной и южной периферии океана. Наиболее типичными примерами могут служить участки переходной зоны близ побережья Северной Америки к северу от 30-й параллели с. ш., близ берегов Австралии и у берегов Антарктиды. Несколько сложнее устроены участки переходной зоны близ берегов Южной и Центральной Америки, а также близ берегов Северной Америки к югу от 30-й параллели с. ш. (где развиты краевые глубоководные желоба). Однако с некоторой степенью условности можно отнести их все же к числу участков переходной зоны первого типа. Второй тип переходной зоны очень характерен для западной окраины Тихого океана — это гирлянды островных дуг и краевых морей от Алеутских о-вов до Филиппинских. Примерами переходной зоны третьего типа могут служить островные дуги Молуккских о-вов, Западно-Меланезийская, Ново-Британская, о-вов Соломоновых, Санта-Крус, Восточно-Меланезийская, Ново-Гебридская, Новой Каледонии, Тонга, Кермадек, Новозеландская, а также подводные хребты о-вов Лорд-Хау Норфолк, Хантер и Южно-Фиджийский хребет с заключенными между ними глубокими котловинами морей Целебесского, Молуккского, Хальмахера, Серам и Банда, Соломонова моря, Ново-Гебридской, Южной и Северной котловинами моря Фиджи, Ново-Каледонской котловиной, а также переходная зона пролива Дрейка и моря Скотия с Южно-Сандвичевой дугой в южной части океана и переходная зона Мексиканского залива и Карибского моря в восточной части обрамления Тихого океана.

Морфология переходной зоны осложняется в некоторых случаях благодаря тому, что участки ее оказываются выдвинутыми в пределы открытых пространств океана. Так, морфология переходной зоны второго типа в западной части океана значительно осложнена тем, что островные дуги Идзу-Бонинская, Марианская, Яп и Палау далеко выдвинуты от материка в океан на расстояние до 900 миль, отделяя от открытого океана огромную Филиппинскую котловину, которая лишь очень условно может быть названа аналогом котловин краевых морей. Еще сложнее оказывается рельеф дна в юго-западной части океана, где переходная зона третьего типа оказывается выдвинутой в пределы океанского ложа, начиная от района Новой Гвинеи и далее на юго-восток до Новой Зеландии, заканчиваясь широким подводным поднятием, известным как Новозеландское плато. При этом между переходной зоной и материком Австралии располагается часть типичного ложа океана — дно котловины Тасманова

моря, не ограничиваемое с юга какой-либо островной дугой или подводным хребтом.

Собственно ложе Тихого океана также весьма неоднородно по своей морфологии. Рассматривать его как равнину можно лишь в самом первом приближении. Новые батиметрические карты показывают, что в действительности ложе Тихого океана имеет весьма сложный рельеф, характер которого существенно меняется от места к месту. Не только выдвинутое в океан звено островных дуг — Идзу-Бонинской, Марианской, Яп и Палау — в северном полушарии и Западно-Меланезийской, Ново-Британской, Соломоновой, Ново-Каледонской, Ново-Гебридской, Восточно-Меланезийской, Тонга, Кермадек и Новозеландской в южном полушарии, но и ряд других крупных поднятий и горных хребтов разделяют ложе океана на ряд относительно равнинных областей. Участки ложа океана, разделяемые поднятиями различного типа, с некоторой долей условности можно назвать котловинами. Условность такого определения заключается в том, что котловины океанского ложа не вполне и не в одинаковой степени обособлены друг от друга, но морфологически — это все же скорее всего котловины.

Как поднятия, так и разделяемые ими котловины океанского ложа по своей морфологии имеют одновременно много общего, но и отличаются друг от друга. Поднятия ложа океана большей частью смыкаются друг с другом, но тем не менее морфологически они различаются главным образом по размерам и форме профиля. Котловины между ними, являясь в общем равнинными областями, значительно различаются по степени расчленения их поверхности.

Система поднятий ложа Тихого океана складывается из нескольких высоких подводных горных хребтов, частично поднимающихся своими вершинами над поверхностью воды, из цепей отдельных подводных гор, широких и сравнительно невысоких валов. С севера на юг протягивается гряда подводного Северо-Западного хребта (иногда называемого Императорскими горами), начинающегося вблизи Командорских о-вов и спускающегося к югу примерно до 30-й параллели с. ш. В этом месте направление гряды резко меняется на юго-восточное, а ее вершины поднимаются над водой, образуя цепочку Гавайских о-вов, по которым хребет назван Гавайским. С запада к Гавайскому хребту примыкает цепь подводных гор Маркус-Уэйк-Неккер (иногда называемая также Срединно-Тихоокеанскими горами). К югу от этих гор, примерно в юго-восточном направлении, протягиваются две подводных горных гряды: к югу от о-ва Маркус тянется гряда гор, надводные вершины которых образуют архипелаги о-вов Маршалловых, Гилберта и Эллис, а к югу от о-ва Джонстон — гряда гор с о-вами Лайн и примыкающая к ней с юга гряда гор с о-вами Туамоту (Россиян). Между этими двумя крупными горными системами лежит еще одна гряда подводных гор, не смыкающаяся на севере с грядой гор Маркус-Уэйк-Неккер. Эта гряда начинается на севере о-вами Хауленд и Бейкер, тянется через о-ва Феникс и Токелау, Кука (Северные) и о. Суворова. Примерно на протяжении этой гряды к юго-востоку, но не являясь непосредственным ее продолжением, лежат две гряды гор, вершины одной из которых образуют о-ва Общества (Таити), а второй, более южной,— о-ва Кука и Тубуаи. В западной части океана, к югу от Марианских о-вов, примерно в широтном направлении протягивается гряда подводных гор, вершины которых образуют цепь Каролинских о-вов.

К югу от этой горной гряды в меридиональном направлении идут два широких вала, несущих соответственно о-ва Эауripик и Капинга-маранги. Примерно в меридиональном направлении тянется через Филиппинскую котловину подводный хребет Кюсю-Палау.

Горы о-вов Туамоту (Россиян) лежат на западном крыле широкой возвышенности с пологими склонами, вытянутой также примерно в юго-восточном направлении. Продолжаясь далее к юго-востоку, эта возвышенность, или, как мы будем называть ее, вал примыкает в районе о-ва Пасхи к Восточно-Тихоокеанскому поднятию.

Это чрезвычайно широкий хребет, протягивающийся на огромное расстояние на север примерно до о-ва Клиппертон, а на юг почти до берегов Антарктиды, где он переходит в Южно-Тихоокеанское поднятие. Близ подножия материкового склона Антарктиды, в районе между 150-м и 170-м меридианами в. д., этот хребет смыкается с Австрало-Антарктическим поднятием Индийского океана. К востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия протягиваются еще четыре хребта значительно меньших размеров: хребет Кокосовый, идущий от Галапагосских о-вов к Кокосовым о-вам и далее в направлении к берегам Центральной Америки, широтно ориентированный хребет Корнеги, хребет Наска, протягивающийся от района о-ва Пасхи в направлении берегов Перу, Западно-Чилийский вал, протягивающийся из района к югу от о-ва Пасхи на юго-восток, в направлении к берегам Южной Америки, примерно в район п-ова Тантао.

Эта система поднятий океанского ложа дополняется весьма характерными краевыми валами, представляющими собой пологие поднятия поверхности ложа высотой всего 100—200 *м*, сопряженные с краевыми глубоководными желобами переходной зоны. Краевые валы — очень закономерное образование — и наблюдаются почти повсеместно вблизи краевых желобов, но были выявлены сравнительно недавно, поскольку высота их незначительна.

Сравнивая отдельные звенья этой огромной системы поднятий ложа Тихого океана, можно видеть, что они разделяются на несколько характерных типов.

Наиболее значительной морфологической провинцией, безусловно, является Восточно-Тихоокеанское поднятие, являющееся аналогом таких срединно-океанических хребтов, как Срединно-Атлантический и Срединно-Индоокеанский. Широко распространены также менее значительные по своим размерам валы, но также довольно широкие, невысокие и с пологими склонами,— они составляют вторую разновидность поднятий. Таковы валы Эауринпик и Капингамаранги, вал к востоку от о-вов Туамоту, вал к юго-востоку от о-ва Пасхи, Кокосовый хребет, а также валы, лежащие в основании Гавайского хребта и в основании гряд подводных гор, таких, как горы Маркус-Уэйк-Неккер. Гряды подводных гор составляют третью разновидность поднятий ложа Тихого океана. Это главным образом обособленные горы более или менее правильной конической формы, иногда с плоской вершиной, концентрирующиеся в определенной полосе, а иногда смыкающиеся в вытянутые монолитные массивы. Особенно широко развиты большие монолитные массивы в Гавайском подводном хребте, являющимся примером четвертой разновидности подводных поднятий. К числу таких поднятий можно отнести также хребет Наска. Близок к ним по своей морфологии, но вместе с тем, по-видимому, представляет собой особую, пятую разновидность — сочетание не конических, а крупных глыбовых гор — хребет Кюсю-Палау. Наконец, краевые валы составляют шестую разновидность поднятий ложа океана.

Кроме этих крупных поднятий, образующих сложную и вместе с тем более или менее единую морфологическую систему, на ложе Тихого океана можно видеть многочисленные возвышенности, обособленные горы, массивы гор и горные хребты относительно небольшой протяженности, которые не определяют разделения ложа океана на котловины.

Число котловин Тихого океана довольно значительно, а размеры их колеблются в широких пределах. Наиболее крупной является Северо-

Восточная котловина, ограничиваемая на западе Северо-Западным и Гавайским подводными хребтами и горной грядой о-вов Лайн, на юге — валом о-вов Туамоту и Восточно-Тихоокеанским поднятием, а на севере и на востоке — подводной окраиной материка Северной Америки.

Поверхность дна этой котловины имеет общий наклон на запад в своей северной половине и на северо-запад — в южной. Характерной особенностью рельефа дна Северо-Восточной котловины является широкое развитие зон разломов, имеющих примерно широтное простирание и протягивающихся на огромные расстояния. Эти зоны разломов, известные под названиями Мендосино, Пионер, Меррей, Кларион и Клиппертон, хорошо изучены американскими исследователями (Menard, 1953, 1955, 1959), а советскими экспедициями на «Витязе» прослежены западнее, в центральной части океана. Морфология зон разломов меняется вдоль их простирания. Местами это региональные сбросы, разделяющие участки дна котловины, лежащие на различных уровнях, местами — зоны интенсивного расчленения поверхности дна, где сочетаются узкие глубокие (глубже среднего уровня ложа океана) желоба и горные гребни, а местами — характерные асимметричные хребты и скопления отдельных подводных гор. Зоны разломов разделяют дно Северо-Восточной котловины на несколько ступеней, различающихся по своему уровню. Северная ступень имеет средний уровень около 4500 *м* глубины, между разломами Мендосино и Меррей — 5400 *м*, между Меррей и Кларион — 5000 *м* и, наконец, между Кларион и Клиппертон — 4700 *м*. Наиболее глубокой является северо-западная часть котловины вблизи Гавайских о-вов и Гавайского подводного хребта, где отмечается широкий прогиб, известный под названием Гавайского прогиба, с максимальной глубиной 6830 *м*. Отдельные большие глубины приурочены также к зонам разломов.

Все остальные котловины ложа Тихого океана уступают в размерах Северо-Восточной котловине. Северо-Западная котловина лежит к западу от Северо-Западного и Гавайского хребтов и ограничивается на юге грядой подводных гор Маркус-Уэйк-Неккер, на западе — островными дугами Волкано и Идзу-Бонинской, а на северо-западе Японской и Курило-Камчатской. Ложе этой котловины располагается на глубинах около 5500—6000 *м*, но местами глубины возрастают до 6500 *м* в узких желобах, связанных с зоной разлома, протягивающейся примерно в северо-восточном направлении. К югу от Северо-Западной котловины, за грядой гор Маркус-Уэйк-Неккер, располагается Марианская котловина, ограничиваемая на западе Марианской островной дугой. Восточный край этой котловины определяется грядой подводных гор Маршалловых о-вов, южный — грядой гор Каролинских о-вов. Глубины в Марианской котловине достигают 6410 *м*. К западу от Марианской котловины лежит большая Филиппинская котловина, примыкающая на севере к Японской островной дуге и дуге Нансей, на западе — к Филиппинской дуге, а с востока и с юга ограничиваемая гирляндой дуг Идзу-Бонинской, Волкано, Марианской, Яп и Палау. Дно Филиппинской котловины чрезвычайно сложно. Кроме упоминавшегося выше подводного хребта Кюсю-Палау, протягивающегося в меридиональном направлении и делящего котловину на собственно Филиппинскую и Западно-Марианскую, здесь расположены крупные возвышенности — возвышенность Бородино в северной части котловины и возвышенность Ансом — в западной части. Примерно в северно-западном направлении пересекает котловину крупная зона разлома, вдоль которой ориентированы узкие глубокие желоба с относительной глубиной до 900 *м* и такие же узкие гребни высотой около 1000 *м*. Максимальная глубина Филиппинской котловины — 6745 *м*.

К югу от Филиппинской и Марианской котловин лежат три котловины, размеры которых последовательно возрастают в направлении к во-

стоку. Это Западно-Каролинская (4902 *м*), Восточно-Каролинская (5230 *м*) и Меланезийская (5395 *м*) котловины. Дно этих котловин сложно расчленено, а Восточно-Каролинская котловина почти разделена надвое меридиональными горными хребтами.

Центральную часть океана занимает котловина, называемая также Центральной. На севере она ограничена грядой гор Маркус-Уэйк-Неккер, на западе — грядой гор Маршалловых о-вов и о-вов Гилберта и Эллис, на юге — поднятиями о-вов Самоа, Кука и Тубуаи, на востоке — грядой гор о-вов Лайн. Центральная котловина — одна из наиболее сложных котловин Тихого океана в смысле сложности расчленения ее дна. Глубины в ней в среднем около 5800 *м*, но местами в желобах достигают 6900 *м*. Южная граница котловины несколько условна, поскольку поднятия о-вов Самоа, Кука и Тубуаи не образуют единого сплошного барьера. Южнее цепи этих поднятий лежит обширная Южная котловина. Западный край ее ограничен островными дугами Тонга, Кермадек и Новой Зеландии, Новозеландским подводным плато и поднятием о-вов Баллени. С востока котловина обрамляется Восточно-Тихоокеанским поднятием, с юга — Южно-Тихоокеанским. Поверхность дна Южной котловины имеет рельеф относительно простой, приближающийся по своему характеру к рельефу дна Северо-Восточной котловины. Глубины в котловине колеблются около 5500 *м*, максимальные глубины порядка 6000 *м*.

Между Австралией на западе и подводным хребтом Лорд-Хау (северо-западный Новозеландский хребет), поднятием Новой Зеландии и Новозеландского плато на востоке лежит котловина Тасманова моря, или Тасманова котловина. Следует заметить, что в юго-западной части эта котловина обрамляется южным выступом материка Австралии с о-вом Тасмания и подводной возвышенностью Милл, расположенной к югу от Тасмании. Однако южнее существует довольно широкий проход, связывающий Тасманову котловину с Южно-Австралийской котловиной Индийского океана. Глубины в пределах Тасмановой котловины колеблются около 4800 *м*, максимальная глубина — 5944 *м*.

Между Южно-Тихоокеанским поднятием на севере и подводной окраиной материка Антарктиды на юге лежит котловина Беллинсгаузена с глубинами до 5700 *м*. Севернее этой котловины, между Восточно-Тихоокеанским поднятием и материком Южной Америки, располагаются последовательно котловины: Чилийская (максимальная глубина 5021 *м*), Перуанская (максимальная глубина 5660 *м*), Панамская и Гватемальская с наибольшей глубиной 5312 *м*. Эти котловины разделяются друг от друга валами и хребтами Западно-Чилийским, Сала-и-Гомес, Наска, Корнеги, Кокос.

Особое положение занимают котловины Ново-Гвинейская, Соломонова, Коралловая, Ново-Гебридская, Ново-Каледонская, Северная и Южная Фиджийские, рассматриваемые нами как части переходной зоны, выдвинутой в пределы океана.

На фоне наиболее крупных черт рельефа ложа Тихого океана, определяемых системой поднятий и разделяемых ими котловин, располагается целый ряд относительно малых форм: упоминавшиеся нами подводные горы, разломы, возвышенности и хребты. Количество этих форм и размещение их в пределах отдельных котловин и поднятий меняются и создают многообразие морфологических провинций океанского ложа.

Выровненные поверхности дна занимают в Тихом океане сравнительно небольшие пространства. Преобладают при этом четыре основных типа поверхностей: поверхности прибрежных и материковых отмелей, вершинные поверхности и пологие склоны поднятий тропической зоны океана, аккумулятивные шлейфы у подножия подводных поднятий и островов и, наконец, аккумулятивные равнины на дне котловины.

Распространение этих относительно выровненных поверхностей подчинено довольно сложной закономерности.

Заканчивая общее описание наиболее крупных особенностей рельефа дна Тихого океана, мы должны все же отметить некоторые характерные черты. Прежде всего — это неоднородность подводного рельефа не только в переходной зоне, но и в пределах ложа океана. Разнообразие крупных форм позволяет предполагать существование эволюции структур океанского ложа, определяющей развитие рельефа. Правда, вряд ли можно объединить в единый эволюционный ряд все вообще формы рельефа дна этого величайшего пространства Земли. Вместе с тем можно наметить несколько эволюционных рядов, в пределах которых формы, находящиеся предположительно в разных стадиях развития, все же достаточно близки друг к другу, обнаруживая генетическую связь между собой и отмечая последовательность развития. Конечно, уверенные суждения об эволюции форм могут быть сделаны лишь в том случае, если результаты чисто морфологического анализа будут дополнены анализом тектоники и глубинного строения земной коры и верхней мантии Земли, с одной стороны, и анализом условий осадконакопления — с другой.

3. Микрорельеф дна Тихого океана

Микрорельеф дна Тихого океана чрезвычайно разнообразен. Однако, сопоставляя характер микрорельефа и характер более крупных форм рельефа дна, которым этот микрорельеф свойствен, можно сделать определенные выводы о закономерностях его распределения.

Материковая отмель характеризуется большим разнообразием форм микрорельефа дна: здесь отмечаются формы, созданные деятельностью волн и течений, скопления раковин моллюсков, следы жизнедеятельности донных организмов. Материковый склон обладает столь же широким разнообразием форм микрорельефа, как и материковая отмель. К отмеченным выше формам добавляются здесь обнажения коренных пород на поверхностях склонов, промываемых течениями и волновыми движениями воды, а также эрозионные разрезы дна в подводных каньонах (прил. 17—19, 23, 24). На дне океанических котловин характерен спокойный микрорельеф аккумулятивных толщ осадков, осложняемый следами донных животных (прил. 5, 12), а во многих районах особым хемогенным типом микрорельефа — созданным скоплениями железо-марганцевых конкреций и корок (прил. 1, 13). Придонные движения воды создают на дне глубоких котловин своеобразные формы микрорельефа, во многом близкие наблюдаемым на мелководьях (прил. 2).

Поверхности различного рода поднятий, гор и хребтов Тихого океана несут на себе разнообразные формы микрорельефа. В тропической зоне, где характерно образование шапок карбонатных осадков, микрорельеф этих покровов относительно прост, характерны биогенные формы (прил. 10, 11, 14, 15). За пределами зоны карбонатного осадконакопления, а в ряде случаев и в этой зоне вершинные поверхности приобретают характерный микрорельеф, свойственный областям с высокой динамикой придонных вод: здесь встречаются обнажения коренных пород, россыпи крупнообломочного материала, знаки ряби, промоины, специфическая донная фауна (прил. 3, 4, 6—9, 16—24).

Обобщение материалов подводного фотографирования в Тихом океане может дать ответы на многие вопросы о динамике рельефа дна. Однако такое обобщение не входило в задачи настоящей работы, и читатель может найти ответ на интересующие его вопросы в «Атласе фотографий дна Тихого океана» (Зенкевич, 1970).

Глава третья

КОТЛОВИНЫ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

1. Северо-Западная котловина

Значительную часть северной половины Тихого океана, почти весь северо-западный квадрант, занимает Северо-Западная котловина. Ложе этой котловины рассматривается нами как часть Тихоокеанского талассократона — Северо-Западный талаплен. Обрамление Северо-Западного талаплена образуют на северо-западе геосинклинальные складчатые горные сооружения Курило-Камчатской островной дуги и сопряженный с ней современный геосинклинальный желоб. На западе обрамление талаплена создают также геосинклинальные складчатые горные сооружения восточного звена Японской островной дуги (о-ва Хоккайдо и Хонсю) и протягивающиеся к югу от о-ва Хонсю горные сооружения и желоба геосинклинальной Идзу-Бонинской островной дуги. На юге Северо-Западный талаплен ограничен поднятиями гор Маркус-Уэйк и гор Уэйк-Неккер (Центрально-Тихоокеанский вал), а на востоке — Гавайским островным горным хребтом, его северным продолжением — подводным Северо-Западным хребтом (Императорские горы) и подводной возвышенностью Обручева.

Дно Северо-Западной котловины представляет собой огромную равнину, слегка приподнятую вдоль северо-западного и западного краев, вдоль обрамляющих ее глубоководных желобов. В центральной части котловины находится крупное сводовое поднятие — подводная возвышенность Шатского. По всему пространству ложа котловины разбросаны многочисленные подводные холмы и горы, протягивается ряд узких желобов-разломов (рис. 25).

Конфигурация Северо-Западного талаплена в указанных границах напоминает треугольник, северная вершина которого лежит близ Камчатского пролива, юго-западная — близ о-вов Бонин, а юго-восточная — близ о-ва Неккер (Гавайские о-ва). Размеры этого треугольника весьма значительны: в направлении с севера на юг — около 2000 миль, в направлении с востока на запад — около 2700 миль.

Морфологическая обособленность Северо-Западной котловины от других котловин Тихого океана неодинакова и зависит от того, в какой степени монолитными и высокими являются обрамляющие ее горные сооружения и поднятия. Так, горные сооружения Курило-Камчатской и Японской островных дуг являются в большой степени монолитными и высокими барьерами, на значительном протяжении поднимающимися над уровнем океана. Поэтому отгораживаемые ими краевые котловины Охотского и Японского морей хорошо обособлены от Северо-Западной котловины. Вместе с тем горное сооружение Идзу-Бонинской дуги обладает монолитным цоколем сравнительно небольшой высоты, венчаемым лишь цепочкой обособленных гор и островов, как что связь Северо-Западной котловины с Западно-Марианской оказывается более тесной. Горные сооружения восточного обрамления котловины — Гавайский хребет, Северо-Западный хребет и возвышенность Обручева — обладают значительной высотой, но все же на большем своем протяжении скрыты водами океа-

на и разбиты на ряд массивов глубокими понижениями — седловинами, так что связь Северо-Западной котловины с Северо-Восточной оказывается достаточно тесной. Наименее четким является южное обрамление Северо-Западной котловины, поскольку система гор Маркус-Уэйк представляет собой скопление одиночных подводных гор, массивный цоколь которых имеет очень небольшую высоту над уровнем талаплена. Глубокий проход отделяет горы Маркус-Уэйк от горной системы Уэйк-Неккер, которая по своей морфологии более монолитна. Вследствие этого обособленность Северо-Западной котловины от лежащей к югу от нее Восточно-Марианской котловины оказывается очень малой, а от Центральной котловины — несколько большей.

Поверхность талаплена представляет собой в общем огромную равнину, слегка наклоненную с северо-запада на юго-восток. При этом глубины над поверхностью равнины меняются от 4800—5200 *м* по северо-западной периферии до 6100—6200 *м* по ее южной периферии.

Для преобладающей части пространства этой равнины наиболее характерными являются глубины порядка 5600—5800 *м* в северной половине ее и порядка 6000—6100 *м* — в южной половине. На этом общем фоне отмечаются максимальные глубины порядка 6500—6900 *м*, связанные с локальными понижениями дна типа узких желобов-разломов. Таковы, например, глубины 6892, 6882, 6835 *м* и т. д. в юго-западной части талаплена, 6520, 6603, 6671, 6987 *м* — в юго-восточной части талаплена и 6671 *м* — в северо-восточной части его. Среди них максимальной является глубина 6987 *м*, лежащая в точке 168°27′ в. д. и 26°13′ с. ш. Следует заметить, что на некоторых морских навигационных картах для Северо-Западной котловины имеются также отметки глубин, превышающие 7000 *м*, как, например, 7082, 7373 и 7384 *м*. Однако существование их пока не подтвердилось контрольными измерениями, и хотя в принципе оно и не исключается, но кажется сравнительно маловероятным. Минимальные значения глубин в пределах Северо-Западной плиты связаны с вершинами отдельных подводных гор и вершинами крупной подводной возвышенности Шатского. Так, например, вершины гор поднимаются до глубин: г. Сысоева — 3678 *м*, г. Сметанина — 1916 *м*, г. Риофу-Мару — 2829 *м*, г. Исакова — 1393 *м*, г. Макарова — 1342 *м*, г. Гвадалупе — 2794 *м*. Вершины возвышенности Шатского лежат на глубинах 1962, 3130 и 3845 *м*. Поверхность Северо-Западного талаплена имеет сложный рельеф (рис. 26). На всем протяжении его северо-западная и западная окраины приподняты, образуя крупные сводовые поднятия — краевой вал Зенкевича вдоль Курило-Камчатского желоба, Японский и Идзу-Бонинский краевые валы вдоль соответствующих желобов. Высота этих краевых валов незначительна: над средним уровнем талаплена они подымаются всего на 400—800 *м*, достигая глубин порядка 4800—5200 *м*, но ширина их довольно велика — порядка 100—180 миль. Поперечный профиль краевых валов большей частью асимметричен: обращенный к глубоководным желобам склон круче, а склон в сторону центральной части талаплена — положе. Для поверхности валов характерно преобладание крупнохолмистого и крупноглыбового рельефа. Высота отдельных холмов и глыб — порядка 50—100 *м*. Особенно широко распространен такой тип рельефа на поверхности вала Зенкевича. Поверхность Японского вала более выровнена и имеет характер мелкохолмистого и волнисто-равнинного рельефа с высотой отдельных неровностей до 50 *м*. Идзу-Бонинский имеет значительно более сложный гористый рельеф, с преобладанием гор высотой в несколько сотен и даже в 1—2 тыс. *м*. Особенно большое скопление гор наблюдается в районе стыка Японского и Идзу-Бонинского валов и в северной части Идзу-Бонинского вала — здесь можно насчитать около двух десятков гор высотой порядка 2000—3000 *м*, верши-

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ

ФИЗИОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

0
2000
4000
6000
8000
10000

Шкала глубин в м

120 130 140 150 160 170 180 170

60 50 40 30 20 10 0 10 20

Равнины волнистые аккумулятивные

Равнины абразионно-аккумулятивные

Равнины мелкохолмистые (с относительными высотами холмов до 200 м)

Равнины плоские слабонаклонные суспензионно-аккумулятивные

Равнины крупнохолмистые (с относительными высотами холмов от 200 до 500 м)

Равнины плоские субгоризонтальные суспензионно-аккумулятивные

Зоны тектонического дробления (с амплитудой расчленения до 500 м)

Рис. 25. Физиографическая карта западной части Тихого океана. Сост. Н. А. Марова

Заказ 2478

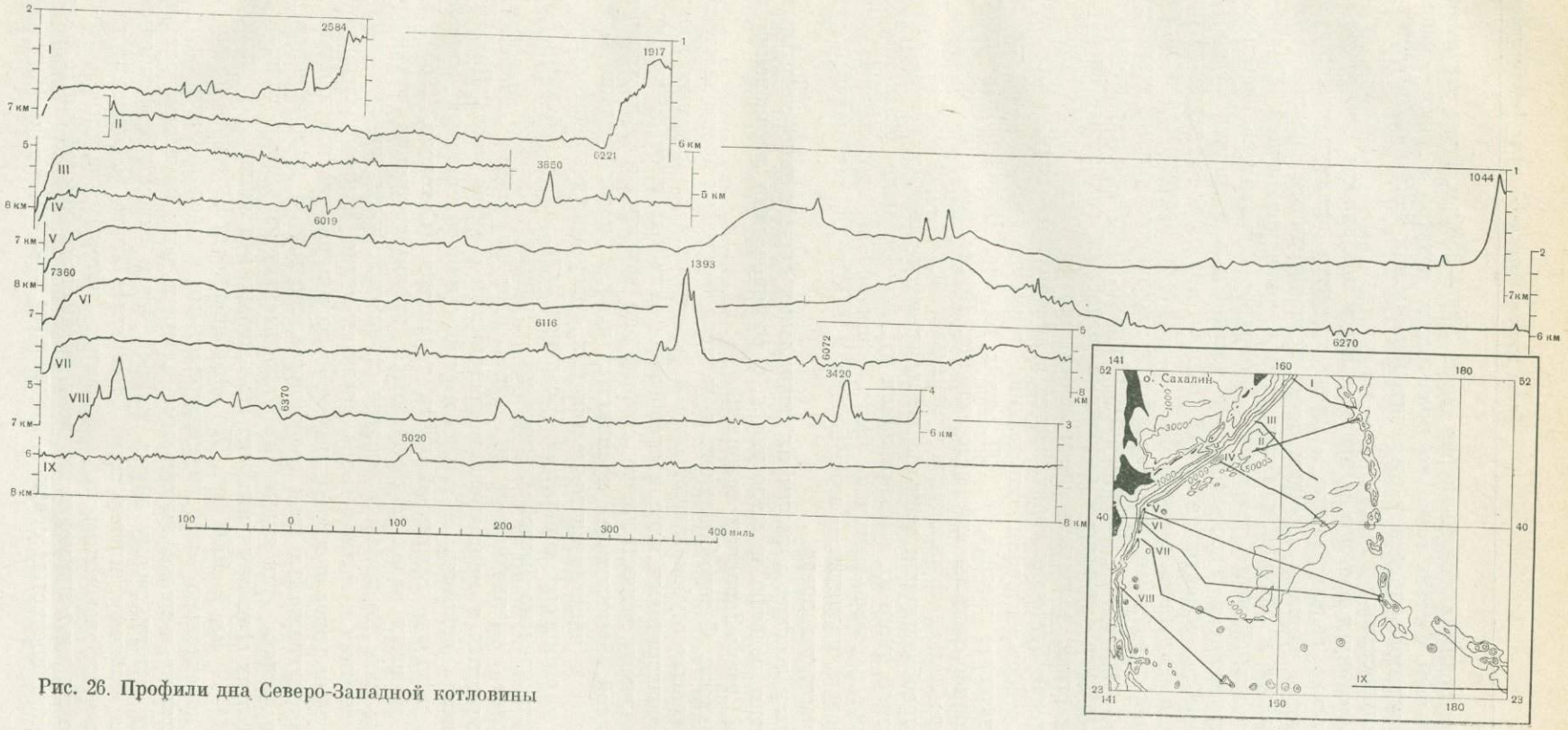


Рис. 26. Профили дна Северо-Западной котловины

ны которых поднимаются до глубин около 2000—3500 *м*. Горы эти имеют форму большей частью довольно правильных конусов и реже — форму блоков с крутыми склонами и горизонтальными или наклонными вершинными поверхностями.

К юго-востоку и востоку от краевых валов поверхность Северо-Западного талаплена выравнивается и имеет характер преимущественно полого-волнистой равнины с общим очень незначительным уклоном к югу, что отмечается в рисунке изобаты 6000 *м*, оконтуривающей обширные понижения южной части талаплена. Поверхность талаплена испытывает также погружение в северо-восточной части вдоль подножия Северо-Западного хребта, образуя линейный прогиб примерно меридионального простирания с глубинами более 6000 *м*. Местами поверхность этой равнины приобретает холмистый характер и нарушается узкими желобами, уступами и отдельными обособленными горами. Довольно характерно сочетание глыбового рельефа с глубокими желобами, создающее впечатление об участках дробления поверхности плиты. Часть таких участков дробления как будто бы укладывается в линейную систему, протягивающуюся в северо-восточном направлении примерно параллельно оси Курило-Камчатского желоба, в 300 милях от нее. Впрочем изученность этой линейной системы еще недостаточна. Кроме нее в различных частях Северо-Западного талаплена отмечены и другие желоба-разломы, для которых преобладающим направлением является, видимо, северо-восточное. Особенно много их в юго-западном и в юго-восточном углах талаплена, а также в северо-восточной части, примерно на продолжении крупного сводового поднятия — возвышенности Шатского, занимающей центральную часть талаплена.

Характер осадков и темпы их накопления существенно сказываются на развитии рельефа и согласуются с особенностями расчленения поверхности Северо-Западного талаплена.

Поверхность Северо-Западного талаплена выстилают преимущественно мелкозернистые глубоководные осадки размерности от крупных алевритов, мелкоалевритовых илов и алевритово-глинистых илов до глинистых илов. По своему вещественному составу они варьируют от насыщенных органогенной составляющей кремнистых и известковых осадков до марганцевистых и марганцевисто-железистых, содержащих значительное количество марганцевых конкреций (Безруков и др., 1961; Лисицын и др., 1966). Относительно быстрыми темпами — порядка 10—30 *мм* в 1000 лет (по данным Романкевича и др., 1964) идет накопление кремнистых, слабокремнистых и марганцевисто-кремнистых осадков вдоль Японского вала и вала Зенкевича, а также марганцевисто-кремнистых осадков в северной половине равнинной части талаплена (Соколова, 1965). При этом на краевых валах накапливаются преимущественно алевритово-глинистые илы. Размерность осадков становится более крупной на глыбовых поднятиях и холмах валов, достигая мелко- и крупноалевритовой. За пределами валов в южной половине равнинной части талаплена накапливаются глинистые илы слабомарганцевистого и марганцевисто-железистого состава (так называемые красные глубоководные глины). Накопление этих осадков происходит значительно медленнее — со скоростью порядка 4—7 *мм* в 1000 лет. На возвышенности Шатского осадки становятся значительно более крупнозернистыми и представлены алевритово-глинистыми и мелкоалевритовыми илами и даже крупными алевритами, а по составу своему они в нижней части склонов возвышенности являются слабомарганцевистыми. Вершинные плато возвышенности покрыты уже слабоизвестковыми осадками, о которых известно, что накопление их идет примерно на порядок быстрее, чем обычных пелагических марганцевистых осадков. Медленным темпам накопления осадков

южной части плиты хорошо соответствует широкое распространение там марганцевых конкреций (прил. 1—4).

Накопление быстрыми темпами относительно крупнозернистых осадков приводит на краевых валах к выравниванию мелких неровностей рельефа, но не может вызвать захоронения под осадочным покровом крупных холмов и глыбовых поднятий. Особенно интенсивным оказывается выравнивание в области накопления кремнистых осадков. Медленное накопление глинистых илов ведет к сохранению холмистого рельефа равнинных частей талаплена. Лишь в одном из районов — к северо-западу от возвышенности Шатского выделяются полосы сравнительно выровненного дна, возможно, связанные с выравнивающим действием быстрого накопления биогенных осадков, связанных с полосой повышенной продуктивности в зоне стыка течений Куросио и Ойясио. Высоким темпам накопления известковых осадков обязано, видимо, выравнивание вершинных поверхностей возвышенности Шатского. Довольно высокими должны быть, как нам кажется, в результате глубинного и придонного перемещения взвешенного материала темпы накопления марганцевистых алевритово-глинистых илов на склонах этой возвышенности. Именно этим большей частью следует объяснять хорошую выровненность этих осадков. Ловушкой для осадочного материала, перемещающегося во взвешенном состоянии вниз по склонам и в стороны от склонов Северо-Западного хребта, должны служить прогибы поверхности талаплена вдоль подножия этого хребта. Поэтому именно здесь так же, как и в некоторых других желобах талаплена, образованы плоские аккумулятивные поверхности.

Глубинное строение осадочного покрова Северо-Западного талаплена изучено еще недостаточно. Наибольшее количество сведений накоплено при этом по строению краевых северо-западных и западных частей его. По данным сейсмического зондирования по методу отраженных волн (Зверев, 1961; Лисицын и др., 1957), осадочный покров вала Зенкевича и северной половины равнинной части плиты имеет устойчивую горизонтальную слоистость, примерно повторяющую крупные черты рельефа поверхности дна и подстилающих пород так называемого «базальтового» слоя. Вместе с тем осадки выравнивают мелкие неровности рельефа кровли «базальтового» слоя. Судя по характеру рельефа, осадочный покров оказывается резко утоньшенным или даже прерванным на склонах наиболее высоких холмов и подводных гор. Мощности осадочного покрова на валу Зенкевича колеблются от 0,2 до 0,4 *км* и возрастают до 500—900 *м* в равнинных частях талаплена, к востоку от вала, а затем уменьшаются до 200—300 *м* в центральных частях плиты (Зверев, 1961; Лисицын и др., 1957). Существенное возрастание мощностей осадочного покрова отмечается при подъеме на возвышенность Шатского — до 600—800 *м*, по сравнению с 200 *м* у ее подножий и в нижней части ее склонов (Зверев и др., 1961; Ewing et al., 1965).

По данным непрерывного сейсмического профилирования, осадочный чехол ложа Северо-Западной котловины сложен тремя слоями: «прозрачным» (в акустическом отношении) верхним, «непрозрачным» средним и «прозрачным» нижним (Ewing, Ewing, 1970). По данным бурения, верхний слой сложен красными океаническими глинами, а верхняя часть среднего — кремнистыми карбонатными осадками верхнемелового (от Сеномана до Сантона) возраста (Fisher, Heezen, 1969). Предполагается, что залегающий ниже «прозрачный» слой осадков должен быть существенно древнее.

Глубинная структура коры Северо-Западного талаплена вскрывается наиболее эффективно по результатам глубинного сейсмического зондирования по методу преломленных волн. Разрезы по методу ГСЗ выпол-

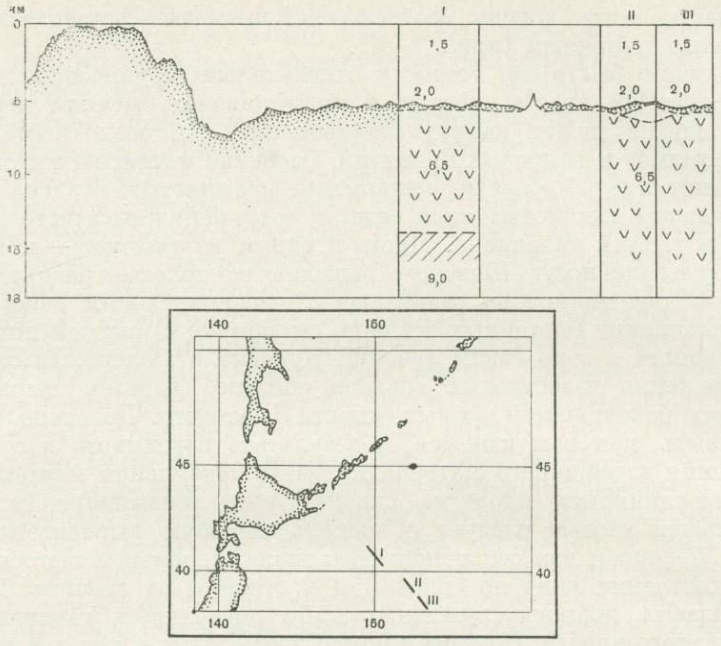


Рис. 27. Разрезы земной коры Северо-Западной котловины по данным ГСЗ
Цифры на разрезах обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

нены вдоль северо-западной окраины талаплена и в районе возвышенности Шатского. Они свидетельствуют о том, что в строении талаплена участвуют обычные для талассократона слои: осадочный и так называемые «второй» и «базальтовый». Осадочный слой характеризуется скоростями порядка 1,7—2,0 *км/сек*, «второй» — скоростями около 5,0 *км/сек*, «базальтовый» — 6,5—6,7 *км/сек* (Удинцев, 1958; Деменицкая, 1961; Гурарий и Соловьева, 1963; Вейцман, 1965; Den et al., 1969) (рис. 27, 63—69). Подкоровые породы верхней мантии неоднородны по своим динамическим характеристикам — под равнинными пространствами талаплена они характеризуются скоростями 8,1—8,3 *км/сек*, а под валом Зенкевича скорости в мантии местами возрастают до 9,1—9,4 *км/сек* (Удинцев, 1959). Положение поверхностей раздела основных слоев коры обрисовывает сводовое поднятие «базальтового» слоя под валом Зенкевича, причем мощность «базальтового» слоя в осевой части вала несколько уменьшается по сравнению со склонами от 5—6 до 4 *км*. Крылья вала осложнены разломами. В центральных частях Северо-Западного талаплена глубинное сейсмическое зондирование показывает спокойное залегание основных поверхностей раздела.

Данные сейсмического зондирования о глубинном строении Северо-Западного талаплена дополняются результатами исследований аномального магнитного поля (Соловьев, Гайнанов, 1963; Гайнанов и др., 1964; Uyeda, Vacquier, 1968; Rikitake et al., 1968).

По этим данным западная часть Северо-Западного талаплена характеризуется спокойным магнитным полем, близким к нулю. Однако местами это поле нарушается интенсивными положительными (до +400—600 *гамм*) и отрицательными (до —400—600 *гамм*) аномалиями, имеющими четко выраженные линейные очертания и ориентированными в общем в северо-восточном или восточно-северо-восточном направлении. Соловьев и Гайнанов (1963) высказывают предположение, что линейно

вытянутые аномалии связаны с лавовыми потоками, излившимися по трещинам разломов. Возможно, эти потоки затопили ранее существовавшие неровности рельефа поверхности «базальтового» слоя, образованные интрузиями ультраосновных пород (Гайнанов, 1964). Можно предположить также, что причиной этих аномалий могут служить и неоднородности самой верхней мантии, поскольку полосовые аномалии с отрицательными значениями напряженности магнитного поля связаны с повышенными до 8,7—8,9 *км/сек* значениями скоростей продольных сейсмических волн. Полосы магнитных аномалий хорошо согласуются также с зонами разломов, намечаемыми по данным геоморфологии в виде зон дробления (расчлененного рельефа) и по данным сейсмического зондирования (Удинцев, 1958; Зверев, 1961), выявляющего частично замаскированные осадконакоплением сбросы.

По расчетам Гайнанова и др. (1964), верхние кромки магнитовозмущающих тел в области Северо-Западного талаплена залегают на глубинах порядка 4—6 *км*, а нижние кромки — на глубине до 18—34 *км*, т. е. верхние кромки магнитовозмущающих масс заложены еще в «базальтовом» слое, а нижние — в верхней мантии.

Существенное влияние на картину аномального магнитного поля оказывают подводные горы, как, например, горы Сысоева, Сметанина, Риофу-Мару и др. (Uyeda et al., 1962, 1964). Намагниченность этих гор представляется нормальной и обладает большой интенсивностью: 700 *гамм* для г. Риофу-Мару, до 600 *гамм* для г. Сысоева, до 1700 *гамм* для горы в точке 41°20′ с. ш. и 146° в. д., до 650 *гамм* для г. Сметанина. Нет оснований сомневаться, что горы эти вулканического происхождения и сложены крупными излияниями базальтовых лав. Вакье и Уеда (Vacquier, Uyeda, 1967) сообщают, что палеомагнитные исследования подводных гор, в том числе г. Сысоева, для которой Кагами был определен меловой возраст, свидетельствуют о горизонтальных перемещениях плиты Северо-Западной котловины к северу.

Гравиметрические исследования показывают, что Северо-Западный талаплен характеризуется спокойным гравитационным полем с большими положительными аномалиями Буге, вообще типичными для всего таласократона Тихого океана (Wollard, Strange, 1962). При этом наиболее значительные аномалии — порядка 400 *мгал* — наблюдаются в районе краевых валов талаплена, тогда как для центральных частей они понижаются до +300 *мгал* и над возвышенностью Шатского — до +200 *мгал*. Гайнанов (1964) исследовал вопрос о связи между внутренней структурой земной коры и верхней мантии и аномалиями Буге. С этой целью им были вычислены гравитационные влияния на наблюденные аномалии границ между основными разделами земной коры и мантии Гайнанов пришел к выводу, что наибольшее влияние на наблюденные аномалии силы тяжести оказывает изменение глубины залегания раздела Мохоровичича, что соответствует прежним выводам Вулларда (Wollard, 1959) и Деменицкой (1958). Анализируя разности наблюденных и вычисленных аномалий (остаточные аномалии), Гайнанов приходит также к выводу об уплотнении вещества верхней мантии на 0,1 $г/см^3$ под западной окраиной Северо-Западного талаплена. Исходя из значений аномального гравитационного поля, Деменицкая (1961) и Вуллард (Wollard, 1961) определяют глубину залегания раздела Мохоровичича под Северо-Западным талапленом порядка 5 *км*, что соответствует результатам глубинного сейсмического зондирования. Возвышенности Шатского, по Вулларду, соответствует увеличение мощности коры до 13 *км*, а краевым валам (например, Японскому и Идзу-Бонинскому) отвечают подъем поверхности Мохоровичича, сводовое поднятие и утонышение «базальтового» слоя коры.

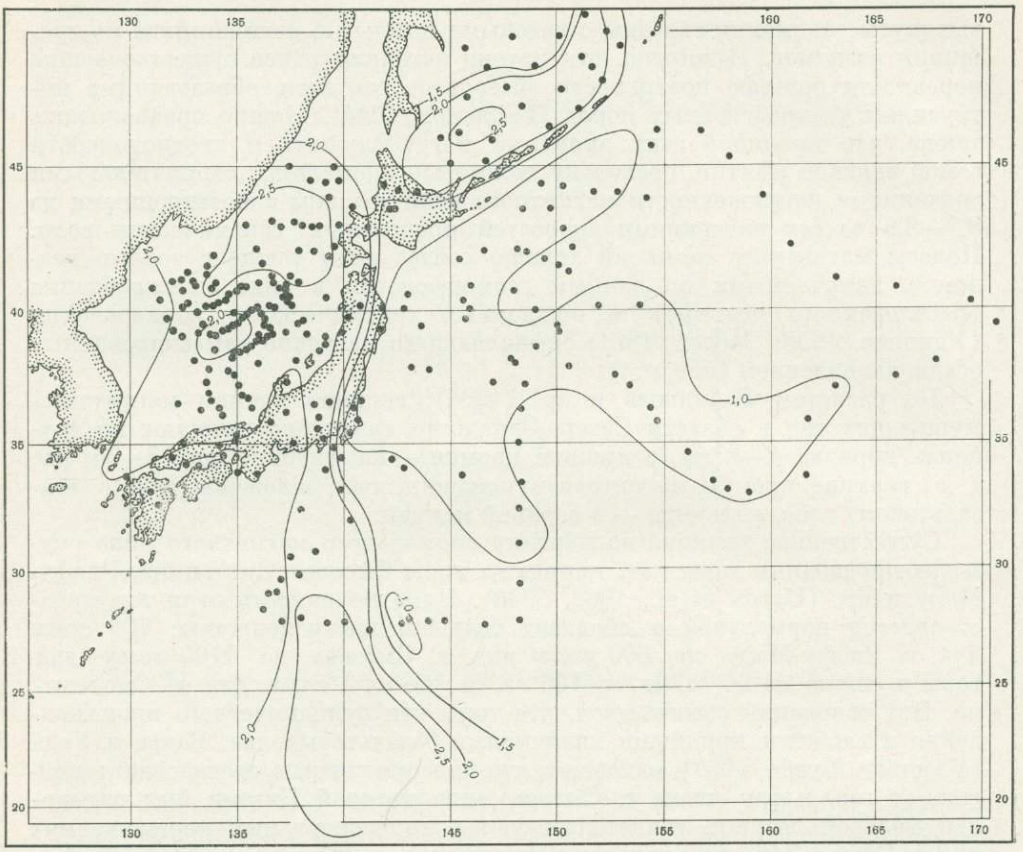


Рис. 28. Поток тепла из недр Земли в Северо-Западной котловине и дальневосточных морях (Vacquier et al., 1966)

Точками обозначены места наблюдений. Оцифровка изолиний в *мкал/сек · см²*

Результаты геотермических измерений (Uyeda et al., 1962, 1964; Uyeda, Vacquier, 1968; Rikitake et al., 1968) имеются лишь для западного угла Северо-Западного талаплена. Они показывают, что величина теплового потока существенно меняется здесь от минимальных значений порядка 0,27—0,62 *мкал/см²·сек* в глубоководных океанических желобах до нормальных для океана значений порядка 1,11—1,24 *мкал/см²·сек* на поверхности плиты и достигают довольно высоких значений — до 2,05 и 3,30 *мкал/см²·сек* на поверхности краевых валов (рис. 28).

В сейсмическом отношении Северо-Западный талаплен является спокойной областью. Лишь неглубокие толчки зарегистрированы для краевых валов его — вала Зенкевича, Японского и Идзу-Бонинского (Гутенберг, Рихтер, 1948; Рихтер, 1963).

Коренные породы Северо-Западной плиты практически не изучены. В ее пределах нет островов, на которых можно было бы изучить их в надводных условиях, а сборы образцов пород со дна, которые сколько-нибудь надежно можно было бы считать образцами коренных пород, почти отсутствуют.

О проявлениях вулканизма в пределах Северо-Западного талаплена можно судить по данным геоморфологических исследований и геомагнитных съемок. Судя по этим данным, вулканические сооружения до-

вольно широко распространены, как это уже упоминалось выше, в пределах краевых валов и вдоль линий разломов, в том числе разломов вдоль склонов возвышенности Шатского. Число вулканов среди равнинных пространств талаплена значительно меньше. Из таких вулканических гор детально были исследованы г. Исакова (Сергеев, Удинцев, 1957), г. Макарова (Удинцев, 1960) (прил. 3), г. Сысоева, Риофу Мару и др. (Vacquier, Uveda, 1967). Для некоторых из них определен меловой возраст (Uyeda, Richard, 1966).

Сопоставляя все приведенные здесь сведения о строении Северо-Западного талаплена, можно заключить, что он представляет собой достаточно типичную часть Тихоокеанского талассократона. Свидетельством этого служит его стабильность в тектоническом отношении, типичное для океана глубинное строение коры и мантии, спокойная в общем структура физических полей. Спокойная структура талаплена слегка нарушена сводовыми поднятиями краевых валов, отражающими, видимо, реакцию на прогибание геосинклинальных океанических желобов, и сводовым поднятием возвышенности Шатского. Можно предполагать, что возраст краевых валов как структур, сопряженных с геосинклинальными желобами, должен быть примерно таким же, как и желобов. Нами отмечалось несовпадение между положениями оси вала и минимума мощностей осадочного покрова, которое можно интерпретировать как признак недавнего смещения оси поднятия (Удинцев, 1958). Образование возвышенности Шатского, судя по данным бурения, произошло не позднее юрского времени. Плосковершинные горы, отмеченные в нескольких местах Северо-Западной плиты, появились в мелу или несколько раньше. Опускание плосковершинных гор Исакова и Макарова, судя по наличию окружающих их рвов, могло быть локальным и связано с образованием местного компенсационного прогиба коры под весом вулканического сооружения. Спокойную структуру плиты нарушает также несколько линейных зон разломов. В свое время нами было высказано предположение, что эти зоны, параллельные Курило-Камчатскому желобу, могут рассматриваться как результат реакции талаплена на формирование геосинклинальных океанических желобов (Удинцев, 1961). Однако появившиеся в последнее время результаты детальных магнитных исследований уточняют ориентировку этих разломов — они не вполне параллельны Курило-Камчатскому желобу. Возможно, следует рассматривать эти разломы как продолжение широтных разломов восточной половины океана, таких, как разлом Чинук, Мендосино и др. (Menard, 1967).

2. Восточно-Марианская котловина

К югу от Северо-Западной котловины, отделяясь от нее горной системой Маркус-Уэйк, лежит Восточно-Марианская котловина. Дно этой котловины подстилается соответственно Восточно-Марианским талаплеином Тихоокеанского таллассократона. Обрамление Восточно-Марианской котловины составляют на севере уже упомянутые горы Маркус-Уэйк, представляющие собой множество отдельных гор конической формы, почти без сомнения имеющих вулканическое происхождение и располагающихся на слегка приподнятом цоколе, вале, с глубинами несколько менее 6000 *м*. В морфологическом отношении это северное обрамление Восточно-Марианской котловины не является монолитным, и связь между Северо-Западной и Восточно-Марианской котловинами оказывается довольно тесной. Вместе с тем концентрация гор в системе Маркус-Уэйк является столь значительной, что нам кажется целесообразным считать эту горную страну естественным разделом между двумя талаплеинами. На западе Восточно-Марианский талаплен обрамляется мощными геосинклинальными

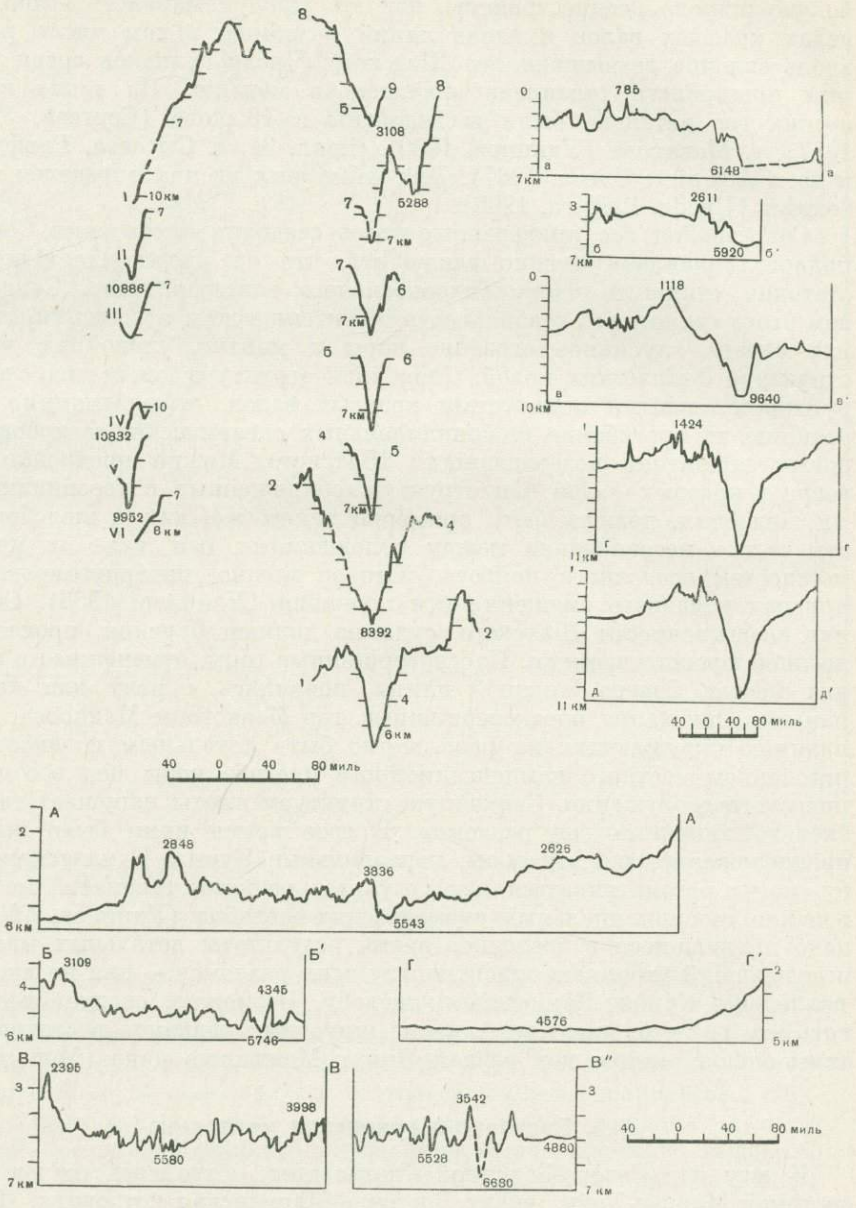
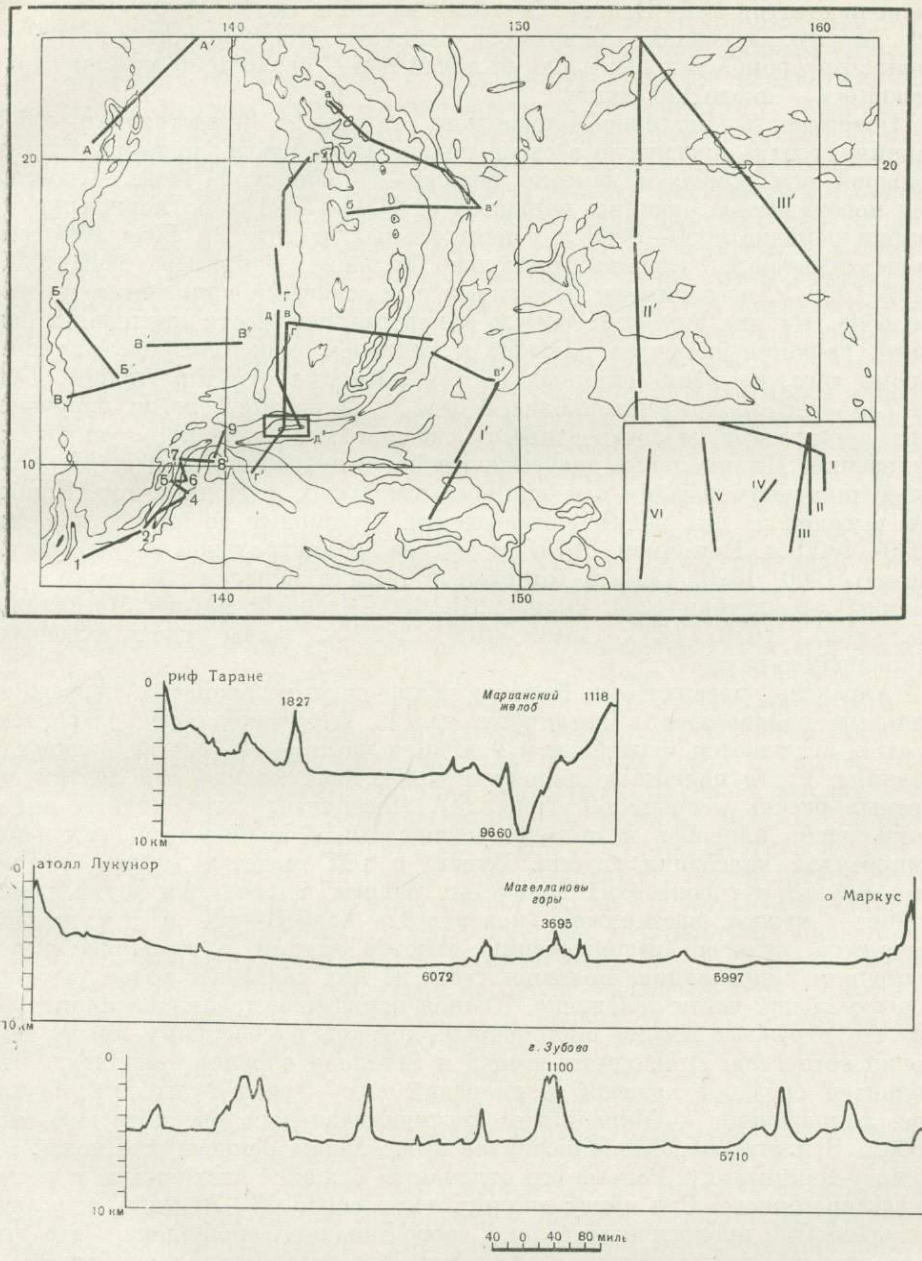


Рис. 29. Профили дна Западно- и Восточно-Марианской котловин и Марианской остр
На врезке, показывающей положение профилей, более крупным масштабом дано в нижнем
в южной части Марианского желоба

горными сооружениями островных дуг Волкано и Марианской с прилегающими к ним одноименными глубоководными океаническими желобами. С юга его ограничивают невысокий Каролинский вал с расположенными на нем Каролинскими о-вами и Маршаллов вал с Маршалловыми о-вами. С востока обрамление котловины завершают горы Уэйк-Неккер (Центрально-Тихоокеанские горы). Довольно широкие проходы между Каролинским и Маршалловым валами и между Маршалловым валом и горами



овной дуги

правом углу положение профилей в районе максимальной глубины Мирового океана 11 022 м

Уэйк-Неккер соединяют Восточно-Марианскую котловину с Меланезийской и Центральной котловинами океана. Глубины в этих проходах почти такие же, как и на подавляющем пространстве дна котловины.

Очертания Восточно-Марианского талаплена в указанных границах напоминают неправильный ромб, вытянутый в восточно-северо-восточном направлении. Западная острая вершина этого ромба лежит близ о-вов Улити, восточная — между о-вами Уэйк и Таонги, близ западной

оконечности гор Уэйк-Неккер. Северная вершина ромба лежит к югу от о-ва Маркус, а южная — близ о-вов Сенявина (Каролинские о-ва). Размеры этого ромба таковы: вдоль большой оси — около 1800 миль и вдоль малой оси — около 1100 миль.

Поверхность Восточно-Марианского талаплена представляет собой равнину, слегка прогнутую в своей центральной части, примерно вдоль большой оси ромба, и заметно больше — в западной части. Глубины над поверхностью равнины меняются от 5000—5500 *м* по периферии до глубин порядка 6050—6100 *м* в центральных частях. На фоне этой равнины отмечаются глубины, несколько большие, например, 6440, 6390, 6201, 6140 *м*, по-видимому, связанные с локальными понижениями типа желобов. Из них глубина 6440 *м* в центральной части котловины, видимо, является наиболее близкой к реальной максимальной глубине. Кроме того, на навигационных картах известны отметки глубин 6581, 6977 и 7388 *м*, представляющиеся нам, судя по морфологии окружающих пространств, маловероятными, связанными, очевидно, с ошибками измерений. Минимальные значения глубин в пределах Восточно-Марианского талаплена связаны с вершинами отдельных подводных гор. Наиболее высокие из них поднимаются своими вершинами до глубин порядка 1000—2000 *м*. Например, 1074 (г. Зубова в центральной части котловины), 1300, 1320, 1325 *м* (отдельные горы в центральной части котловины), до глубин 1221, 1230, 1261, 1305 (горный массив Магелланових гор), 1079, 1333, 1616, 1700, 2423 *м* (горы вдоль краевого Марианского вала).

Характер поверхности Восточно-Марианского талаплена подвержен сильным изменениям в различных частях его. Наибольшей выровненностью отличаются центральная и южная части — это слегка волнистая равнина, почти полностью лишенная каких-либо холмов или других заметных резких неровностей (рис. 29). Поверхность этих равнин имеет лишь очень широкие и пологие неровности с крайне незначительной амплитудой колебания глубин. Вместе с тем имеются данные о том, что местами на фоне этих волнистых равнин встречаются узкие понижения — желоба, врезанные в поверхность на 300—500 *м*. Эти желоба вытянуты, судя по расположению отметок глубин, в восточно-северо-восточном направлении. Бóльшая часть из них связана с зоной разлома в центральной части талаплена. Южная периферия талаплена приподнята, что отражает весьма постепенный переход к северному крылу Каролинского вала. Приподнята также и западная окраина талаплена. Это поднятие образует краевой Марианский вал — сводово-глыбовое поднятие, сопряженное с Марианским геосинклинальным океаническим желобом. Вал этот подобен описанным выше валам Зенкевича, Японскому и Идзу-Бонинскому. Рельеф его отличается большей сложностью и носит характер горного. Вал имеет ширину всего около 50—70 миль, т. е. значительно у́же аналогичных валов Северо-Западного талаплена. Зато высота его над пролегающими пространствами дна значительно больше — от 500 до 2000 *м*, в силу того что здесь широко развиты крупные блоковые поднятия. Их вершины подымаются, как уже упоминалось, до глубин порядка 1000—3000 *м*.

Рельеф Восточно-Марианского талаплена существенно осложняют многочисленные горы и горные массивы. Наиболее значительным из них является массив Магелланових гор, расположенный в северо-западной части талаплена. Название Магелланових гор было предложено в свое время Дитцем (Dietz, 1954) для группы гор, располагающихся к востоку от Марианского желоба и образующих дугу радиусом около 200 миль. Эта группа объединяет, таким образом, как горы Марианского вала на краю Восточно-Марианского талаплена, так и лежащий к

востоку от вала уже в центральной части талаплена горный массив в районе примерно 17° с. ш. и 152° в. д. и некоторые отдельные горы. Судя по более детальным геоморфологическим данным, все эти три категории гор относятся к разным структурным провинциям талаплена, и поэтому было бы неправильно объединять их вместе. По этой причине мы и рассматриваем их в отдельности и сохраняем название Магеллановых гор лишь для горного массива в районе 17° с. ш. и 152° в. д. Этот массив представляет собой крупное сводово-блоковое поднятие, осложненное сбросами и рядом вулканических сооружений. Намечается несколько линейных горных гряд с ориентировкой в северо-восточном и восточно-северо-восточном направлениях, разделяемых кое-где довольно глубокими понижениями, но вместе с тем обладающих заметным общим цоколем в виде вала. Хорошо заметны сбросовые уступы, ограничивающие массив Магеллановых гор на юге.

По мнению Дитца (Dietz, 1954) ряд гор этого массива имеет плоские вершины, свидетельствующие об их погружении в прошлом. В целом массив имеет ширину с востока на запад около 300 миль и протягивается в северо-восточном направлении примерно на 250 миль. Он состоит из пяти-шести гряд и ряда отдельных гор. Можно насчитать около 20 вершин в его пределах, но многие из них связаны с одной и той же более или менее монолитной грядой. Хотя по своим размерам массив Магеллановых гор значительно меньше, чем возвышенность Шатского на Северо-Западном талаплене, нам кажется, что он представляет собой сходное с ним образование. Высота Магеллановых гор над поверхностью Восточно-Марианского талаплена достигает 4500—5000 *м*.

Кроме Магеллановых гор на поверхности Восточно-Марианского талаплена разбросано большое количество обособленных подводных гор конической формы, имеющих, вероятно, вулканическое происхождение. Число этих гор достигает порядка 50. Самая высокая из них — это гора Зубова, вершина которой подымается до глубины 1074 *м* (Агапова, 1963). Высота ее над уровнем окружающих равнин достигает 5000 *м*. Эта гора достаточно показательна для суждения о морфологии других обособленных гор Восточно-Марианской плиты. В плане очертания ее овальные или, может быть, даже скруглые. Ширина в основании — около 50 миль. Крутизна склонов достигает 30°. Вершина горы плоская, но ширина выровненной площадки невелика — около 8 миль. В прошлом эта гора поднималась, по-видимому, до уровня воды. Вершина ее подвергалась при этом абразионному срезанию и, возможно, была надстроена коралловым рифом, но впоследствии опустилась до современной глубины. Вершины других гор Восточно-Марианского талаплена несколько ниже — над многими из них глубины порядка 1300—1400 *м*, но есть и более глубокие, до 3000—4000 *м*.

Характер донных осадков на поверхности Восточно-Марианского талаплена во многом сходен с характером донных осадков южной части Северо-Западной котловины: это глинистые или слабомарганцевистого и марганцевисто-железистого состава (красные глубоководные глины) илы на поверхности равнины и карбонатные (форминиферовые и коралловые) илы и пески на подводных горах. Накопление красных глин происходит весьма низкими темпами, со скоростями порядка 3—4 *мм* в 1000 лет, тогда как карбонатные осадки накапливаются значительно быстрее — на порядок более высокими темпами. Выровненность части пространств Восточно-Марианской плиты может быть связана с интенсивным накоплением биогенного материала в зоне повышения биологической продуктивности мощного Северного пассатного течения.

Известную роль в выравнивании поверхности плит играют, видимо, процессы придонного переноса взвешенного материала, не осаждающегося

на склонах гор и валов, обрамляющих Восточно-Марианскую котловину. Этот придонный перенос может иметь характер как движения облаков взвеси, так и суспензионных потоков, переотлагающих осадки и заполняющих ими понижения дна.

Глубинное строение осадочного покрова Восточно-Марианского талаплена сейсмическим зондированием изучено еще недостаточно. Данные по мощностям этого покрова, полученные по методу отраженных волн в 34-м рейсе «Витязя», имеются для восточной части талаплена. Судя по этим данным, мощности рыхлого осадочного покрова колеблются на равнинных пространствах от 300 до 700 *м*. Наибольшие значения — порядка 700 *м* — относятся к центральной части плиты, для района примерно 15° с. ш. вблизи подножия гор мощности осадочного покрова постепенно уменьшаются до 300 *м*.

По данным непрерывного сейсмического профилирования и бурения, верхнюю, «прозрачную», часть толщи осадков слагают радиоляриевые илы неогенового возраста, подстилаемые верхнемеловыми радиоляриевыми аргиллитами и радиоляриевыми кремнями, в свою очередь залегающими на амигдалоидных базальтах (Winterer, Riedel, 1969). Под этими базальтами залегает слой осадков, недостигнутый буровой скважиной.

Глубинная структура коры Восточно-Марианского талаплена методом глубинного сейсмического зондирования практически не изучена. Судя по данным, имеющимся для периферии вала Маршалловых о-вов (близ о-ва Викар) (Raitt, 1956), мощности основных слоев коры — осадочного, «второго» и «базальтового» составляют на северной стороне вала соответственно 0,57, 2,60 и 3,14 *км*, что дает суммарную мощность коры 6,31 *км*. По западной периферии вала Маршалловых о-вов (у о-ва Эниветок) мощности основных слоев коры составляют 0,95; 2,41—3,43; 5,76 *км*, а суммарные для всей коры — 12,55 *км*.

Гравитационное поле в пределах Восточно-Марианского талаплена спокойное и характеризуется аномалиями в редукции Буге порядка от +350 до +400 *мгал*. Отмеченные здесь узкие линейные максимумы (свыше +400 *мгал*), вероятно, можно связывать с линейной зоной разлома, отмечаемой и по морфологическим данным к югу от Магеллановых гор, а также с поднятием мантии под краевым Марианским валом (Wollard, Strange, 1962). На основе гравиметрических данных Вуллардом были получены значения мощностей земной коры под Восточно-Марианским талаплеком, относящиеся к числу наименьших, по сравнению с другими частями Тихоокеанского талассократона,— порядка 5 *км*.

Сведения о структуре магнитного поля, тепловом потоке из недр Земли и характере коренных пород Восточно-Марианского талассократона нам неизвестны, и, видимо, они отсутствуют. В сейсмическом отношении Восточно-Марианский талаплен является спокойной областью. Проявление вулканизма можно видеть в подводных горах конической формы. Их, как уже указывалось, здесь довольно много: порядка 50 обособленных и около 20 в массиве Магеллановых гор. Следует оговориться, что по морфологическим данным трудно решить, какие из Магеллановых гор вулканические, а какие имеют глыбовое строение. В расположении вулканических гор можно заметить определенную закономерность: они располагаются в общем на северо-западном продолжении вала Маршалловых о-вов, хотя и не имеют под собой единого цоколя, подобного этому валу.

Хессом (Hess, 1962) и Менардом (Menard, 1964) было высказано предположение о связи подводных гор этой области океана с гипотетическим мезозойским срединно-океаническим хребтом — поднятием Дарвина. Нам эта гипотеза с самого начала представлялась спорной,

ибо никаких иных, кроме высокой концентрации подводных гор и атоллов, существенных аргументов в пользу былого существования «поднятия Дарвина» ни Хессом, ни Менардом не приводилось. Возможность существования поднятия Дарвина в свете результатов океанского бурения почти полностью исключается (Winterer, Riedel, 1969). Однако вне зависимости от вопроса о справедливости гипотезы о «поднятии Дарвина» следует заметить, что подводные горы Восточно-Марианского талаплена вряд ли связаны единым цоколем.

Итак, геофизические данные о строении Восточно-Марианского талаплена довольно скудны. Судить о его структуре приходится в основном по данным геоморфологии. Опираясь на них, можно предположить, что талаплен этот достаточно типичен для Тихоокеанского талассократона и относительно мало деформирован. Важнейшими дислокациями, осложняющими его структуру, являются краевой Марианский вал, отражающий реакцию талаплена на развитие Марианской геосинклинальной системы, глыбово-вулканическое поднятие Магеллановых гор, возможно, перекликающееся в своих простираниях с возвышенностью Шатского, и зона разлома субширотного простирания в центральной части талаплена. Важной особенностью строения талаплена является также высокая концентрация вулканических гор, многие из которых имеют плоские вершины, свидетельствующие об их опускании.

3. Западно-Каролинская котловина

Западный угол Тихоокеанского талассократона образует Западно-Каролинский талаплен, подстилающий дно Западно-Каролинской котловины. Обрамление этой котловины слагают на севере западное окончание Каролинского вала, представляющего собой широкое сводовое поднятие с множеством отдельных гор, несущих атоллы, входящие в среднюю группу Каролинских о-вов, и геосинклинальные системы Яп и Палау, состоящие из одноименных островных дуг с островами западной группы Каролинских о-вов и сопряженных с ними глубоководных желобов. Западный сектор обрамления котловины образован южным окончанием протяженного глыбового хребта Кюсю-Палау, несущего на себе западную группу Каролинских о-вов. На юге котловина ограничена геосинклинальной складчатой системой о-ва Новая Гвинея, а на востоке — широким массивным валом Эауripик. Котловина при этом довольно хорошо изолирована от открытых пространств океана, отделяясь от них массивными поднятиями Каролинского вала и вала Эауripик, и, напротив, соединяется глубокими проходами в районе южного окончания хребта Кюсю-Палау и между геоантиклинальными грядами о-вов Яп и Палау с Филиппинской и Западно-Марианской котловинами, рассматриваемыми нами в качестве котловин геосинклинального обрамления Тихоокеанского талассократона.

Очертания Западно-Каролинского талаплена близки к неправильному прямоугольнику. Ширина этого прямоугольника около 540 миль, а высота — около 480 миль. Как видно, Западно-Каролинский талаплен — один из самых небольших по своим размерам талапленов Тихоокеанского талассократона.

В пределах Западно-Каролинского талаплена глубины океана в среднем колеблются от 4000 до 5500 *м*. На этом фоне выделяется несколько максимальных глубин: 5798, 5577, 5375, 5478, 5300 *м*, связанных с локальными понижениями дна. Из них глубина 5798 *м* является наибольшей. Местами поднятиям дна и подводным горам отвечают минимальные значения глубин 2574, 2784, 2600, 3105, 3292 *м* и др. Одна из гор Западно-Каролинского талаплена достигает своей вершиной уровня океа-

на и даже слегка возвышается над водой — это атолл Мапия в южной части котловины.

Поверхность Западно-Каролинского талаплена представляет собой сложно расчлененную холмистую равнину, слегка приподнятую на юге и северо-востоке и прогнутую в центральной и северо-западной частях. Преобладает холмистый тип рельефа, причем высота холмов колеблется от 100 до 500 *м*, а ширина их — от 2 до 10 миль. К южной и восточной окраинам расчлененность поверхности талаплена уменьшается и рельеф становится более выровненным, приобретая характер слабохолмистого и даже пологоволнистого. Особенно сложное расчленение поверхности, раздробление ее на глубокие узкие желоба и такие же узкие гряды наблюдаются в двух линейных зонах разломов, ориентированных примерно в северо-западном направлении. Первая из них связана с южным краем Каролинского вала. Амплитуды колебаний глубин здесь достигают 1000 *м*. Ширина желоба в этой зоне разлома порядка 5—12 миль, а глубины в нем достигают 5150 *м*. Склоны желоба имеют крутизну до 25°. Вторая зона располагается в центральной части талаплена, и там амплитуды глубин достигают 1500 *м*, а глубина в желобе-разломе — до 5798 *м*. Глубина желобов зон разломов относительно среднего уровня поверхности плиты достигает при этом 500—600 *м*.

Поднятие вдоль южной окраины Западно-Каролинского талаплена имеет характер хорошо выраженного краевого вала, сопряженного с Ново-Гвинейским геосинклинальным желобом и подобного краевым валам Северо-Западного и Восточно-Марианского талапленов. Высота этого вала над средним уровнем поверхности ложа котловины около 600 *м*, а ширина довольно значительна — порядка 150 миль. Поверхность вала в сводовой части осложнена развитием подводного хребта меридионального простирания (Krause, 1965) и сбросами по южному крылу (рис. 30). Следует заметить, что со стороны геосинклинальных систем Яп и Палау, а также со стороны южного окончания глыбового хребта Кюсю-Палау (в районе о-вов Сонсорол и Тоби) краевой вал выражен очень слабо. Горы Западно-Каролинского талаплена имеют характер отчасти вулканических, отчасти глыбовых. Так, нам представляется вулканической природа горы, несущей атолл Мапия, а также конических гор с минимальными глубинами над вершинами 2600, 2743 и 3035 *м* на западной окраине талаплена. Правда, по мнению Крауса, атолл Мапия располагается на глыбовом хребте меридионального простирания, и вулканическое происхождение его цоколя может быть и спорно. Горы в центральных частях связаны с зонами разломов или обособлены, но во всех случаях морфология их носит черты скорее глыбовой структуры, чем вулканического происхождения.

Поверхность Западно-Каролинского талаплена выстилают глинистые железо-марганцевистые илы типа красной глубоководной глины. На поднятиях дна и по периферии талаплена, по мере приближения к обрамляющим его структурным поднятиям, возрастает роль карбонатных осадков. Темпы накопления красных глубоководных глин здесь сравнительно низкие — порядка 7 *мм* в 1000 лет (Романкевич и др., 1964), и это может объяснить сохранность в современном рельефе сложного тектонического раздробления и вулканических неровностей на большей части поверхности Западно-Каролинского талаплена. Темпы карбонатного осадконакопления на поднятых окраинах талаплена и на его горах, по аналогии с другими областями океана, должны быть значительно выше, по крайней мере в 3—4 раза, и этим можно объяснить значительно большую выровненность рельефа в этих местах.

Геофизические данные, которые могли бы помочь понять глубинное строение фундамента Западно-Каролинского талаплена, немногочислен-

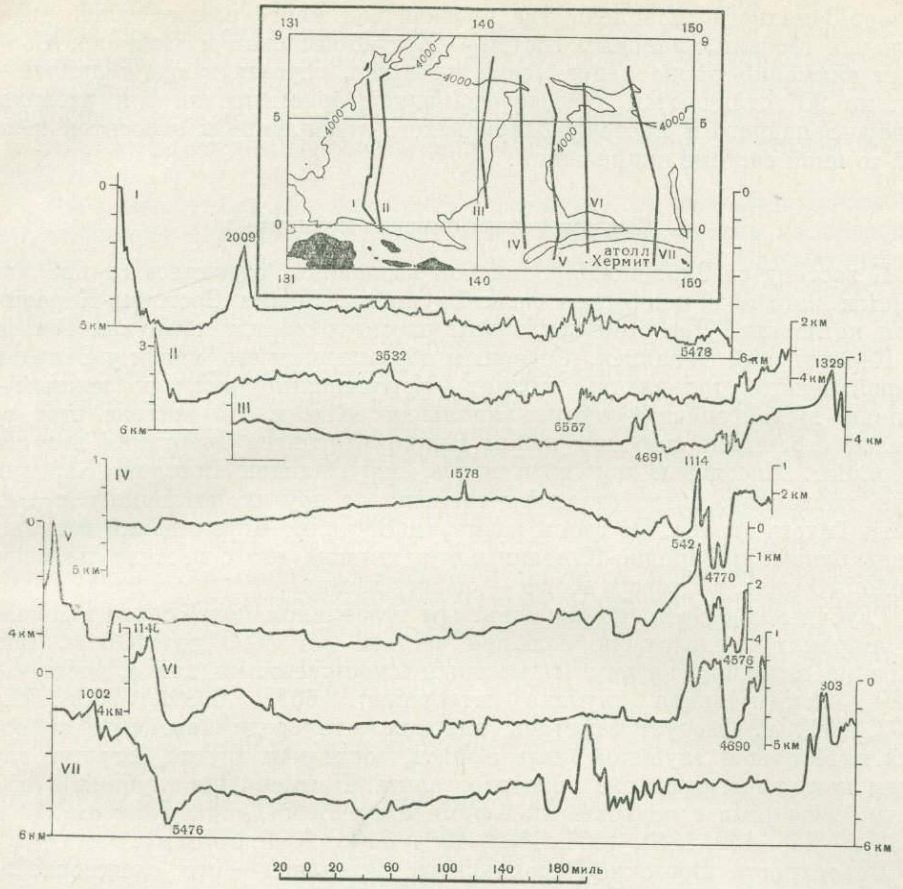


Рис. 30. Профили дна Западно- и Восточно-Каролинской котловин и вала Эауришик

ны. Данные о гравитационном поле позволяют предполагать здесь обычный океанический тип строения земной коры (Woolard, Strange, 1962). В сейсмическом отношении талаплен спокоен, сейсмические толчки отмечены лишь для его юго-западной периферии, сопряженной с геосинклинальными зонами Новой Гвинеи и хребта Кюсю-Палау (Гутенберг, Рихтер, 1948).

По данным о распространении поверхностных сейсмических волн Рэлея, этот талаплен относится к категории, объединяющей не вполне типичные участки океанического ложа (Santo, 1963). Проявления вулканизма на Западно-Каролинском талаплене, судя по меньшей концентрации вулканических гор, значительно менее интенсивны, чем на Восточно-Марианском талаплене, и более или менее сходны по своим масштабам с проявлениями вулканизма на Северо-Западном талаплене.

Структура Западно-Каролинского талаплена сходна со структурой других частей Тихоокеанского талассократона. Заметна, правда, разница в степени деформации краевых частей, сопряженных с геосинклинальными системами. Эти деформации, существенные на юге, вдоль Ново-Гвинейской геосинклинальной области, оказываются незначительными вдоль системы Кюсю-Палау. Вероятно, это отвечает относительной зрелости Ново-Гвинейской системы и ранней стадии развития системы Кюсю-Палау. В этом отношении заметно сходство с юго-западной окраиной

Северо-Западного талаплена, где краевой вал менее развит также вдоль молодых геосинклинальных систем — Идзу-Бонинской и Волкано. Обращает внимание также направление разломов, пересекающих талаплен,— они на 90° отличаются от северо-западной ориентировки зон разломов Северо-Западного и Восточно-Марианского талапленов и относятся к какой-то иной системе напряжений.

4. Восточно-Каролинская котловина

К востоку от Западно-Каролинской котловины, отделяясь от нее массивным широким поднятием вала Эауриик, лежит Восточно-Каролинская котловина. Дно этой котловины рассматривается нами как Восточно-Каролинский талаплен. Северным обрамлением его, как и у Западно-Каролинского талаплена, служит Каролинский вал, а южным — Западно-Меланезийская геосинклинальная область. На востоке этот талаплен ограничен широким валом Капингамаранги. Очертания его изометричны. Массивные поднятия валов, окружающих Восточно-Каролинскую котловину, четко отделяют ее ложе от других котловин западной части Тихого океана. По своим размерам Восточно-Каролинский талаплен очень близок к Западно-Каролинскому: ширина его с востока на запад около 570 миль, а с севера на юг — около 450 миль.

Глубины над Восточно-Каролинским талапленом колеблются в довольно широких пределах, но большей частью — от 3000 до 5000 *м*. Наибольшие глубины связаны с местными понижениями дна и достигают 6920 (максимальная глубина котловины), 6672, 6680, 5790, 5620, 4902, 4602 *м*. Следует заметить, впрочем, что среди новейших измерений наибольшей глубиной была 5206 *м*, тогда как другие большие глубины котловины проверке не подвергались. Наименьшие глубины котловины, связанные с подводными горами и хребтами, варьируют от 243 до 2532 *м* (243, 439, 1661, 1554, 1792, 1984, 2196, 2395, 2532 *м*).

Поверхность Восточно-Каролинского талаплена — это сложнорасчлененная холмистая равнина, прогнутая от краев к центральной части. На подавляющей части талаплена преобладает холмистый тип рельефа (см. рис. 30). Наряду с мелкими холмами, высотой в несколько десятков метров, отмечается довольно много высоких холмов — до 400—500 *м*. Во многих местах отмечены узкие желоба-разломы. Это прежде всего восточное окончание разлома Сорол-Айанте с амплитудами глубин порядка 3000—4000 *м*, лежащее в основном в пределах Каролинского вала, но выходящее в юго-восточном направлении уже на поверхность Восточно-Каролинского талаплена (Hess, 1948; Канаев, 1960). Ряд желобов-разломов в центральной части талаплена имеет глубины относительно его поверхности порядка 300—500 *м*. Южная окраина талаплена приподнята, образуя высокий и довольно широкий краевой вал Западно-Меланезийского геосинклинального желоба. Высота этого вала над уровнем поверхности талаплена достигает 500—1000 *м*, так что глубины над сводом вала оказываются порядка 3100—4000 *м*. Интересно, что вал наиболее поднят в западной и восточной частях талаплена, тогда как в средней части он имеет значительно меньшую высоту. Ширина этого краевого вала около 60—100 миль, т. е. намного меньше, чем описанные выше краевые валы Северо-Западной котловины, сопряженные с более мощными геосинклинальными системами.

Представляет интерес малоизученное поднятие в центральной части талаплена, ориентированное примерно в меридиональном направлении (Hess, 1948). Судя по всему, это глыбовый хребет, сопряженный с глубоким сбросовым желобом. Такой морфологический комплекс — так называемыми асимметричный гребень — очень характерен для разломов, раз-

вивающихся на поверхности талапленов. Хессом для этого сброса предложено название сброс Муссау, по названию острова, лежащего южнее, в Западно-Меланезийской геосинклинальной дуге. Амплитуда сброса, выраженная в рельефе, достигает 5000 *м*, а его протяженность — около 220 миль. Вершины асимметричного гребня поднимаются до глубин 1554 и 2196 *м*, а глубины желоба, сопряженного с ним, достигают 6290 и 6672 *м*.

Число известных вулканических подводных гор Восточно-Каролинского талаплена невелико — порядка шести. Правда, многие из подводных холмов, как уже говорилось, довольно высоки и могут рассматриваться, вероятно, как неразвившиеся горы. Однако большая часть малых глубин, обнаруженных в пределах котловины, связана не с вулканическими горами, а, скорее всего, с глыбовыми горами, лежащими в зонах разломов, таких, например, как разлом Сорол-Айанте.

Поверхность Восточно-Каролинского талаплена покрыта глинистыми железо-марганцевистыми илами — красными глубоководными глинами. По периферии и на поднятиях красные глины сменяются карбонатными илами и песками — фораминиферовыми вдали от островов и коралловоракушечными вблизи островов. Темпы осадконакопления в Восточно-Каролинской котловине, вероятно, соответствуют называвшимся выше темпам накопления осадков в лежащей рядом и примерно в таких же условиях Западно-Каролинской котловине. Например, распределение пищевых группировок донной фауны говорит в пользу такого сходства (Соколова, 1964). Сравнительно низкими темпами осадконакопления можно объяснять сложнохолмистый характер рельефа талаплена в его центральных частях, тогда как выравнивание по периферии и на поднятиях объясняется повышенными темпами накопления карбонатных осадков.

Геофизические данные о глубинном строении Восточно-Каролинского талаплена показывают, что земная кора здесь сложена покровом рыхлых осадков (скорость продольных сейсмических волн 2,0 *км/сек*) мощностью до 400 *м* и «надбазальтовым» слоем ($v = 4{,}38$ *км/сек*) мощностью 1,1 *км*, под которыми залегает «базальтовый» слой ($v = 6{,}4$ *км/сек*). Судя по характеру рельефа, мощность осадочного покрова на поверхности Восточно-Каролинского талаплена должна испытывать довольно существенные колебания, сокращаясь на холмах и горах в силу вероятного неотложения осадков на крутых склонах, но возрастая на пологих поднятиях, в частности на периферии обрамляющих талаплен валов, где красные глины сменяются карбонатными фораминиферовыми илами. Исходя из анализа общей картины гравитационного поля, Вуллард и Стрендж указывают для Восточно-Каролинского талаплена мощность коры менее 12 *км* (Wollard, Strange, 1962). Талаплен спокоен в сейсмическом отношении, и лишь у южного края его отмечены слабые поверхностные толчки (Гутенберг и Рихтер, 1948). Так же, как и Западно-Каролинский талаплен, по данным о распространении поверхностных волн, Восточно-Каролинский талаплен относится к категории не вполне типичных океанических областей (Santo, 1963). Это можно объяснить тем, что на пути прохождения сейсмических волн при наблюдениях такого рода обязательно оказываются крупные структурные поднятия, как, например, Каролинский вал, осложняющие наблюдаемую картину.

Структура Восточно-Каролинского талаплена представляется нам вполне типичной для Тихоокеанского талассократона. Характерными деформациями являются зоны разломов и краевой вал. Отметим, что направления зон разломов здесь подчинены двум разным системам: в западной части талаплена преобладают северо-западные простирания,

параллельные разлому Сорол-Айанте, также рассекающему этот талаплен в его северной части, а в восточной части преобладают северо-восточные простирания, близкие уже к простираниям разломов центральной и восточной частей Тихоокеанского талассократона. Ни с одной из этих систем не согласуется направление разлома Муссау — меридиональное. Краевой вал вполне закономерно связан с геосинклинальной системой Западно-Меланезийской островной дуги.

5. Меланезийская котловина

К востоку от вала Капингамаранги, ограниченная на севере валом и горными грядами Маршалловых о-вов, на востоке — горной грядой о-вов Гилберта и Эллис, а на юге — геосинклинальной Восточно-Меланезийской островной дугой, лежит Меланезийская котловина. Это название было предложено нами по островам Меланезии, лежащим к югу от нее. Ложе котловины рассматривается нами как Меланезийский талаплен Тихоокеанского талассократона.

Следует заметить, что широкий проход между Каролинским валом и горной грядой Маршалловых о-вов связывает Меланезийскую котловину с Восточно-Марианской, а множество глубоких проходов между отдельными горами о-вов Гилберта и Эллис связывают ее с Центральной котловиной океана. Наконец, глубокий, но узкий проход между геосинклинальными дугами Соломоновых и Ново-Гебридских о-вов связывает Меланезийскую котловину с геосинклинальной котловиной Кораллового моря.

Меланезийский талаплен имеет очертания овала, вытянутого в северо-западном направлении. При этом северо-западная оконечность этого овала лежит между о-вами Сенявина (восточная группа Каролинских о-вов) и атоллом Уджеланг (западная группа Маршалловых о-вов), а юго-восточная — близ о-вов Нуракита (Восточно-Меланезийская островная дуга). Протяженность талаплена по большой оси овала, с северо-запада на юго-восток, около 1500 миль, а ширина по малой оси овала — около 900 миль.

Глубины над поверхностью Меланезийского талаплена колеблются в среднем от 3000 до 5400 *м*. Средняя часть котловины имеет глубины преимущественно менее 4500 *м*, а северная и южная части — более 5000 *м*. При этом максимальные глубины имеют значения 5634, 5597, 5540 и 5481 *м* в северной части котловины и 5430, 5395 и 5340 *м* — в южной. На разделяющем их поднятии дна в средней части котловины глубины уменьшаются до 3017, 3420, 3451 *м*. Кроме того, над отдельными горами, располагающимися в различных частях талаплена, глубины еще меньше — 1133, 1753, 2000, 2356, 2743 *м*. Одна из гор, находящаяся близ южного края талаплена, подымается вершиной почти до самой поверхности воды — глубина над ней всего 9 *м* (впрочем, существование этой банки не проверялось в последние годы). Несколько гор поднимается своими вершинами над уровнем океана, образуя острова: это о-ва Науру и Ошен в центральной части талаплена, о-ва Кусайе, Пингелап и Мокил из группы Восточно-Каролинских о-вов, лежащие уже в пределах Меланезийского талаплена. На морских навигационных картах иногда указывается также о. Атлантик, лежащий к северо-западу от о-ва Науру, но существование его сомнительно. Однако весьма вероятно, что в прошлом он действительно существовал, а ныне ему соответствует погрузившаяся под уровень океана вершина подводной горы.

Строение поверхности Меланезийского талаплена довольно сложно, так как обычная для океанических талапленов равнинная поверхность

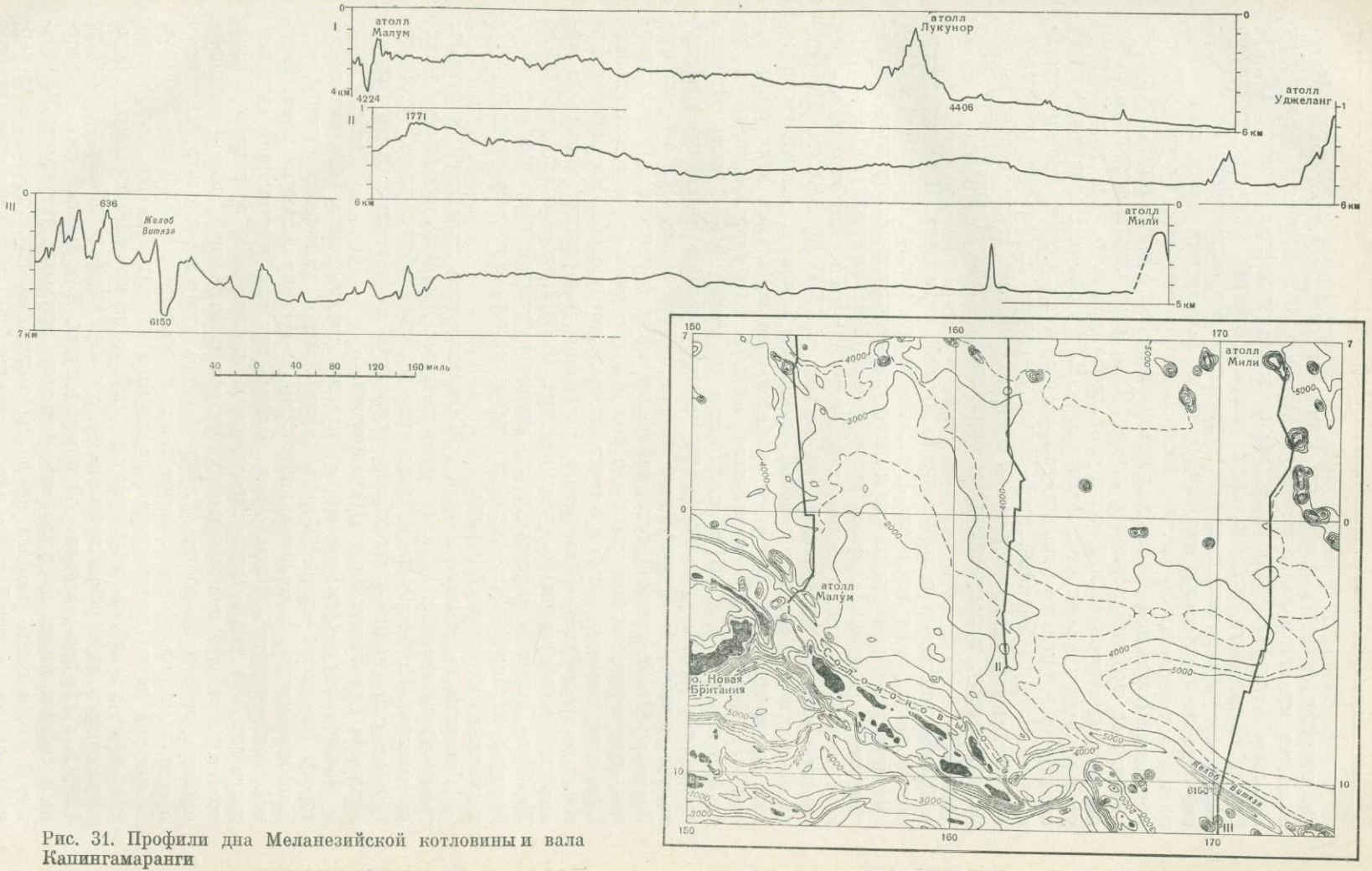


Рис. 31. Профили дна Меланезийской котловины и вала Капингамаранги

разбивается здесь на три части: южный и северный прогибы и разделяющиее их центральное плато, на котором располагаются о-ва Науру и Ошен. Соответственно этому мы называем поднятие — плато Науру-Ошен. Кроме того, южный край южного прогиба образует поднятие, подобное краевым валам других талапленов, но выраженное более резко, подобно горстовому массиву, и не на всем протяжении края талаплена, а только вдоль желоба Витязя, сопряженного с Восточно-Меланезийской островной дугой. Для поверхности всех трех частей талаплена характерен пологий наклон к северу. Так, поверхность южного прогиба постепенно понижается к северу от свода краевого вала к подножию уступа, ограничивающего на юге плато Науру-Ошен. Поверхность этого плато также наиболее приподнята в южной части и очень полого опускается к северу. Северный край плато выражен в рельефе невысоким, но крутым уступом. Поверхность северного прогиба также полого наклонена к северу, в направлении к подножию цоколя Маршалловых о-вов (рис. 31).

Наиболее сложен рельеф южного прогиба талаплена. В целом прогиб этот вытянут примерно вдоль Восточно-Меланезийской островной дуги и выклинивается в направлении к западу, переходя на склон вала Капингамаранги. При этом ширина его в западной части около 200 миль, а в восточной, близ гряды о-вов Эллис,— до 400 миль. Глубины вдоль оси прогиба возрастают с запада на восток от 3500 до 5400 *м*. Поверхность прогиба представляет собой холмистую равнину, осложняемую рядом гор и поднятий. Наиболее значительным поднятием является краевой вал Восточно-Меланезийского желоба. Его свод поднимается до глубин порядка 2800—3100 *м*. Ширина его около 50—70 миль. Поверхность вала сложно расчленена, на ней встречаются отдельные высокие холмы и горы. В направлении к востоку вал смыкается со склоном Восточно-Меланезийской дуги, теряющей здесь характерные для островных дуг черты морфологического комплекса в силу отсутствия дальнейшего продолжения к востоку геосинклинального желоба. На поверхности южного прогиба Меланезийского талаплена разбросаны отдельные конические горы, вероятно, вулканические. Высота их — от 500 до 3000 *м*. Наиболее высокой является гора, вершина которой представляет собой банку с глубиной 9 *м*,— она находится в юго-восточном углу прогиба к северо-западу от о. Нуракита.

Поверхность южного прогиба Меланезийского талаплена нарушают также узкие желоба, глубина вреза которых порядка нескольких десятков метров. Несмотря на относительно малую глубину вреза, морфологически они сходны с желобами-трещинами на поверхности других талапленов Тихоокеанского талассократона.

Плато Науру-Ошен имеет очертания треугольника, основание которого (шириной около 60 миль) примыкает к восточному склону вала Капингамаранги, а вершина направлена к востоку и лежит близ северной оконечности гряды о-вов Эллис, так что протяженность плато достигает 750 миль. Поверхность плато наклонена к востоку и северу, поэтому наиболее поднятым является его южный край, полого опускающийся с запада на восток. Глубины вдоль этого края плато, имеющего профиль широкого вала, возрастают к востоку от 3000 до 3500 *м*. В средней части плато слегка прогнуто и поверхность его всхолмлена, а северный край, в целом опущенный относительно южного, слегка приподнят в виде очень пологого вала с глубинами над ним от 3700 до 4200 *м* с хорошо выровненной поверхностью. Как южный, так и северный склоны плато представлены довольно крутыми уступами. На поднятой части плато располагается ряд подводных гор. Глубины над вершинами гор западной части плато порядка 2000 *м*, а вершины двух гор

в восточной части поднимаются над уровнем воды в виде о-вов Науру и Ошен. В северо-западном углу плато находятся о-ва Кусайе, Пингелап, Мокил и Понапе.

Науру и Ошен — это поднятые коралловые рифы, покрытые мощной толщей отложений гуано и фосфатов (Nugent, 1948). Размеры их невелики: соответственно 2 и 3 мили в диаметре. Некогда они были атоллами. Однако теперь на о-ве Ошен древний атолл поднят на высоту 90 *м*.

Поднятие происходило в три или четыре стадии, отраженных в развитии серии террас и береговых обрывов. Фосфаты образовались уже после поднятия острова и слагают толщу мощностью около 15 *м*. После выбора фосфатов остается сложный рельеф известняковых зубчатых пирамид. Зуб акулы, найденный в этих известняках, имеет верхнетретичный возраст. Остров Науру также представляет собой поднятый атолл с сохранившимся кольцевым валом коралловых рифов и небольшим пресным озерком в прежней лагуне. Высота острова около 70 *м*, склоны его террасированы. Поверхность древней лагуны покрыта фосфатами. В известняках имеется ряд карстовых пещер и воронок. Точных определений возраста известняков, слагающих о. Науру, нет, но, по мнению ряда исследователей, они должны быть отнесены к третичному времени. Оба острова окаймлены узкими современными коралловыми рифами.

В северо-западном углу плато Науру-Ошен лежат острова, относящиеся к *восточной группе Каролинских о-вов*. В отличие от средней группы Каролинских о-вов они располагаются уже не на Каролинском валу, а на примыкающем к нему плато Науру-Ошен. В эту группу островов входят о-ва Сенявина (о-ва Понапе, Пакин, Анто), Мокил, Пингелап и Кусайе (Nugent, 1948). Характерна связь этих островов с северным краем плато Науру-Ошен, ограничиваемым прямолинейным сбросовым уступом. Два из этих островов — Понапе и Кусайе, имеющие каждый в поперечнике около 9 миль,— являются вулканическими, окруженными барьерными коралловыми рифами, и сложены оливиновыми базальтами, остальные — коралловые атоллы. Остров Понапе является самым высоким среди островов восточной и средней групп Каролинских о-вов. Его вершина — г. Нана — достигает высоты 787 *м*. Остров Кусайе несколько ниже, но также высок: его вершина — г. Крозе — имеет высоту 629 *м*. Вершина о-ва Понапе представляет собой базальтовое лавовое плато, склоны которого террасированы, но сравнительно мало расчленены. Напротив, склоны о-ва Кусайе сложно расчленены системой долин, а вершина его представляет собой острый пик. Склоны этого острова также террасированы. Заливы берегов обоих островов представляют собой затопленные долины, которые прослеживаются под водой до глубин 70—500 *м*. Отмечается сходство в характере осадочных пород и уровнях террас островов восточной и средней групп, а также террас о-вов Науру и Ошен, что, возможно, свидетельствует о поднятии этих островов в связи с движениями единого блока — плато Науру-Ошен и примыкающего к нему Каролинского вала. Очень может быть, что вал этот и плато составляют единый блок земной коры.

Северный прогиб Меланезийского талаплена вытянут между северным краем плато Науру-Ошен и валом Маршалловых о-вов примерно в северо-западном направлении. Ширина его около 250 миль, а протяженность — около 850 миль. Поверхность талаплена в северном прогибе полого наклонена к северу, так что глубины постепенно возрастают от 4300—4500 до 5100—5200 *м*. Самые значительные глубины (до 5634—5597 *м*) лежат вдоль подножия вала Маршалловых о-вов, в узких желобах, вытянутых вдоль края вала. Поверхность дна в северном прогибе

имеет простой рельеф, будучи хорошо выровненной и осложненной лишь отдельными горами вблизи вала Маршалловых о-вов. Число таких гор в северном прогибе невелико, а высота их обычно 1000—1500 *м*.

Поверхность Меланезийского талаплена выстилают карбонатные осадки, приуроченные к плато Науру-Ошен, и красные глубоководные глины, залегающие в северном и южном прогибах. Вблизи островов развиты коралловые пески. Скорость накопления карбонатных осадков значительно выше, чем красных глин, и этим следует объяснять высокие мощности осадочного покрова на плато Науру-Ошен. По данным сейсмического зондирования отраженными волнами (Удинцев, Здоровенин, 1970; Ковылин, 1970) и непрерывного сейсмического профилирования (Ewing, Ewing, 1970), мощность чехла осадков на плато Науру-Ошен достигает 700 *м*, тогда как в северном и южном прогибах — лишь до 200—300 *м*. Правда, в районе о-вов Гилберта мощность осадков в северном прогибе достигает почти 700 *м*, приближаясь к мощностям, свойственным плато Науру-Ошен (Ewing, Ewing, 1970). Это следует связывать, очевидно, с западным продолжением экваториального пояса высоких мощностей осадков, обусловленного повышенной биологической продуктивностью в зоне дивергенции.

Бурение вскрыло на плато Науру-Ошен толщу карбонатных осадков от современных до среднеэоценовых, содержащих кремневые прослои. Скорость накопления этих осадков достигает 23 *мм* в 1000 лет, тогда как скорость накопления красных глин в Центральной котловине, полученная также по результатам бурения, всего лишь 0,5 *мм* в 1000 лет (Winterer, Riedel, 1969).

По данным глубинного сейсмического зондирования (Raitt, 1956), кора Меланезийского талаплена имеет обычное для Тихоокеанского таласократона строение. Она состоит из рыхлого осадочного покрова, «второго» слоя ($V = 4{,}98$ *км/сек* на плато Науру-Ошен и $V = 5{,}73$ в южном прогибе), «базальтового» слоя ($V = 7{,}10$ *км/сек* на плато Науру-Ошен и $V = 6{,}72$ в южном прогибе), подстилаемых породами мантии со скоростями продольных сейсмических волн 8,16 *км/сек* под плато Науру-Ошен и 8,14 — под южным прогибом. Мощность осадочного покрова, по этим данным, на плато Науру-Ошен 200 *м*, а в южном прогибе — 310 *м*, «второго» слоя — 5400 *м* на плато Науру-Ошен и 2100 *м* — в южном прогибе. Мощность «базальтового» слоя под плато Науру-Ошен достигает 7410 *м*, тогда как в южном прогибе — всего 4230 *м*. Отмечаемые различия в мощностях «второго» и «базальтового» слоев можно объяснить следующими особенностями тектоники. Как известно, для «второго» слоя предполагается осадочная или лавовая природа — увеличение его мощности на плато Науру-Ошен можно связывать как с повышенными темпами накопления карбонатных толщ, так и с лавовыми излияниями на плато, для которого отмечаются вулканические сооружения. Существенное увеличение мощности «базальтового» слоя под плато Науру-Ошен позволяет думать, что первоначальное образование этого поднятия было связано именно с утолщением базальтового слоя коры. Причину последнего, конечно, пока определить трудно.

Исходя из гравиметрических данных, Вуллард и Стрендж (Woollard, Strange, 1962) определяют мощность коры Меланезийского талаплена порядка 12 *км*. Интересно, что данные о прохождении поверхностных волн позволяют заметить различия в структуре прогибов плиты, относимых к типично океанической категории областей коры, от плато Науру-Ошен, относящегося к категории валов (Santo, 1963).

Вулканические явления на Меланезийском талаплене приурочены главным образом к плато Науру-Ошен — к его своду и к зоне разлома, обрамляющей его северный край. Вулканические породы о-вов Понапе

и Кусайе, к сожалению, не сопоставлялись с лавами других районов Тихоокеанского талассократона.

Меланезийский талаплен представляется нам в свете доступных данных относительно сложной тектонической областью, ибо структуру его усложняет существование плато Науру-Ошен, Формирование этого плато, подобного возвышенности Шатского (Северо-Западный талаплен) и плато Манихики (Центральный талаплен), следует связывать, видимо, с развитием крупной зоны дислокаций северо-западного простирания, протягивающейся из района о-вов Эллис к о-ву Тайвань и включающей плато Науру-Ошен, Каролинский вал, зону разлома Сорол-Айанте и Тайвань-Сорол. Это зона дислокаций больших, почти планетарных масштабов. Судя по тому, что ее пересекают более молодые геосинклинальные системы островных дуг, она относится к числу относительно древних, и в настоящее время малоактивных тектонических образований. Условно названные нами «прогибами» южный и северный участки талаплена, конечно, являются не столько участками опусканий, сколько остаточными (после поднятия плато Науру-Ошен) участками, подобно тому как это отмечается для синеклиз материковых платформ. Краевые деформации южного края талаплена, образование там перикратонного вала, связаны с развитием молодого геосинклинального Восточно-Меланезийского желоба и подобны краевым валам, отмеченным для других талапленов.

6. Центральная котловина

В центральной части Тихого океана лежит котловина, название которой давно уже определялось ее положением — Центральная. Она действительно занимает положение, очень близкое к центру пространства Тихого океана, хотя и смещена несколько к западу от него. Она лежит в районе между 18-й параллелью с. ш. и 10-й параллелью ю. ш. и между 170-м меридианом в. д. и 150-м меридианом в. д. Ложе этой котловины рассматривается нами как Центральный талаплен Тихоокеанского талассократона. Очертания Центрального талаплена имеют вид параллелограмма, наклоненного к западу примерно на 45°. При этом более длинная сторона параллелограмма, ориентированная на северо-запад, достигает 2400 миль в длину, а короткая, вытянутая в широтном направлении,— около 1400 миль.

Как и другие котловины ложа Тихого океана, Центральная котловина не является вполне обособленной впадиной. Обрамляющие ее ложе поднятия создают определенную морфологическую обособленность Центрального талаплена от соседних с ним талапленов Северо-Западного, Северо-Восточного, Восточно-Марианского, Меланезийского и Южного, но отнюдь не являются сплошными барьерами. На севере Центральный талаплен ограничен системой подводных гор Уэйк-Неккер, называемой иногда также системой Центрально-Тихоокеанских гор. Эта горная система состоит преимущественно из крупных глыбовых хребтов, создающих очень четкое структурное обрамление. Однако в районе между 168 и 171° в. д. между системой гор Уэйк-Неккер и соседней с ней с запада системой гор Маркус-Уэйк существует проход с глубинами более 5000 *м*, связывающий Центральную котловину с Северо-Западной. Западное обрамление талаплена образует система гор и островов, протягивающаяся примерно в меридиональном направлении от атолла Таонги (Покааку, из группы Маршалловых о-вов) на юге. Вершины большей части гор этой системы поднимаются над водой в виде атоллов, венчающих опущенные на значительную глубину вулканические конусы. Атоллы эти образуют три крупных островных группы: Маршалловы о-ва на севере, о-ва Гилберта в средней части и о-ва Эллис — на юге. Несмотря на наличие

общего цоколя в виде очень низкого сводового поднятия — вала, подводные горы и острова этой горной системы разделены друг от друга глубокими (глубже 4000 *м*) проливами и не образуют крупных массивов. По этим проливам Центральная котловина связывается с Меланезийской. Восточное обрамление Центрального талаплена образовано системой гор и островов, протягивающихся в юго-восточном направлении от атолла Джонстона на севере до атолла Флинт (о-ва Лайн) на юге. Большая часть гор этой группы скрыта водами океана. Вершины некоторых гор увенчаны коралловыми островами — атоллами, поднимающимися над уровнем воды. Эти острова объединяются в островную гряду Лайн (Центральные полинезийские Спорады), а в целом система гор и островов называется часто подводным хребтом Фаннинг (по названию о-ва Фаннинг). Однако протяженность подводного хребта, несущего о. Фаннинг, значительно меньше, чем протяженность всей горной гряды в целом, и мы пользуемся поэтому названием для нее — горы Лайн. Эти горы на значительном протяжении имеют единый цоколь в виде низкого поднятия — вала. На большом протяжении гряды проливы между островами имеют глубину порядка 4500—5000 *м*, и поэтому Центральная котловина довольно хорошо связана с Северо-Восточной. Наименее четким является обрамление Центрального талаплена с юга. Оно образовано с запада восточным краем складчато-геосинклинальной Меланезийской дуги и вулканическим горным хребтом о-ва Самоа, а с востока — горной системой о-вов Общества. Между этими горными грядами лежит широкий (шириной 600 миль), глубокий (глубже 5000 *м*) проход, соединяющий Центральную котловину с Южной.

Поверхность Центрального талаплена представляет собой довольно сложно расчлененную равнину (рис. 32, 33). Большей частью это очень сильно всхолмленная равнина с большим количеством обособленных или группирующихся в массивы подводных гор. Иногда они поднимаются над уровнем океана в виде островов. Наиболее сложен рельеф Центрального талаплена в его средней части — в полосе между валом Токелау и поднятием Манихики на юге и северной половиной островной группы Лайн на северо-востоке. Особенности строения поверхности талаплена сказываются на распределении глубин и характера их колебаний в пределах Центральной котловины. Наиболее глубокими по среднему значению глубин являются северо-западная и юго-западная части талаплена, обладающие сложным высокохолмистым рельефом. Центральная часть талаплена в среднем несколько приподнята и менее глубоководна, но именно в ней отмечаются самые большие глубины, приуроченные к узким вытянутым желобам. Юго-восточный угол талаплена имеет в среднем глубины, сходные с его центральной частью, но рельеф дна здесь более выровненный — типа волнистой равнины и глубокие желоба очень редки, а поэтому случаи аномально больших глубин, превосходящих средние глубины дна, здесь также редки.

Северо-западная и юго-западная части талаплена характеризуются глубинами, в среднем превосходящими 5500 *м*. Каждая из них оконтурена в целом изобатой 5500 *м*, тогда как на всем остальном пространстве Центрального талаплена преобладают глубины менее 5500 *м*, и поэтому в целом он оконтуривается изобатой 5000 *м*. В северо-западной части талаплена его поверхность представляет собой высокохолмистую равнину, находящуюся на глубинах порядка 5700—5800 *м*. Однако в желобообразных понижениях, небольших, видимо, по площади, глубины достигают 6010, 6089, 6188, 6221, 6382 *м* — максимально 6555 *м*. В юго-западной части талаплена волнистая равнина его поверхности лежит в среднем примерно на таком же уровнем, и глубины здесь также порядка 5700—5800 *м*. Максимальные глубины, приуроченные к небольшим по-

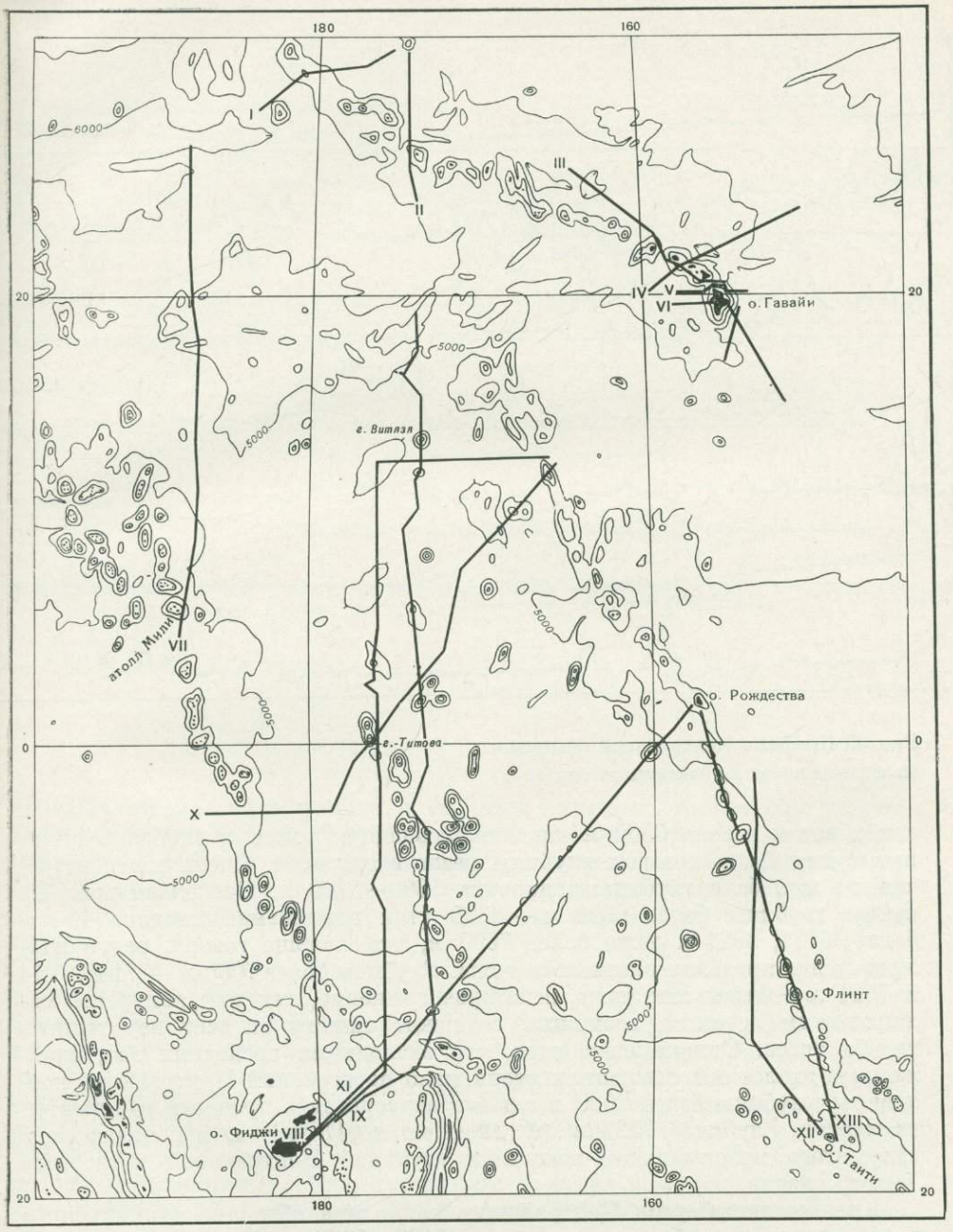


Рис. 32 Схема положения профилей дна Центральной котловины
Римскими цифрами обозначены профили, показанные на рис. 33

нижениям дна, здесь несколько меньше: 6031, 6034, 6054, 6080 и 6478 *м*. Между этими двумя понижениями дна отмечается очень пологое поднятие с глубинами порядка 5300—5400 *м*, а местами — 5500—5600 *м*. Поверхность поднятия представляет собой также волнистую равнину.

В средней части котловины глубины подвержены значительным колебаниям — от 4500 до 5400 *м*. На общем фоне сложновсхолмленного дна

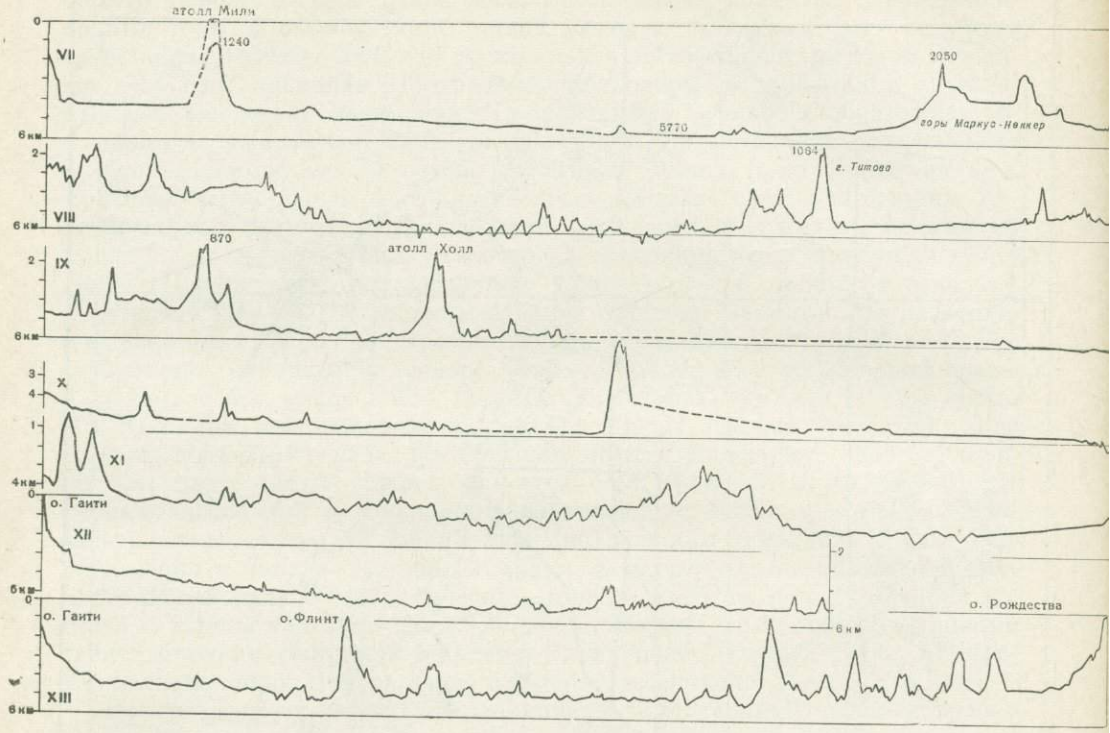


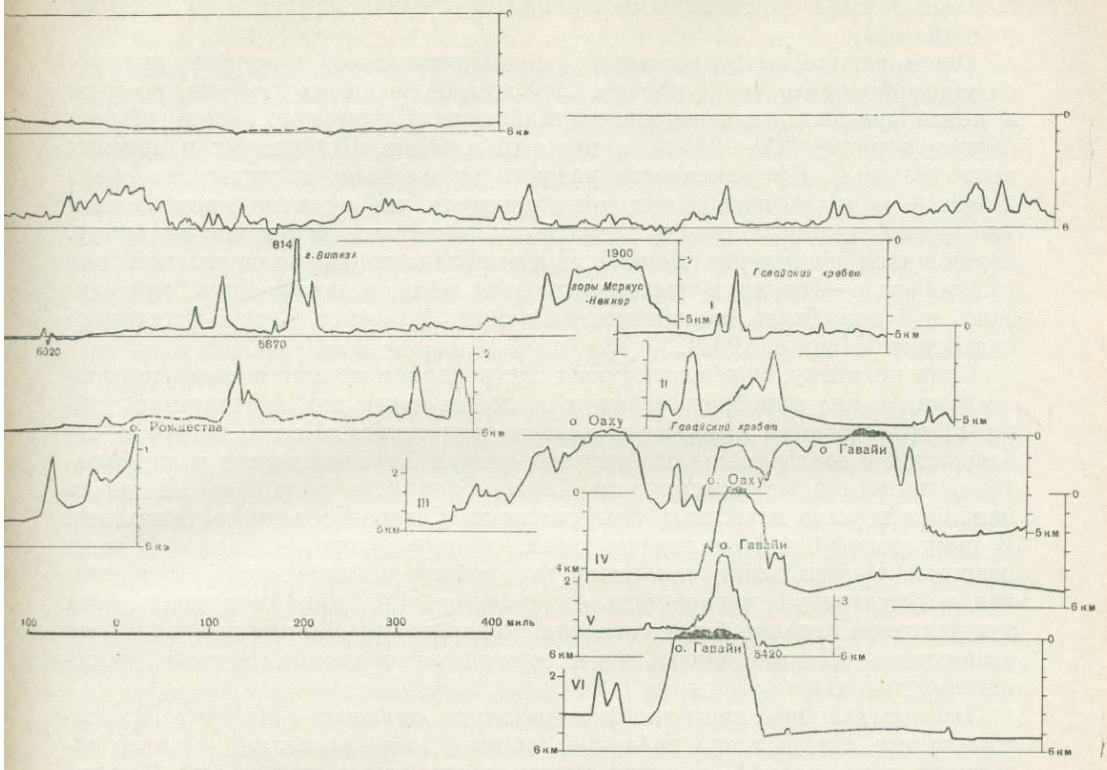
Рис. 33 Профили Центральной котловины
Положение профилей показано на рис. 32

с глубинами менее 5500 *м* часто наблюдаются узкие и глубокие вытянутые желоба, в которых глубины резко возрастают. Очень часто встречаются желоба с глубинами порядка 5600—5700 *м*. Несколько желобов имеют глубины более 6000 *м* — 6305 (так называемая впадина Кэмпбелл), 6771, 6921 и даже более 7000 *м*, что, вообще говоря, редко наблюдается в пределах океанского ложа. Глубины более 7000 *м* — 7168, 7314 и 7521 *м* — вызывают даже некоторое сомнение, так как измерены механическим лотом и, возможно, содержат ошибку за счет неучтенного изгиба троса. Однако из-за того, что экспедиции последних лет, снабженные эхолотами, совершили очень мало пересечений Центральной котловины, глубины более 7000 *м* еще не подвергались проверке и остаются на картах. Глубина 7521 *м* (1° 23′ с. ш. и 173°00′ з. д.) является в силу этого максимальной известной глубиной Центральной котловины Тихого океана.

Юго-восточный угол Центрального талаплена обладает наименьшими в его пределах глубинами — порядка 5100—5200 *м*. Лишь местами глубины возрастают до 5300—5400 *м*. Максимальные известные в пределах этой части талаплена глубины 5823 и 6583 *м* приурочены, видимо, к узким желобам.

В соответствии с описанным распределением глубин поверхность Центрального талаплена обладает пологим наклоном с юго-востока к северо-западу в восточной части и к северу и к югу — в западной части его.

По своей морфологии Центральный талаплен Тихоокеанского талассократона является одним из наиболее сложных. Изученность рельефа его



поверхности еще недостаточна, и поэтому, возможно, от нас еще ускользают некоторые важные черты его. Пока еще трудно вскрыть все закономерности рельефа этого талаплена, создающего впечатление хаотической раздробленности и чрезвычайно сложного расчленения. Тем не менее некоторые характерные особенности его морфологии понятны уже и сейчас.

Поверхность Центрального талаплена обладает очень сложным расчленением. В общем она слегка наклонена с востока на запад. В восточной части талаплена основной фон создают глубины менее 5500 *м*, а в западной — глубины более 5500 *м*. Преобладающим типом рельефа является крупнохолмистый, в котором сочетаются высокие холмы и многочисленные желоба. Частота встречаемости холмов очень велика — по два-три на каждые 10 миль. Высота холмов колеблется от 100 до 500 *м*. Наряду с холмами встречаются и более высокие отдельные горы, но они выделяются на фоне холмистого рельефа довольно четко, скорее как особые морфологические образования. Кроме холмов и гор на поверхности талаплена отмечаются небольшие по своим размерам возвышенности высотой около 500—1000 *м*. Особенно характерен высокохолмистый тип рельефа для северной и юго-западной частей талаплена.

Холмистый рельеф талаплена оказывается относительно выровненным и сменяется поверхностью волнистой равнины в центральной его части — примерно между 6° с. ш. и экватором. Ширина этой волнистой равнины с севера на юг около 400 миль, и она продолжается вдоль гряды о-вов Лайн в юго-восточный угол талаплена. Холмистый рельеф выровнен также вблизи обрамляющих талаплен островных гряд, окру-

женных как бы выровненными шлейфами, смыкающимися с волнистыми равнинами.

Очень важной особенностью рельефа Центрального талаплена являются упоминавшиеся выше *желоба*. Эти желоба не очень глубоки, но узки и четко врезаются в поверхность талаплена. Глубина их вреза обычно бывает порядка 300—400 *м*, а местами и более. Ширина их в среднем около 10 миль. Протяженность каждого из желобов, вероятно, не очень велика — порядка нескольких десятков миль, но, судя по накопленным уже данным, они ложатся в пределы линейных систем, по-видимому, являющихся зонами разломов. Эти зоны обладают уже значительной протяженностью — порядка нескольких сотен миль, а может быть, они связаны и с еще более протяженными зонами разломов Северо-Восточного талаплена (Menard, 1967).

Судя по всему, морфология этих зон разломов меняется вдоль их простирания — она приобретает вид то желобов, часто сопровождаемых гребнями, то сочетаний желобов и холмов, то уступов. Нечто подобное наблюдается в зонах разломов и других частей Тихоокеанского талассократона, например на поверхности Северо-Западного талаплена и вдоль наиболее хорошо известных зон разломов Северо-Восточного талаплена. В силу такой морфологической изменчивости далеко не все еще зоны разломов Центрального талаплена могут быть выявлены сейчас, учитывая недостаточную изученность его рельефа. Так, например, часть этих зон разломов недавно была показана Менардом по данным американских экспедиций (Menard, 1964), но материалы экспедиций «Витязя» существенно дополняют его схему и позволяют расширить ее.

Преобладающим направлением разломов является близкое к северо-восточному. Число таких разломов, видимо, довольно велико — число известных достигает 11, а в действительности их, наверное, еще больше. Наряду с северо-восточным направлением простираний для разломов Центрального талаплена характерно также и северо-западное (Inoue et al., 1969), но число разломов с такими простираниями, видимо, меньше.

С развитием системы разломов Центрального талаплена связано, по-видимому, происхождение ряда гор, протягивающихся прямолинейными цепочками, и нескольких возвышенностей, ограничиваемых линиями сбросов.

Отдельные горы разбросаны в самых различных частях Центрального талаплена. Общее количество их очень велико — порядка 200. Большей частью это одиночные конусы, реже — массивы из смыкающихся оснований двух-трех гор. Примером одиночных гор могут служить г. Страхова и г. Витязя, находящиеся в северной и северо-западной частях талаплена. Плоская вершина г. Страхова подымается до глубины 1401 *м*, а основание ее лежит на глубине порядка 5700 *м*, так что высота горы достигает 4800 *м*. Ширина горы в основании — около 30 миль. Вершина г. Витязя лежит на глубине 814 *м* (прил. 6, 8), а ее основание находится на глубинах 5800—5900 *м*, и высота горы, таким образом, весьма значительна — около 5000 *м*. Ширина ее в основании достигает 50 миль благодаря наличию бокового конуса. Кроме этих гор можно упомянуть такие, как банка Уайлдер с глубиной над вершиной 5 *м* в средней части талаплена, гору с вершиной в виде о-ва Смол-Айленд (существование которого, впрочем, сомнительно) горы с глубинами вершин 2760, 2048, 1881, 2121, 2403 *м* в северной части талаплена, с глубинами 1240 *м* в юго-западной части, с глубинами 1225 и 3094 *м* в юго-восточной части. Некоторые из отдельных гор поднимаются своими вершинами над уровнем воды в виде островов — это о-ва Тонгарева Пенрин), Старбак и Джарвис в восточной части талаплена. Эти острова обычно причисляют к группам о-вов Кука (о. Тонгарева) и Лайн (Ста-

рбак и Джарвис), но фактически они не связаны с ними каким-либо общим цоколем. Остров Тонгарева лежит на 9° ю. ш. — это атолл, состоящий из 15 островов, образующих овальное кольцо, большая ось которого 12 миль, малая — 7 миль (Gregory, 1925). Наибольшее поднятие этих островов над уровнем воды — 6 *м*. Основание горы, несущей о. Тонгарева, лежит на глубинах порядка 5200 *м*, и ее высота соответственно также 5200 *м*. Остров Джарвис находится вблизи экватора. Он имеет прямоугольные очертания и размеры 1,7 × 1 милю. Остров представляет собой поднятый атолл, от которого сохранились еще коралловый вал высотой 6 *м* и понижение прежней лагуны, покрытое гуано. Остров окружен рифами. Основание горы, вершиной которой он является, лежит на глубине 5200 *м*. Остров Старбак — это также поднятый атолл, прежняя лагуна которого заполнена гуано. Высота его 4,5 *м*, размеры — 5×1,5 мили.

Кроме отдельных гор для Центрального талаплена характерно развитие нескольких *горных гряд*, состоящих, видимо, из цепочек гор, нанизанных на линии разломов и сливающихся своими цоколями. Почти с каждой из линий разломов, упоминавшихся выше, связаны такие горные гряды, состоящие из нескольких гор. При этом с линиями разломов северо-восточного простирания связаны горные гряды сравнительно небольшой протяженности, тогда как с линией разлома северо-западного простирания связана очень многочисленная группа гор, протягивающаяся от 1° с. ш. (о. Хауленд) до 11° ю. ш. (о. Суэйнс) на расстояние около 840 миль. Гряда эта состоит примерно из 35 гор, из которых 11 поднимаются своими вершинами до поверхности океана. При этом восемь из них несут на себе острова и три — рифы.

В северной части этой горной гряды (условно назовем ее по названиям крайних островов грядой Хауленд-Суэйнс) лежат о-ва Хауленд и Бейкер, к югу от них в 120 милях — риф Уинслоу. В средней части гряды лежат острова из группы Феникс. При этом лишь два острова — Мак-Кин и Гарднер (Нукумано) и риф Каронделле из группы Феникс лежат непосредственно на простирании гряды Хауленд-Суэйнс, тогда как остальные (Кантон, Эндерби, Берни, Феникс, Халл, Сидни) образуют горный массив к востоку от нее. В южной части гряды Хауленд-Суэйнс лежат о-ва Токелау (Атафу, Нукуноно и Факаофо) и о. Суэйнс.

Острова Хауленд и Бейкер представляют собой поднятые атоллы, сохранившие черты своей прежней морфологии — кольцевые коралловые валы и понижения лагун, покрытые гуано и фосфатами. Размеры их невелики — около 1 мили в диаметре, а высота их — около 6,6 *м*. Острова окружены современными коралловыми окаймляющими рифами.

Острова Феникс — это атоллы. Самый большой из них — атолл Кантон (Аба-Риринга), представляющий собой почти замкнутое кольцо протяженностью около 20 миль. Остальные острова значительно меньше, и их лагуны почти полностью заросли кораллами. Высота их колеблется от 12 до 15 *м*, и, возможно,они приподняты (Davis, 1928).

Острова Токелау состоят из трех атоллов. Эти атоллы в свою очередь состоят каждый из множества мелких островов (более 60), образующих кольца диаметром от 3 до 8 миль. По-видимому, это нормальные атоллы, хотя Маршалл высказывал предположение, что Факаофо является поднятым атоллом.

Остров Суэйнс — это также атолл, имеющий вид правильного кольца диаметром примерно 1,5 мили, с внутренней лагуной.

Горы этой гряды, несущие на себе острова, обладают наиболее крупными размерами. Высота их над ложем океана достигает 5500 *м*, а ширина в основании — от 25 до 40 миль. Подводные горы несколько ниже. Однако среди них много крупных гор. Такова, например, г. Титова,

лежащая к югу от о-ва Бейкер. Минимальная глубина над вершиной этой горы 1064 *м* и высота достигает 4200 *м*. Плоская вершина горы, шириной не более 1,5 мили, имеет в плане форму подковы, выпуклая сторона которой обращена на запад (Агапова, 1963). Значительны по размерам горы с минимальными глубинами над их вершинами 1207 *м* (к югу от рифа Уинслоу), 1005 *м* (к западу от атолла Мак-Кин), 1180 *м* (к востоку от атолла Гарднер) и др. Высота их над уровнем ложа океана порядка 4000—4500 *м*, а ширина в основании — 25—30 миль. Очертания гор в плане округлы, склоны имеют слегка прогнутый профиль и круче к вершине.

Ширина горной гряды Хауленд-Суэйнс колеблется от 40—60 миль по концам гряды до 250 миль в средней части ее, в районе о-вов Феникс. Южная часть гряды пересекает сводовое поднятие — вал Токелау, протягивающийся от северной окраины Меланезийского плато к поднятию Манихики.

Характерной особенностью рельефа Центрального талаплена являются *возвышенности* — поднятия более или менее изометрических очертаний, оконтуренные с одной или с двух, реже с трех сторон линиями разломов. Три таких возвышенности отмечены в северной части талаплена и имеют вид пологих сводовых поднятий. Глубины над ними уменьшаются до 4755, 3090, 1881 *м* при окружающих глубинах порядка 5500 *м*. Ширина этих возвышенностей порядка 100—150 миль. В юго-западном углу талаплена лежит вал Токелау — сводовое поднятие вытянутых очертаний высотой около 1000 *м* и шириной около 100 миль.

Поверхность Центрального талаплена покрыта глубоководными осадками — преимущественно красными глубоководными глинами (прил. 12) и радиоляриевыми илами, накапливающимися со скоростью около 3 *мм* в 1000 лет (Романкевич и др., 1964). При этом красные глубоководные глины преобладают в западной и южной частях талаплена, а радиоляриевые илы — в его средней и восточной частях. В осадках средней части талаплена, примерно между 6° с. ш. и экватором, ощущается возрастание роли тонкого терригенного материала, приносимого сюда южным пассатным течением с востока. На всем пространстве Центрального талаплена в различных концентрациях отмечаются железо-марганцевые конкреции.

Осадочный покров залегает на поверхности Центрального талаплена неравномерными мощностями. Распределение мощностей подчинено широтной зональности: наименьшие мощности (порядка 50—100 *м*) характерны для северной части талаплена, к северу от 6 и 8° с. ш. несколько большие — порядка 100—200 *м* — для юго-восточной и юго-западной частей, а самые большие — порядка 500—600 *м* — для средней части талаплена, между 6 и 8° с. ш. и экватором (рис. 34) (Удинцев, Непрочнов, Ковылин, 1965; Удинцев, Здоровенин, 1970; Здоровенин, 1967; Ewing, Ewing, 1970). Напомним, что именно этой зоне повышенных мощностей осадочного покрова соответствует относительно выровненный рельеф поверхности дна.

Бурение показало, что осадочный чехол Центрального талаплена сложен согласно залегающей свитой радиоляриевых илов от современных до среднеэоценовых, подстилаемых коричневыми глинами, лежащими в свою очередь на измененных пористых базальтах. В подошве эоценовых радиоляриевых илов встречены прослои кремней и турбидитов, включающих переотложенные фораминиферы и радиолярии от мелового до эоценового возраста, а также зерна пирокластических пород. Радиоляриевые илы соответствуют верхнему «прозрачному» слою; по данным непрерывного сейсмического профилирования, кремневые прослои и турбидиты — среднему «непрозрачному» слою, коричневые глины — нижнему «прозр-

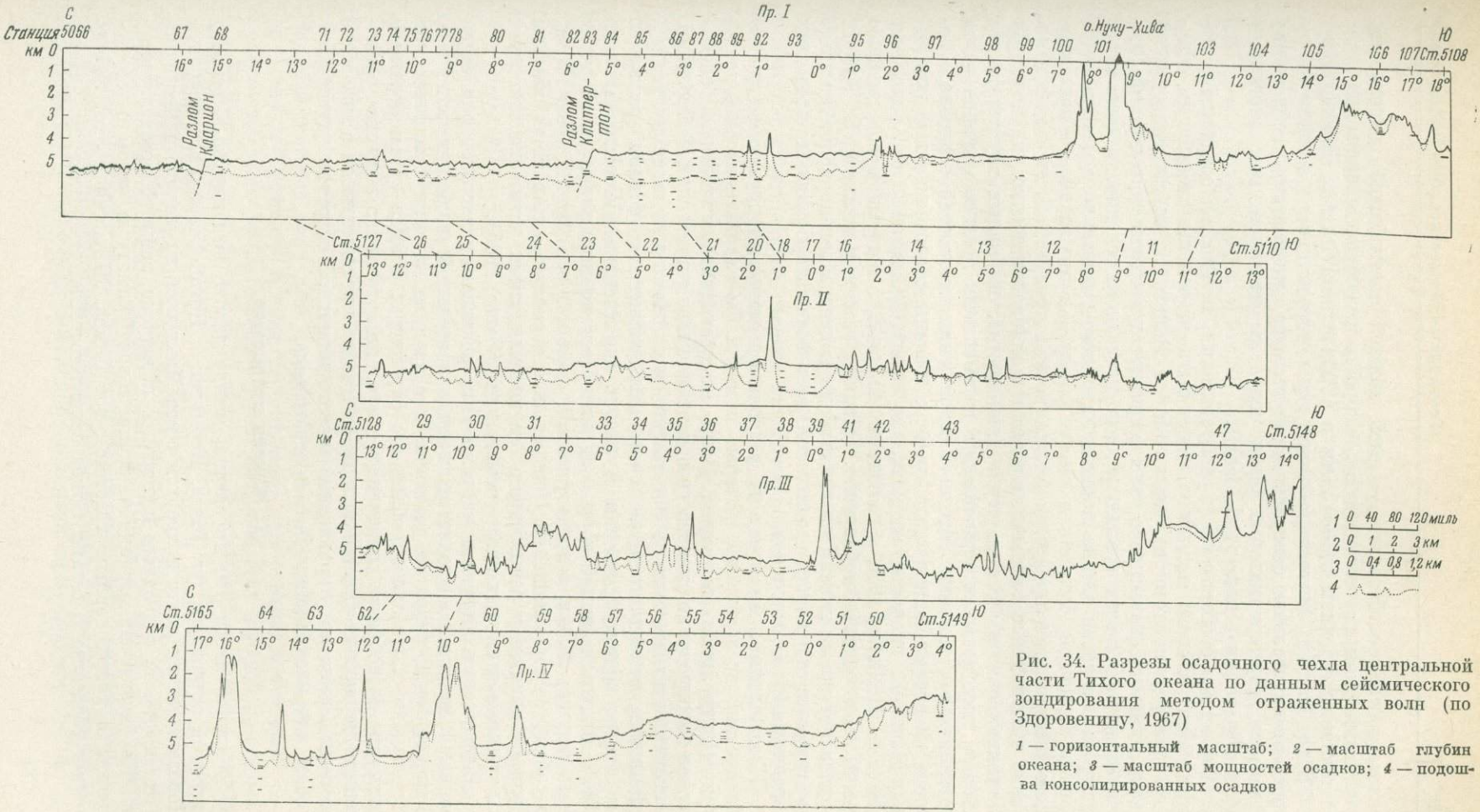


Рис. 34. Разрезы осадочного чехла центральной части Тихого океана по данным сейсмического зондирования методом отраженных волн (по Здоровенину, 1967)

1 — горизонтальный масштаб; *2* — масштаб глубин океана; *3* — масштаб мощностей осадков; *4* — подошва консолидированных осадков

рачному» слою и базальты — самой нижней отражающей поверхности, так называемому «горизонту Б». Скорость осадконакопления при этом составляет в среднем 0,4—0,5 *мм* в 1000 лет (Winterer, Riedel, 1969).

В тех частях Центральной котловины, где мощности осадочного покрова незначительны, с неровностями рельефа связаны частые обнажения базальтов, образцы которых были получены драгированием японскими исследователями (Inoue at al., 1969).

Указанные особенности в распределении мощностей осадочного покрова Центрального талаплена могут быть объяснены следующим образом. Увеличение темпов накопления и мощностей осадков в средней части плиты и связанное с этим выравнивание холмистого рельефа вызваны, видимо, деятельностью южного пассатного течения, выносящего в центральные части океана массу взвешенного терригенного материала от берегов Северной Америки и вместе с тем — и это главное — вызывающего активизацию процессов биологической продуктивности вод океана. Резко повышенные темпы накопления и мощности осадков на поднятии Манихики связаны с тем, что в силу достаточно малых глубин (менее 4600 *м*) там возможно накопление карбонатных осадков, идущее резко повышенными темпами. Местные сокращения мощностей осадочного покрова на обрамляющих плато гребнях связаны с деятельностью придонных течений, скорости которых, по оценке Хейзена и Холлистера (Heezen, Hollister, 1964), достигают 15 *см/сек*. Учитывая современные темпы накопления карбонатных осадков плато Манихики, Б. Хейзен определяет время начала их накопления и, следовательно, поднятия плато до глубины, сделавшей возможной отложение карбонатных илов, как середину мелового периода.

К сожалению, мы почти не располагаем данными других видов геофизических исследований, которые помогли бы охарактеризовать тектонику Центрального талаплена. Здесь не проводилось глубинное сейсмическое зондирование, неизвестны данные гравиметрических наблюдений. Магнитные наблюдения судна «Заря» свидетельствуют о существенных аномалиях магнитного поля, связанных, видимо, с зонами разломов. По самым общим подсчетам Вулларда и Стренджа (Woolard, Strange, 1962) мощности земной коры в области Центрального талаплена должны быть порядка 12 *км*, с возрастанием в районе о-вов Феникс — до 15 *км*. В сейсмическом отношении Центральный талаплен — спокойная область. Судя по данным о распространении поверхностных волн, она относится к категории типичных океанических плит (Santo, 1963).

В сравнении с другими частями Тихоокеанского талассократона Центральный талаплен выделяется своей значительной дислоцированностью. Большое количество зон разломов и связанных с ними вулканических гор создают характерный облик его структуры. Вместе с тем обращает внимание своеобразие сочленения талаплена с геосинклинальным обрамлением периферии талассократона — здесь на протяжении от о-вов Эллис до о-вов Самоа нет характерной геосинклинальной островной дуги с желобом, а на краю талаплена — краевого вала.

7. Южная котловина

В южной части Тихого океана, между далеко выдвинутой к востоку системой островных дуг Тонга, Кермадек и Новой Зеландии, подводным Новозеландским плато и хребтом о-вов Маккуори на западе и Восточно-Тихоокеанским подводным поднятием на востоке, лежит Южная котловина. На севере она ограничена валом о-вов Туамоту и валом о-вов Общества, а также горным хребтом о-вов Самоа. Широкий проход между о-вами Общества и о-вами Самоа связывают Южную котловину с Цент-

ральной. На юге котловину ограничивает подводное Южно-Тихоокеанское (или Тихоокеанско-Антарктическое) поднятие. Понижения хребта Маккуори связывают южную котловину с котловиной Тасманова моря.

Ложе Южной котловины рассматривается здесь как Южный талаплен Тихоокеанского талассократона. Южный талаплен имеет очертания треугольника, одна из вершин которого лежит близ о-вов Самоа, вторая — близ о-вов Маккуори, а третья — примерно на пересечении 120° з. д. и 40° ю. ш. Правда, выступ Новозеландского плато несколько нарушает эти общие треугольные очертания талаплена. Размеры Южного талаплена весьма значительны. Протяженность каждой из сторон треугольника, в который он вписывается, примерно одинакова и равна 2500 миль. Ширина талаплена по 40° ю. ш. имеет примерно такую же величину. Таким образом, по своим размерам Южный талаплен довольно близок к описанному выше Северо-Западному.

Поверхность Южного талаплена представляет собой холмистую равнину, очень полого наклоненную с востока на запад. Восточная окраина этой равнины лежит на глубинах порядка 4000 *м*, а западная — на глубинах порядка 5400—5700 *м*. Однако при этом следует учесть, что западная окраина талаплена слегка приподнята вдоль глубоководных желобов Тонга и Кермадек, а также и вдоль подножия Новозеландского плато, так что наибольший прогиб поверхности талаплена располагается в западной его части, но несколько отступя от края; глубины там достигают наибольших значений, порядка 5500—5700 *м* и местами более 6000 *м*. В средней части талаплена отмечается пологое поднятие с глубинами менее 5000 *м*, которое отделяет юго-западную часть, протягивающуюся к юго-западу между Новозеландским плато и Южно-Тихоокеанским поднятием. В этой части талаплена глубины преимущественно менее 5500 *м*.

На фоне наиболее характерных для Южного талаплена глубин порядка 5000—5500 *м*, определяющих общее положение его поверхности, отмечаются отдельные глубины значительно большего порядка — 5600—5800 *м* и более. Они связаны, главным образом, с узкими желобами, подобными описанным выше для других талапленов. Ширина таких желобов обычно не превышает несколько миль, а длина достигает нескольких дёсятков или даже сотен миль. Глубина вреза желобов относительно поверхности талаплена достигает нескольких сотен метров, и отмечаемые в них максимальные глубины являются наибольшими глубинами Южной котловины. Максимальная известная сейчас глубина северо-восточной части этой котловины (и всей котловины в целом) 6600 *м* (34°15′ ю. ш., 171°46′ в. д.), причем глубины окружающей ее поверхности — около 5600—5800 *м*. Максимальная глубина юго-западной части котловины несколько меньше — 6250 *м* (в точке 55°46′ ю. ш., 117°42′ з. д.).

Поверхность Южного талаплена обладает весьма сложным холмистым рельефом с амплитудой колебания глубин порядка 300—500 *м*. Как уже говорилось, поверхность талаплена слегка наклонена с востока на запад. Западная окраина талаплена приподнята вдоль геосинклинальных желобов Тонга и Кермадек в виде характерного для окраин почти всех талапленов краевого вала. Наиболее резко выражен этот краевой вал вдоль желоба Тонга, где высота его достигает почти 100 *м*, а ширина — около 200 миль. Широкие сводовые поднятия, ориентированные в северо-западном направлении, отмечаются также в северной части талаплена — это валы, несущие группы о-вов Кука (Южных) и Тубуаи, а также группа островов и гор в районе о-ва Раротонга. Широкое сводовое поднятие располагается также в южной части талаплена. Оно ориентировано в северо-западном направлении, вдоль зоны разлома Элтанин, пересекающей гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия примерно на 130° з. д.

Общее поднятие поверхности талаплена отмечается также вблизи подножия Новозеландского плато.

Сложность расчленения поверхности талаплена неодинакова в различных частях его. Наиболее сложным является расчленение в виде частых и высоких холмов в северной части. Было отмечено, что в понижениях поверхность талаплена оказывается несколько более выровненной (Ritchie, 1958). Интенсивность расчленения несколько снижается в целом по мере движения на юг, где начинают преобладать пологохолмистые и даже волнистые равнины. Однако наиболее выровненными являются узкие (шириной около 100 миль) полосы аккумулятивных шлейфов вдоль подножия Новозеландского плато.

Важную особенность рельефа Южного талаплена составляют зоны разломов. Однако изученность их здесь, по сравнению с другими котловинами, недостаточна, и зачастую даже трудно судить о направлениях простираний таких зон, выявленных по одиночным пересечениям. Наиболее значительными из них являются зона разлома, близкая к меридиональному простиранию, протягивающаяся в пределы Южного талаплена из Центральной котловины вдоль восточного края поднятия Манихики и вдоль восточного подножия о-ва Палмерстон (Heezen, Glass, Menard, 1966), а также уже упомянутая выше зона разлома Элтанин, пересекающая Восточно-Тихоокеанское поднятие, входящая в пределы Южного талаплена и прослеживаемая вплоть до восточной окраины Новозеландского плато. Разломы протягиваются, видимо, вдоль северного крыла валов о-вов Кука (Южных) и Тубуаи, а также вдоль подножия склонов Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского поднятий.

На поверхности Южного талаплена находится большое количество гор, большей частью подводных, но местами поднимающихся своими вершинами над водой в виде островов. Наибольшая концентрация таких гор отмечается в двух местах — на поверхности валов вдоль северо-восточной периферии талаплена и на поверхности краевых валов вдоль его западного края. Кроме этих мест повышенных концентраций, подводные горы разбросаны в центральной части талаплена и вдоль некоторых зон разломов.

Два вала, протягивающиеся в северо-западном направлении параллельно друг другу, несут две значительные группы гор: группу гор о-вов Кука (Южных) и о-вов Тубуаи и группу гор в районе о-ва Раротонга. На первом из этих валов преобладают горы, несущие острова, на втором — подводные горы. При этом в первую группу входят: гора, увенчанная атоллом Палмерстон, горы, несущие о-ва *Кука (Южные)* — Аитутаки, Мануа (Херви), Такутеа, Атиу, Матиеро, Мауке, выступающие над уровнем океана в виде о-вов *Тубуаи* — Мария (Халл), Риматара, Руруту, риф Мозес, Тубуаи, Вавитао, подводная гора с глубиной над ее вершиной 27 *м* (банка Президан Тьер), гора с глубиной 1137 *м*, риф Ланкастер, а также уже не входящие в группу о-вов Тубуаи — о. Рапа и о-ва Бас (Маротири). Во вторую группу входят: гора, вершина которой представляет собой риф Уинслоу с глубиной 5 *м*, о-ва Раротонга, Мангаиа, подводная гора Фаберт с глубиной над вершиной 124 *м* и ряд других гор с глубинами над вершинами 1925, 3404, 3460, 3712 *м* и др.

Остров Палмерстон — это атолл. Остров Стюарт, или Сикаина,— поднятый атолл, имеющий в длину 1,2 мили и высоту 150 футов. Остров Аитутаки — в основе своей вулканический, но окружен коралловым рифом-атоллом. Вулканическое ядро острова имеет ширину около 3 миль и высоту 150 *м*. К нему примыкает коралловый риф, имеющий треугольные очертания и размер сторон этого треугольника около 7 миль. Внутри треугольника располагается лагуна. На склонах вулканического

ядра острова на высоте около 35 *м* отмечена абразионная терраса. Остров Мануа — атолл, о. Такутеа — песчаный вал высотой около 6 *м*, лежащий на коралловом рифе, о. Атиу имеет вулканическое ядро, окруженное поднятым коралловым рифом. Его размеры — 2,5 × 3 мили. Вулканическое ядро сложено оливиновыми базальтами, слегка выветренными и латеризованными. Вершина этого вулканического ядра представляет плато высотой 70—90 *м*, склоны которого круто падают ко дну прежней лагуны, теперь заболоченной и окруженной поднятым коралловым рифом — «макатеа» высотой около 20 *м*. Возраст кораллов этого поднятого рифа — от плиоценового до современного. С внешней стороны поднятого рифа лежит современный окаймляющий риф — о. Митиеро — поднятый коралловый остров высотой около 30 *м* с центральным понижением, прежней лагуной, занятой сейчас озером, но без вулканического ядра. Остров Мауке — небольшой остров размером 2 × 3,5 мили, у которого в центре находятся вулканические скалы, окруженные поднятым до 30 *м* коралловым рифом.

К юго-востоку от этой группы, объединяемой часто названием о-ва Херви, лежат о-ва Тубуаи (о-ва Аустрал). Самый северный из этих островов — о. Мария — атолл, все остальные имеют вулканическое происхождение и окружены коралловыми рифами, местами поднятыми. Острова эти сложены оливиновыми базальтами, с небольшими включениями фонолитов и нефелинсодержащих пород.

Остров Мария — атолл, включающий четыре островка. Атолл имеет размеры 3 × 2 мили. Часть рифов этого атолла поднята до высоты около 22 *м*. Остров Риматара имеет размеры 3×2 мили и высоту около 100 *м* (315 футов). Большая часть острова вулканическая и окружена поднятым до высоты 6—10 *м* коралловым рифом. Остров окружен барьерным рифом, имеющим внешний диаметр 6 миль. Остров Руруту — вулканический остров размером 6×3 мили, высотой 396 м. Значительная часть острова — плато высотой 250 *м*. Вулканическое ядро острова окружено поясом древних коралловых рифов, поднятых на восточной стороне его на 90 *м*, а на западной — на 60 *м*. Эти поднятые рифы местами перекрыты отложениями базальтовых лапиллей и палагонитовых туфов. Наиболее древние рифы подняты на южной стороне острова до 150 *м*. Имеются низкие абразионные террасы на высоте 2 и 0,5 *м*. Остров окружен обрамляющим коралловым рифом. Остров Тубуаи имеет размеры 4,3 × ×3 мили и высоту 400 *м*. Остров вулканический, и склоны его расчленены долинами. Устья долин заполнены дельтовыми равнинами. Остров окружен барьерным рифом, внешние размеры которого 8×5 миль, отгораживающим лагуну. Остров Вавитао (или Раивавае) имеет размеры 4,3×1,5 мили и высоту 437 *м*. Остров имеет центральное вулканическое ядро, окруженное лагуной и барьерным рифом размером 7×4 мили. Следует отметить, что о. Вавитао — самый южный из островов Тихого океана, имеющих барьерные рифы (он лежит к югу от тропика Рака). Банка Президан Тьер имеет 6 миль в поперечнике и глубины порядка 35 *м* при минимальной глубине 27 *м*. Риф Ланкастер (или риф Нельсон) имеет размеры 6×1 милю и минимальную глубину 3,6 *м* — это самый южный в Тихом океане коралловый риф. Остров Рапа, размером 6×5 миль, высотой 633 *м*, представляет собой эродированную вулканическую кальдеру. Кратер ее залит водами океана и образует глубокую бухту. Остров сложен оливиновыми базальтами с включениями фонолитов, прорезанными дайками. На склонах вулканического массива отмечены поднятые на высоту до 30 *м* коралловые известняки мощностью около 6 *м*. У берегов острова есть незначительные по размерам обрамляющие коралловые рифы — это южный предел их распространения в Тихом океане (27°30′ ю. ш.). Остров окружен отмелью с глубинами

около 55 *м*, шириной от 1 до 6 миль. По мнению Чабба, фауна насекомых этого острова пришла сюда с о-вов Фиджи и Тубуаи в эоцене (Chubb, 1927). Остров Басс (или Маротири) — самый южный из этой гряды островов. Он состоит из четырех вулканических островков общей длиной 2 мили, высотой 106 *м* и окружен отмелью шириной около 1 мили. По Чаббу, остров представляет остатки разрушенной эрозией и частично погруженной кальдеры. Возраст вулканических островов этой группы определяется большинством авторов как третичный. Более поздних извержений не отмечено.

К юго-западу, на валу, параллельном несущему описанные острова, лежат только два острова — Раротонга и Мангаиа, географически включаемые в группу о-вов Кука (Южных), но по своему структурному положению относящиеся к другому валу. Остров Раротонга — вулканический остров размером 7×5 миль, высотой 640 *м*. Глубоко эродированные вулканические породы представлены базальтовыми туфами. Вулканические породы острова состоят из четырех серий. Наиболее древняя представлена базальтовыми туфами мощностью 600 *м*, содержащими включения фонолитов. Вторую серию слагают базальтовые лавы. Их перекрывают фонолитовые туфы, переслаивающиеся с базальтовыми туфами и образующие третью серию. Самая молодая и развитая на поверхности острова наиболее широко серия — фонолитовые лавы. Возраст вулкана о-ва Раротонга определяется Маршаллом как раннетретичный, или меловой. Обрамляющий риф шириной в полмили окружает остров. Высоко поднятых рифов не обнаружено, хотя обрамляющий риф приподнят до 4,5 *м*. Остров Мангаиа — вулканический остров диаметром около 5 миль и высотой 169 *м*. В центральной части острова лежит вулканическое плато, сложенное базальтами (это мелкозернистые базальты с кристаллами авгита и оливина). В позднем мелу или раннетретичном времени вулкан был действующим. Вулканическое плато окружено болотистой низменностью — прежней лагуной, дно которой теперь на 6—12 *м* выше уровня моря. Внешняя часть острова образована поднятым коралловым рифом — «макатеа», подобным описанному выше для о-ва Атиу. Гребень этого поднятого рифа поднимается до высоты 64—70 *м*. Возраст кораллов, слагающих «макатеа»,— от миоценовых и олигоценовых в его основании до третичных и, возможно, даже более молодых. Остров окружен современным обрамляющим рифом.

Краевые валы вдоль желобов Тонга и Кермадек несут на себе также значительное количество гор. Сразу же к югу от о-вов Самоа протягивается цепочка гор с глубинами над их вершинами 1225, 1097 и 823 *м*. Особенно большое скопление гор между 18 и 23° ю. ш. Это гора Каприкорн с минимальной глубиной над ней 395 *м*, замечательная своей плоской, наклоненной к западу вершиной (Raitt, Fisher, Mason, 1955). Ширина этой плоской вершины — около 20 *км*. Райтт, Фишер и Мезон высказали предположение, что опускание и наклон плоской абразионной вершинной поверхности горы Каприкорн вызваны прогибанием желоба Тонга. Несколько подводных гор в этом районе достигают вершинами поверхности воды и известны как рифы Антиоп, Беверидж, Бюффон, Харано, Альберт-Майер, Глинер. Одна из гор поднимается над водой в виде о. Ниуэ (или Савидж). Это поднятый коралловый остров, в прошлом — атолл, примерно 10 миль в диаметре и высотой 91 *м*. Поверхность острова покрыта фосфатами (Shofield, 1959). На склонах острова отмечены четыре террасы. В центральной части острова есть впадина, являющаяся реликтом прежней лагуны атолла. Южнее, близ стыка желобов Тонга и Кермадек, на краевом валу располагаются подводная гора Осборн с минимальной глубиной 1900 *м* и горы с глубинами 2022, 3785, 2378 *м*. К югу от 30° ю. ш. лежат горы Карритуок (глубина над вершиной 2341 *м*) и

Луисвилл (1143 *м*), а также менее высокие горы с глубинами вершин 3520, 4080, 4119, 4617, 4990, 3323, 3825 *м*. Несколько подводных гор связаны, видимо, с северо-западным продолжением зоны разлома 130-го меридиана — это горы с глубинами вершин 823, 3512, 768, 2195, 1372, 1782 и 3144 *м*.

В центральной части Южного талаплена разбросан ряд подводных гор. Наиболее высокие из них — г. Орн с глубиной над вершиной 29 *м*, г. Уочусетт с минимальной глубиной 9 *м*, риф Эрнест-Легуве, риф Мария-Тереза, г. Софие-Кристенсен, а также горы с глубинами вершин 4049, 3500, 3632, 3008, 3273, 1769, 1588, г. Фаберт с минимальной глубиной над вершиной 124 *м*. Горный массив с глубинами 1408, 1088 и 1425 *м*, показанный на нашей карте в районе 164° з. д. и 32° ю. ш., по данным навигационных карт, новейшими исследованиями не обнаружен (Р. Фишер, персональное сообщение).

Несколько подводных гор отмечено в южной части талаплена, преимущественно вдоль подножия Новозеландского плато. Наиболее крупная гора, а вернее даже массив лежит близ 50° ю. ш., к востоку от о-вов Антиподов. Минимальные глубины над этим массивом — 2391 — 2440 *м*. К югу от Новозеландского плато на многих морских навигационных картах до последнего времени показывался о. Эмеральд. По утверждению ряда специалистов, этот остров в действительности не существует.

Поверхность Южного талаплена покрывают донные осадки трех основных типов: красные глубоководные глины, диатомовые илы и фораминиферовые илы. При этом их распределение подчинено следующей довольно четко выраженной закономерности (Goldberg, 1963; Лисицын, 1962). Красные глубоководные глины покрывают равнинные пространства талаплена к северу от 56° ю. ш., тогда как к югу от этой параллели равнинные пространства покрывают диатомовые илы, относящиеся к характерному широтному поясу, лежащему по периферии материка Антарктиды. Фораминиферовые илы приурочены к поднятиям дна — они образуют покров на обрамляющих талаплен поднятиях и опускаются в него близ их подножий. В ряде районов заметна роль вулканогенного материала, происхождение которого связано с местными очагами вулканизма. Темпы накопления этих важнейших типов донных осадков различны. Наиболее медленно накапливаются красные глины, несколько быстрее идет накопление диатомовых илов, еще быстрее — фораминиферовых илов. Существенно влияет на темпы осадконакопления вынос материала с мелководий шельфа Новозеландского плато, отмечаемый по высокому содержанию слюды в осадках западной части котловины (Arrhenius, 1966).

Мощность покрова красных океанических глин в северной части Южного талаплена порядка 100 *м* (Ковылин, 1970), но местами достигает 300 *м* (Raitt, 1964). В центральной части котловины мощности красных глин еще меньше — порядка 50—100 *м*. Непрерывное сейсмическое профилирование показывает распространение здесь чрезвычайно «прозрачного» верхнего слоя, под которым лишь пятнами местами отмечается средний «непрозрачный» слой, а ниже залегает базальтовый, отражающий «горизонт Б» (Ewing, Ewing, 1970). К югу от Новой Зеландии мощности осадочного покрова резко возрастают, достигая 700—1000 *м*, что связано, видимо, с влиянием высокой биологической продуктивности в зоне антарктической дивергенции и одновременно с выносом турбидитов с Новозеландского плато.

Глубинное строение земной коры Южного талаплена исследовано в северной его части, на западной окраине, близ желоба Тонга и в восточной части. По данным глубинного сейсмического зондирования 37-го

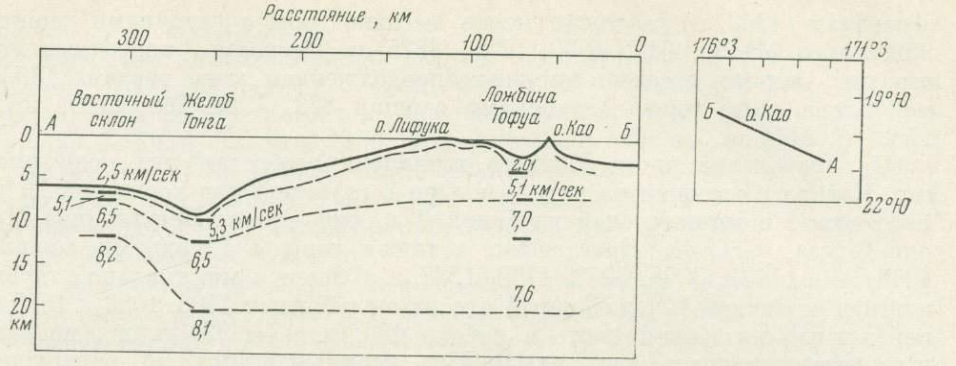


Рис. 35. Разрез земной коры Южной котловины и островной дуги Тонга по данным ГСЗ (Raitt et al., 1955)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

рейса «Витязя» в северной части талаплена, на валу о-вов Кука (Южных), отмечается обычное для океанических плит трехслойное строение: покров рыхлых осадков мощностью 200 *м*, «второй» слой (V = = 5,0 *км/сек*) мощностью 1,5 *км*, «базальтовый» слой (V = 6,7*км/сек*) мощностью 10 *км*. Скорости на кровле мантии — 8,1 *км/сек*. Судя по таким мощностям слоев и глубинам поверхности раздела, вал Кука представляет собой утолщение базальтового слоя коры. По данным американской экспедиции «Даунвинд», строение коры северо-восточной части Южного талаплена отвечает обычным представлениям об океаническом типе коры и верхней мантии (Rait, Shor, 1958). На западном крае талаплена, близ желоба Тонга, отмечено обычное строение коры океанического типа: мощности осадочного покрова порядка 400 *м*, «второго» слоя (для которого здесь предполагается вулканическое происхождение) — 600 *м*, «базальтового» — всего 4,5 *км* (Raitt, Fisher, Mason, 1955) (рис. 35). Последнее обстоятельство напоминает структуру коры под краевым валом Северо-Западного талаплена, где также отмечается утоньшение «базальтового» слоя.

Магнитометрические исследования экспедиции «Каприкорн» в районе желоба Тонга помогают уточнить полученные по сейсмическим данным границы фундамента коры и получить представление о подъеме изотермальной поверхности точки Кюри под краевым валом. Аномальное магнитное поле, по данным 16-го рейса «Вима», характеризуется значительными экстремумами в периферийной части плиты вблизи Новозеландского плато, связанными, вероятно, с разломами.

Гравиметрические данные помогают уточнить мощности земной коры. Для большей части пространств они, по данным Деменицкой (1962), оказываются порядка 5 *км*, но возрастают до 10—15 *км* под валом о-вов Кука и Тубуаи и под отдельными подводными горами (рис. 36).

Данные о распространении поверхностных волн характеризуют Южный талаплен как типично океанический (Santo, 1963). В сейсмическом отношении плита спокойна (Sykes, 1963; Коган и др., 1959; Рихтер, 1963; Гутенберг, Рихтер, 1948). Неглубокие очаги землетрясений отмечены лишь для западной окраины вдоль желобов Тонга и Кермадек.

Судя по описанному выше распространению подводных гор, в преобладающем большинстве случаев являющихся вулканическими, а также по данным о распространении в осадках вулканогенного материала (Лисицын, 1962), вулканизм является широко распространенным явлением в пределах Южного талаплена. Холмистый рельеф, характерный для всех

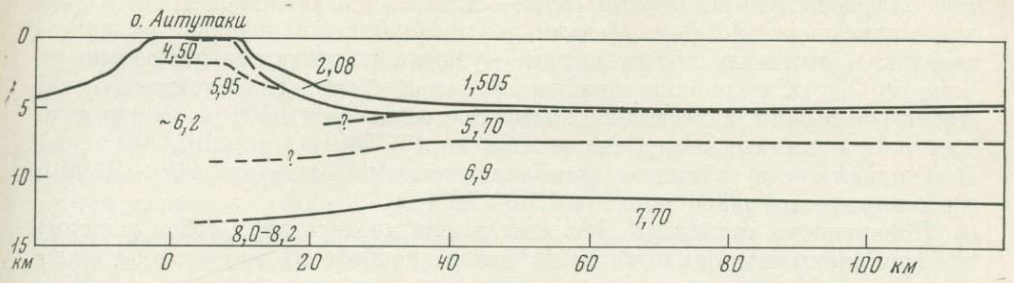


Рис. 36. Разрез земной коры Южной котловины к югу от о-ва Аитутаки (о-ва Кука Южные) по данным ГСЗ (Hochstein, 1967)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

в общем уже рассмотренных нами и рассматриваемых далее талапленов, говорит также и о том, что площадной вулканизм, связанный, вероятнее всего, с процессом зонной плавки мантийного материала и выплавлением из него базальтовых лав, развит здесь очень широко. В связи с этим хотелось бы только указать, что, по нашему мнению, такое широкое распространение вулканизма отнюдь не является исключительной особенностью именно Южного талаплена и других частей Южного океана, как это подчеркивалось в свое время А. В. Живаго (1965). Это явление вообще характерно для широких пространств талассократонов, хотя местами оно несколько маскируется за счет интенсивного осадконакопления, как, например, в экваториальной части Тихоокеанского талассократона, на Северо-Западном талаплене и в районе Аляскинского залива.

Итак, структура Южного талаплена в своих основных чертах очень напоминает другие океанические талаплены. На его пространствах преобладают типичные черты океанического режима развития: площадной вулканизм, зоны разломов и связанные с ними гряды вулканических гор, спокойные сводовые поднятия, на которых лежат поднимающиеся вулканические горы, свидетельствующие о продолжающемся развитии этих валов. Интенсивно развивается краевой вал как структура, соответствующая реакции талаплена на развитие геосинклинальной зоны Тонга—Кермадек. Значительная часть талаплена на юге находится под влиянием развития Южно-Тихоокеанского поднятия, выражающимся в образовании продольных взбросов.

8. Котловина Беллинсгаузена

Самую южную часть Тихого океана занимает котловина Беллинсгаузена. Дно этой котловины рассматривается нами как талаплен того же названия. Он имеет вытянутые очертания и ограничивается на юге подводной окраиной материка Антарктиды, на севере — примыкающими вплотную к материку Антарктиды близ Берега Отса Южно- и Восточно-Тихоокеанским поднятиями, на северо-востоке — Западно-Чилийским поднятием, на востоке — выступом Антарктического п-ова (Земля Грейама) и уступом, отделяющим ложе геосинклинального моря Скотия, и далее к северу — подводной окраиной материка Южной Америки и сопряженным с ней Огнеземельским геосинклинальным желобом. Протяженность талаплена Беллинсгаузена с запада на восток достигает почти 3000 миль. Ширина его около 1000 миль.

Талаплен Беллинсгаузена оконтуривается в целом изобатой 4000 *м*, но для центральной части его характерны глубины более 5000 *м*. Здесь

преобладают глубины порядка 5100—5200 *м*, а в нескольких местах они даже превышают 5200 *м*. Максимальные глубины в пределах талаплена связаны с местными понижениями — узкими вытянутыми желобами, лежащими вдоль подножия южного склона Восточно-Тихоокеанского поднятия,— там они в нескольких местах превышают 5300 *м*. Максимальная известная здесь глубина — 5395 *м* (57°50′ ю. ш., 108°00′ з. д.). В западной части талаплена преобладают глубины порядка 4100—4200 *м*, а в северо-восточной — порядка 4200—4800 *м*.

Поверхность талаплена Беллинсгаузена представляет собой равнину, которая очень четко делится по характеру рельефа на три части: южную, центральную и северо-восточную. Южная часть представляет собой полого наклонную, очень хорошо выровненную, практически совершенно плоскую равнину лишь со следами неровностей типа русел суспензионных потоков и пологих холмов. Наклон этой равнины примерно 50 *м* на 10 миль. Это, по-видимому, аккумулятивный шлейф, опускающийся от подножия материкового склона Антарктиды и протягивающийся вдоль всей южной окраины талаплена. Ширина его порядка 300—400 миль. На глубинах порядка 4400 *м* в западной части талаплена и 5200 *м* в восточной его части пологонаклонная поверхность аккумулятивного шлейфа сменяется также прекрасно выровненной, почти плоской и почти горизонтальной равниной типа так называемых абиссальных равнин. Эта равнина занимает центральную часть талаплена Беллинсгаузена. Лишь местами выровненную поверхность нарушают отдельные горы. Ширина этой абиссальной равнины около 180—240 миль. В западной и средней частях плиты абиссальная равнина примыкает непосредственно к подножию Южно- и Восточно-Тихоокеанского поднятий, но в восточной части ее сменяет третья морфологическая провинция — область сложнохолмистого рельефа, занимающая северо-восточный угол плиты. Эта область лежит на глубинах порядка 4000—4600 *м*. Рельеф ее имеет характер сложнохолмистого и гористого, с амплитудами глубин порядка от одной-двух сотен метров до 500—1000 *м*.

На фоне этих равнин следует отметить несколько сравнительно крупных поднятий, осложняющих морфологию талаплена Беллинсгаузена. Наиболее значительным из них является поднятие в северо-восточной части, названное Г. Менардом, Чейзом и Смитом Галапагосским в соответствии с гипотезой о структурном единстве его с меридиональным поднятием Перуанского талаплена, поднимающимся на север вплоть до района Галапагосских о-вов (Menard, Chase, Smith, 1964). Это поднятие представляет собой здесь сравнительно невысокий (около 1000 *м*) вал, расчлененный на систему продольных гряд и желобов. Другая малоизученная система поднятий протягивается в пределы талаплена Беллинсгаузена, начинаясь у материкового склона Антарктиды в районе м. Дарт, близ моря Амундсена. Судя по имеющимся данным, это система горных гряд и желобов, характерных обычно для зон разломов. Мы предлагаем для этой зоны название зона разлома Амундсена.

Сложные поднятия высотой около 300—400 *м*, разделяемые флексурообразным перегибом поверхности дна, располагаются к югу от 60° между 85 и 105° з. д.

Характерной особенностью рельефа талаплена Беллинсгаузена является также поднятие его восточной окраины, образующей краевой вал Огнеземельского желоба. Этот вал протягивается вдоль геосинклинального желоба Огненной Земли и имеет высоту около 100 *м* и ширину порядка 100 миль. Это определенно аналог краевых валов других частей Тихоокеанского талассократона.

В нескольких местах на поверхности талаплена отмечены глубокие узкие желоба, ассоциирующиеся с представлением о разломах. Особенно

ярко они выражены у подножия Восточно-Тихоокеанского поднятия. Относительно окружающих поверхностей дна они врезаны на 300—400 *м*. Глубокий желоб-разлом отмечен в восточной части талаплена близ 88° з. д.— глубина его вреза также около 400 *м*.

В различных частях талаплена обнаружены отдельные подводные горы. Довольно много их в западной части, в том районе, где Южно-Тихоокеанское поднятие приближается и практически примыкает к подводной окраине материка Антарктиды. Вершины этих гор поднимаются до глубин 2367, 2451, 2859, 3523 *м* при общей глубине порядка 4000 *м*. Много подводных гор в зоне разлома Амундсена: вершины крупнейших из них лежат на глубинах 2354, 2824, 3193, 3367, 3742, 3630 *м*. В центральной части талаплена гор сравнительно мало, но они все же отмечаются — это горы с вершинами на глубинах 4033, 4785, 4600, 3951 *м*. В пределах котловины Беллинсгаузена имеется лишь одна гора, вершина которой поднимается над уровнем океана,— это о. Петра Первого, вулканический массив высотой 1200 *м* над уровнем океана, сложенный базальтовыми и андезитовыми лавами, относимый к вулканам андийского типа. Ряд гор отмечается на краевом валу близ Огнеземельского желоба, с глубинами вершин 122 (банка Пактолус), 1490, 1477, 2453 *м*. Наконец, довольно широко распространены подводные горы в северо-восточной части талаплена. Здесь отмечены горы с глубинами над вершинами 2747, 1480, 2411, 2692, 2237, 2068 *м*.

На поверхности талаплена Беллинсгаузена мы встречаемся со всеми теми же типами донных осадков, что и на Южном талаплене, но к ним прибавляется еще весьма своеобразный четвертый тип — айсберговые отложения на ближайшей периферии материка Антарктиды (Лисицын, 1962). Айсберговые осадки занимают южную часть талаплена Беллинсгаузена, и именно ими сложено, по-видимому, тело аккумулятивного шлейфа, спускающегося от подножия материкового склона Антарктиды к центральной части талаплена. К северу от этого аккумулятивного шлейфа располагается пояс диатомовых илов, выстилающих пространство аккумулятивных абиссальных равнин в центральной части талаплена Белинсгаузена. На поднятиях северо-восточной части талаплена встречаются карбонатные фораминиферовые илы, но пониженные пространства здесь выстилаются в основном красными глубоководными глинами.

Темпы накопления перечисленных типов осадков существенно различаются. Наибольшая скорость накопления свойственна айсберговым осадкам. Велика также скорость накопления диатомовых илов. Скорость накопления карбонатных осадков, в силу больших глубин котловины, оказывается здесь незначительной. Наименьшей является скорость накопления красных глин в северо-восточной части котловины. Значительными темпами идет накопление терригенного осадочного материала, выносимого суспензионными потоками на восточной окраине котловины, близ подножия материкового склона Южной Америки.

По данным непрерывного сейсмического профилирования, под поверхностью плоских абиссальных равнин талаплена Беллинсгаузена лежит слоистая аккумулятивная толща, перекрывающая неровности фундамента. Мощности этой толщи достигают 500—600 *м* в южной части, близ подножия материкового склона Антарктиды, и в восточной, близ подножия материкового склона Южной Америки (Ewing et al., 1966, 1969; Ewing Ewing, 1970). Слоистая структура этой осадочной толщи позволила Юингу и его соавторам высказать предположение о формировании ее главным образом за счет отложений суспензионных потоков. Однако поскольку современные донные отложения по периферии Антарктиды лишены турбидитов, то предполагается, что суспензионные потоки создавали эту аккумулятивную толщу в период, когда Антарктида была сво-

бодна от ледникового покрова, т. е. примерно 4,5—5 млн. лет тому назад. Именно с этого периода в осадках котловины Беллинсгаузена появляются тепловодные радиолярии (Hays, Opdyke 1967).

Глубинное сейсмическое зондирование проводилось в северо-восточной части талаплена Беллинсгаузена американской экспедицией «Даунвинд» (1957—1958 гг.). В районе предполагаемого Менардом южного окончания Галапагосского поднятия были установлены одни из наименьших в Тихом океане значений мощности земной коры — всего 2 *км* для «базальтового» слоя (6—7 *км/сек*), примерно столько же для «второго» слоя (5,0 *км/сек*) и ничтожные мощности посадочного покрова.

Аномальное магнитное поле талаплена Беллинсгаузена носит в общем спокойный характер, но значительные аномалии отмечаются для поднятий в восточной части его близ 100—95-го меридианов з. д. и выявленной там зоны разлома. Крупные аномалии отмечены также для краевых разломов Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятий (М. М. Иванов, персональное сообщение). Судя по данным о распространении поверхностных сейсмических волн, талаплен Беллинсгаузена характеризуется типичной океанической структурой (Santo, 1963). Он сейсмически спокоен, за исключением его краевого вала, где отмечены эпицентры землетрясений (Коган, Пасечник, Султанов, 1959; Sykes, 1963).

Вулканизм, по-видимому, сравнительно мало развит в пределах талаплена Беллинсгаузена, поскольку вулканические горы отмечаются преимущественно по его периферии. Важно отметить, что вулканическая гора — о. Петра Первого, близ подводной окраины материка Антарктиды,— не является типичным океаническим вулканом, а относится к вулканам андийского типа и связана уже со складчато-геосинклинальным обрамлением Тихоокеанского талассократона.

Структура талаплена Беллинсгаузена в общем сходна со структурой других талапленов тихоокеанской платформы. Развивающейся современной структурой является краевой вал Огнеземельского геосинклинального желоба. На поверхности талаплена идет интенсивная аккумуляция донных осадков, материал для которых поступает как с материка Антарктиды, так и образуется в результате интенсивной биологической продуктивности приантарктических вод. Сложное дробление северо-восточной части талаплена сохраняется отчасти благодаря значительно меньшим темпам осадконакопления, а, с другой стороны, возможно, связано с развитием Восточно-Тихоокеанского и Галапагосского поднятий. Обращает внимание резкий структурный переход к геосинклинальной котловине моря Скотия, отражающий, видимо, глубокие различия в строении земной коры. Разломы плиты Беллинсгаузена в настоящее время не активны, если судить по отсутствию проявлений в них сейсмической деятельности.

9. Чилийская котловина

К северу от котловины Беллинсгаузена, отделяясь от нее подводным Западно-Чилийским поднятием, лежит Чилийская котловина. Ее ложе мы рассматриваем как Чилийский талаплен Тихоокеанского талассократона. Структурное обрамление этого талаплена образуют указанное Западно-Чилийское поднятие на юге, Восточно-Тихоокеанское поднятие на западе, зона разлома о-ва Пасхи с подводным хребтом Сала-и-Гомес на севере и геосинклинальный Чилийский желоб и складчатые системы Кордильер материка Южной Америки на востоке.

Чилийский талаплен имеет очертания треугольника, одна вершина которого лежит близ о-вов Пасхи и Сала-и-Гомес, вторая — близ Чилийского желоба примерно на широте 25° ю. ш., а третья — также близ Чилийского желоба возле 44-й параллели ю. ш. Ширина этого треуголь-

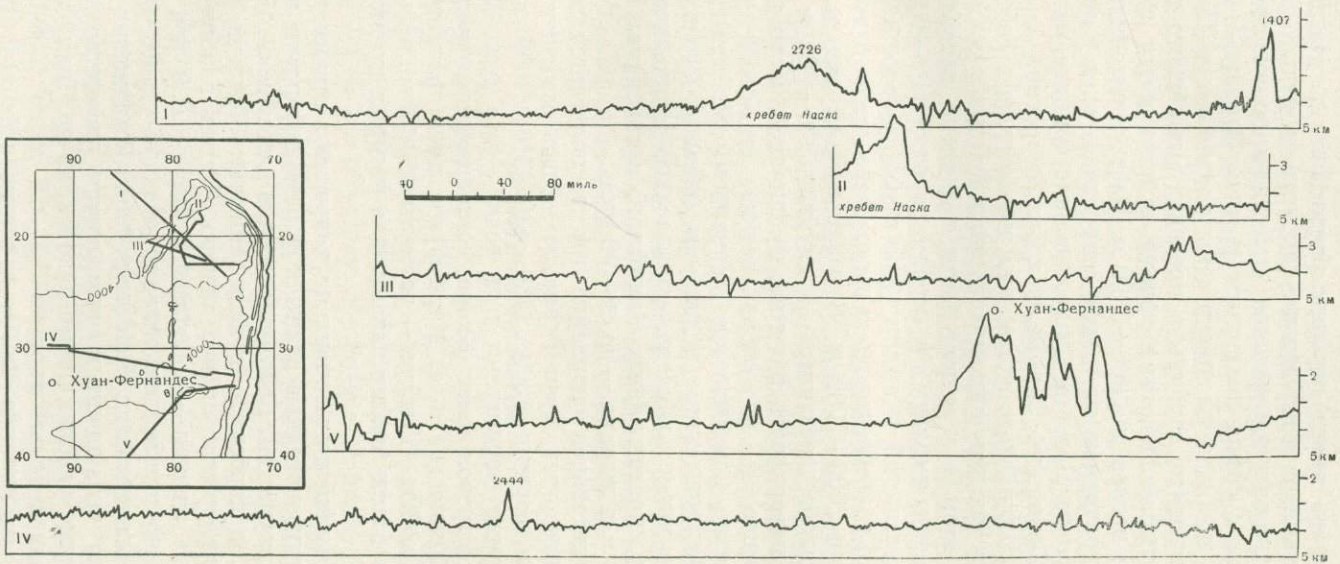


Рис. 37. Профили дна Чилийской и Перуанской котловин и хребта Наска

ника в направлении с востока на запад составляет примерно 1500 миль, а в направлении с севера на юг — около 900 миль. В целом талаплен оконтуривается примерно по изобате 3500 *м*, но наиболее глубокая юго-восточная часть его имеет глубины более 4000 *м*. На большей части пространства талаплена преобладают глубины порядка 3800—4000 *м*. Максимальные глубины приурочены к местным понижениям, узким желобам, связанным с северо-восточным крылом Западно-Чилийского поднятия (5021 *м*) и с южным краем зоны разлома о-ва Пасхи (5738 *м*) (рис. 37). Минимальные глубины в пределах Чилийского талаплена связаны с отдельными подводными горами и колеблются в диапазоне от нескольких сотен метров до 2000—3000 *м*. Часть гор поднимается своими вершинами над уровнем воды в виде островков — скал Эмили, Иосемите, Сефтон-риф, островка Подеста (существование сомнительно), а также в виде о-вов Хуан-Фернандес, Сан-Фелис и Сан-Амбросио.

Поверхность Чилийского талаплена представляет собой сложнорасчлененную холмистую равнину, полого наклоненную в юго-восточном направлении. При этом в западной части талаплена преобладает высокохолмистый рельеф с амплитудой глубин порядка 500—600 *м*, а в восточной — низкохолмистой с амплитудой глубин около 100 *м*. На фоне такого холмистого рельефа довольно часто встречаются отдельные подводные горы высотой 2000—3000 *м*. В различных частях талаплена отмечаются узкие желоба, врезанные на глубину 300—500 *м* относительно среднего уровня поверхности равнины. В западной части талаплена располагается сложное и не очень четкое по своей конфигурации подводное поднятие, связываемое Менардом, Чейзом и Смитом с гипотетическим Галапагосским поднятием (Menard, Chase, Smith, 1964). Вдоль восточного края талаплена, параллельно Чилийскому геосинклинальному желобу, протягивается Чилийский краевой вал. Высота этого вала порядка 500 *м*, а ширина — до 60—90 миль.

Наиболее значительное скопление гор располагается на Чилийском талаплене в районе о-вов Хуан-Фернандес. Здесь отмечаются подводные горы с глубинами вершин 1300, 1430, 430, 316, 1800 *м*, а две горы поднимаются своими вершинами над водой — это о-ва Мас-Афуэра и Мас-А-Тьерра и островок Санта-Клара, составляющие группу Хуан-Фернандес. Это вулканические о-ва. Мас-Афуэра имеет размеры 5 × 7 миль и высоту 1650 *м*, а Мас-А-Тьерра — размеры 12 × 3 мили и высоту 915 *м*. Острова сложены базальтовыми лавами, для которых предполагается третичный возраст.

Поверхность Чилийского талаплена покрывают осадки двух основных типов: красные глубоководные глины и фораминиферовые илы. При этом красные глины приурочены преимущественно к восточной, более глубокой части талаплена, а карбонатные илы занимают бóльшую его часть как по западной периферии, так и в центре. Темпы накопления красных глин здесь весьма низкие — порядка 0,4 *мм* в 1000 лет, что согласуется с данными по темпам накопления осадков такого типа в других районах Тихого океана (Rex, Goldberg, 1958; Романкевич и др., 1964). Однако несколько неожиданным оказывается сравнительно низкий по сравнению с другими районами темп накопления на Чилийском талаплене карбонатных осадков также порядка 0,4—0,5 *мм* в 1000 лет, несмотря на значительное содержание $CaCO_3$ в осадке (Menard, 1964). Это обстоятельство связано, по-видимому, с низкой биологической продуктивностью поверхностных вод океана. Влияние вулканического материала отмечено в восточной части талаплена в виде прослоев вулканического пепла (Worzel et al., 1960).

Мощность осадочного покрова на поверхности Чилийского талаплена, по данным непрерывного сейсмического профилирования и глубинного

сейсмического зондирования, незначительна — всего лишь несколько десятков метров и только местами — первые две-три сотни метров (Ewing, Houtz, Ewing, 1969; Fisher, Raitt, 1962; Ewing, Ewing, 1970). Осадочная толща, по данным непрерывного сейсмического профилирования, на большей части пространства представлена здесь только верхним «прозрачным» слоем, а «непрозрачный», обычно интерпретируемый как докайнозойский, слой отмечен лишь в виде узкой полосы в восточной части котловины, вдоль Чилийского желоба. Это связывается Юингом и его соавторами с расширением дна океана в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия и пододвиганием той части плиты, которая имела докайнозойский осадочный покров, под окраину материка Южной Америки (Ewing, Ewing, 1970). Глубинное строение земной коры под этим талапленом типично океаническое: «второй» слой (4,4—5,2 *км/сек*) имеет мощность 1,7—1,8 *км*, «базальтовый» (7,0—6,6 *км/сек*) — 7,2—6,6 *км*. Кровля мантии характеризуется скоростями распространения продольных сейсмических волн порядка 8,4—8,2 *км/сек*. Суммарная мощность коры несколько больше, чем обычно на океанических талапленах, порядка 9,0 *км* при средней мощности для Тихоокеанского талассократона в целом 6,3 *км* (Fisher, Rait, 1962).

Данные по структуре аномального магнитного поля и гравитационного поля Земли для Чилийского талаплена весьма скудны. Отмечается, что величина теплового потока на Чилийском талаплене соответствует средней для ложа океана — порядка 1,1 *мкал/см*^{2}*·сек* — или несколько ниже ее в западной части талаплена. Итак, все это дает нам довольно типичную картину спокойной структуры океанической плиты, испытывающей современные деформации лишь на краю, вблизи геосинклинального пояса. Сложный рельеф коренных пород сохраняется благодаря малым темпам осадконакопления. Вулканизм развит на пространствах Чилийского талаплена примерно в тех же масштабах, что и в других частях талассократона.

10. Котловина Наска

К северу от северо-восточного угла Чилийского талаплена, за восточным продолжением разлома о-ва Пасхи, лежит сравнительно обособленная котловина Наска, отделяющаяся подводным хребтом Наска (по которому она и названа) от обширной Перуанской котловины. Котловина Наска невелика по своим размерам. Ее ложе — талаплен Наска — имеет треугольные очертания, и все стороны этого треугольника порядка 450 миль. Талаплен Наска оконтуривается изобатой 4500 *м*. Поверхность его представляет собой сложнорасчлененную высокохолмистую равнину. Высоты холмов колеблются от 100—200 до 800 *м*. Наряду с холмами отмечено несколько узких желобов-разломов, направление простираний которых еще неясно. Глубины в пределах талаплена Наска преимущественно порядка 4600—4800 *м*, но максимальные глубины в желобах превышают 5000 *м*. Максимальная глубина над талапленом — 5334 *м* — находится в его северо-восточной части. Восточный край талаплена Наска приподнят до глубин 4000—4200 *м*, образуя типичный краевой вал вдоль северной части Чилийского желоба. Минимальные глубины над талапленом. Наска приурочены к вершинам отдельных гор: 1907, 2523, 2740, 1302, 2625 *м*. Эти горы сконцентрированы вдоль юго-восточной окраины талаплена.

Поверхность талаплена Наска выстилают в основном красные глубоководные глины, накапливающиеся, видимо, очень низкими темпами. На поверхности краевого вала Чилийского желоба, в его южной, наиболее высокой поднятой части, лежат карбонатные фораминиферовые

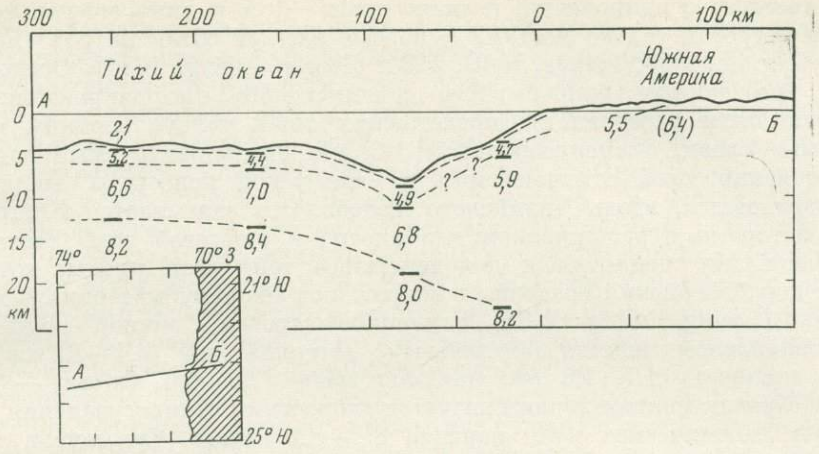


Рис. 38. Разрез земной коры котловины Наска и западной окраины материка Южной Америки к западу от Антофагасты по данным ГСЗ (Fisher, Raitt, 1962)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

илы. По данным экспедиции «Даунвинд», строение земной коры под талапленом Наска соответствует обычному океаническому типу, т. е. покров осадков обладает малой мощностью (порядка 100 *м*), «второй» слой имеет мощность порядка 1,0 *км*, «базальтовый» слой — порядка 6,0 *км* (Fisher, Raitt, 1962) (рис. 38). По данным гравиметрических исследований, с краевым валом талаплена Наска связаны высокие положительные аномалии Буге — более + 400 *мгал* (Woollard, Strange, 1962), что может быть объяснено поднятием кровли мантии относительно положения ее в центральной части талаплена. Мощности земной коры, по гравиметрическим данным, могут быть оценены для талаплена как равные 10 *км* в центральной его части и около 8 *км* под краевым валом и в западной части талаплена. Величина теплового потока на талаплене Наска не превышает значений, обычных для других океанических талапленов (Von Herzen, Langseth, 1965). По данным о распространении поверхностных волн, талаплен Наска должен быть отнесен к числу типичных океанических талапленов (Santo, 1963). В сейсмическом отношении центральная часть талаплена Наска спокойна, но в районе краевого вала Чилийского желоба отмечается ряд мелкофокусных землетрясений (Гутенберг, Рихтер, 1948).

11. Перуанская котловина

К северу от зоны разлома о-ва Пасхи и подводного хребта Наска лежит Перуанская котловина. Дно этой котловины — Перуанский талаплен Тихоокеанского талассократона — ограничено на западе Восточно-Тихоокеанским поднятием, на севере — поднятием Галапагосских о-вов и валом Карнеги, а на востоке — Перуанским геосинклинальным желобом и складчатыми системами Кордильер Южной Америки.

Перуанский талаплен имеет в плане более или менее изометрические очертания. Ширина его около 1200 миль. Талаплен оконтуривается примерно по изобате 4000 *м*. Глубины талаплена колеблются в довольно широких пределах — от 3600 до 5600 *м*. Преобладают глубины порядка 4400 *м*, а максимальные глубины приурочены к местным понижениям типа узких желобов-разломов. Наибольшая глубина 5600 *м* лежит в вос-

точной части талаплена. В центральной части его известны глубины 5469, 5225 *м* (глубина «Карнеги»), а в южной части, в желобе у подножия хребта Сала-и-Гомес, т. е. практически уже в зоне разлома о-ва Пасхи, наибольшая глубина равна 5537 *м*. Наименьшие глубины в пределах талаплена связаны с поднятием и отдельными горами: 2187 и 2967 *м* над вершинами гор в южной части талаплена, 2050 *м* — в северной части.

Рельеф Перуанского талаплена весьма сложен. На преобладающей части пространства он представляет сложно расчлененную высокохолмистую равнину. Высота холмов колеблется в пределах нескольких сотен метров. На фоне этого холмистого рельефа резко выделяются узкие и глубокие желоба-разломы. Глубина их вреза относительно общего уровня холмистой равнины порядка 300—400 *м*. Ориентировка их еще не очень ясна. Желоб-разлом Бауэр (в котором находится глубина «Карнеги») ориентирован, видимо, в северо-западном направлении, тогда как желоба-разломы в восточной части талаплена — в северо-восточном. Желоб-разлом вдоль подножия хребта Сала-и-Гомес ориентирован в широтном направлении. Ширина этих желобов оказывается порядка 4—6 миль. Края Перуанского талаплена слегка приподняты, и наиболее опущенной является его центральная часть. Восточный край талаплена приподнят в виде краевого вала Перуанского геосинклинального желоба.

Менардом, Чейзом и Смитом высказано предположение о существовании в центральной части Перуанской котловины широкого и невысокого Галапагосского поднятия (Menard, Chase, Smith, 1964). Ширина этого поднятия, по их представлениям, достигает 800 миль. Поперечный профиль асимметричен: гребень поднятия несколько смещен к западу. Сводовая часть поднятия, шириной около 120 миль, имеет сложный рельеф, характеризующийся сочетанием гряд и желобов. Один из таких желобов углублен относительно общей поверхности поднятия на 400 *м*. Протяженность Галапагосского поднятия в меридиональном направлении, по Менарду и др., достигает 900 *км*. Южной границей четко выраженного Галапагосского поднятия, по Менарду, Чейзу и Смиту, является зона разлома Бауэр, к югу от которой проследить поднятие не удается вплоть до разлома о-ва Пасхи, южнее которого гипотетическим продолжением Галапагосского поднятия являются поднятия поверхности Чилийского талаплена и талаплена Беллинсгаузена. Менардом и его соавторами высказано предположение, что Галапагосское поднятие, параллельное Восточно-Тихоокеанскому, является древним поднятием такого же типа.

С нашей точки зрения, само существование Галапагосского поднятия в таком виде, как его описывают Менард, Чейз и Смит, маловероятно, скорее всего — это разрозненные небольшие возвышенности и гряды. Оснований для предположений о его рифтовом происхождении и генетическом сходстве с Восточно-Тихоокеанским поднятием еще меньше.

К востоку от Галапагосского поднятия в пределах Перуанского талаплена на нашей карте рельефа дна Тихого океана в масштабе 1 : 10 000 000 показано узкое, вытянутое в юго-восточном направлении подводное поднятие. Изображение этого поднятия основано на данных морских навигационных карт, оказавшихся, по новейшим данным, любезно сообщенным Г. Менардом, ошибочными. Следовательно, в действительности это поднятие не существует.

Количество подводных гор на Перуанском талаплене невелико — они насчитываются единицами.

Поверхность Перуанского талаплена покрыта на большей части пространства красными глубоководными глинами. Поверхность Галапагосского поднятия покрывают карбонатные фораминиферовые илы. В строении верхнего слоя осадочной толщи принимают участие прослои вулканиче-

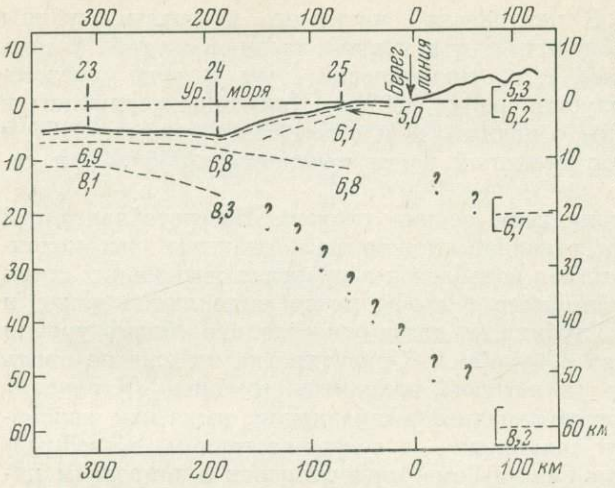


Рис. 39. Разрез земной коры восточной части Перуанской котловины и западной окраины материка Южной Америки к юго-западу от Кальяо по данным ГСЗ (Raitt, 1964)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

ских пеплов, выявленные эхолотированием и известные как «Ворзеловский пепловый горизонт» (Worzel, 1959). По данным глубинного сейсмического зондирования экспедиции «Даунвинд», мощность осадочного покрова на восточной окраине талаплена около 300 *м*, мощность «второго» слоя (5,2 *км/сек*) составляет 1,3 *км*, а «базальтового» (6,9 *км/сек*) — 4,8 *км* (Raitt, 1964) (рис. 39). Суммарная мощность коры составляет здесь 6,4 *км*. Скорости продольных сейсмических волн на разделе Мохоровичича — 8,1 *км/сек*. Аномалии силы тяжести в редукции Буге на восточной окраине Перуанского талаплена составляют +300 *мгал*, а мощности коры, основанные на гравиметрических данных,— порядка 7 *км* (Woollard, Strange, 1962).

Перуанский талаплен характеризуется нормальными и несколько пониженными (в западной части) значениями теплового потока из недр Земли (Lee, Uyeda, 1965). Данные о распространении поверхностных волн характеризуют Перуанский талаплен как область типичной океанической коры (Santo, 1963). В пределах Перуанского талаплена известны лишь одиночные очаги землетрясений, концентрирующиеся вдоль краевого вала Перуанского желоба. Правда, два очага землетрясений установлены для восточного склона Галапагосского поднятия, что и послужило отчасти основанием для гипотезы Менарда, Чейза и Смита о сходстве этого поднятия со срединно-океаническими хребтами.

12. Панамская котловина

К северо-востоку от Галапагосских о-вов, отделяясь от Перуанской котловины хребтом Карнеги и от Гватемальской котловины хребтом Кокос, лежит Панамская котловина. На востоке ее обрамлением служат материковые склоны Центральной и Южной Америки. Ложе котловины оконтуривается изобатой 3000 *м*. Рельеф дна котловины очень сложен: характерны вытянутые желоба с глубинами до 4201—4233 *м*, разделяемые грядами с глубинами зачастую менее 100 *м*. Вершина одной из гряд подымается над поверхностью океана в виде о-ва Мальпело в центральной части котловины. В последние годы рядом авторов обращено внимание на специфику геофизических характеристик Панамской котловины: в ней отмечается высокая сейсмическая активность и в ее пределы протягивается продолжение сейсмического пояса Восточно-Тихоокеанского хребта (Barazangi, Dorman, 1969), измерены высокие величины

теплового потока из недр Земли, сопоставимые с величинами теплового потока в рифтовых зонах (Lee, Uyeda, 1965), обнаружены линейные, симметрично располагающиеся, аномалии магнитного поля, столь характерные для срединно-океанических хребтов с их рифтовыми зонами (Herron, Heirtzler, 1968; Raff, 1968). Все это дает основания видеть в Панамской котловине продолжение или, вернее, восточную ветвь рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского хребта и рассматривать ее в тектоническом отношении не в качестве плиты океанского талассократона, а в качестве развивающейся и находящейся в ранней стадии развития ветви срединно-океанского мобильного пояса.

13. Гватемальская котловина

К северу от Галапагосских о-вов, отделяемая на западе от открытой части океана северным окончанием Восточно-Тихоокеанского поднятия — поднятием Альбатрос,— лежит Гватемальская котловина. Ложе этой котловины мы рассматриваем в качестве Гватемальского талаплена Тихоокеанского талассократона. Восточное обрамление этого талаплена образуют вал Кокос на юго-востоке и Центрально-Американский геосинклинальный желоб и складчатые системы Центральной Америки на северо-востоке.

По своим очертаниям Гватемальский талаплен напоминает треугольник, одна из вершин которого лежит близ Галапагосских о-вов, другая — близ м. Сикатула (на побережье Мексики), а третья — близ м. Кабо-Бланко (на побережье Коста-Рики). В направлении с юго-востока на северо-запад протяженность талаплена достигает 1000 миль, а ширина его между поднятием Альбатрос и Центрально-Американским желобом — до 500 миль. В пределах Гватемальского талаплена преобладают глубины порядка 3300—3600 *м*. Максимальная глубина над талапленом 5312 *м* так же, как и другие наибольшие глубины над ним — 4919, 5011 *м*,— связаны с местными понижениями дна в виде узких желобов. Минимальные глубины связаны с вершинами отдельных подводных гор — 1691, 2323, 2395, 2456, 2597, 2661 *м*, а также с гребнем подводного хребта Теуантепек — 1806, 2355 и 2737 *м*.

В рельефе Гватемальского талаплена сочетаются сложное холмистое расчленение, отдельные горы и участки довольно хорошо выровненных волнистых равнин (рис. 40). Наиболее сложный рельеф характерен для периферических частей талаплена, тогда как в центре его он несколько спокойнее. Холмистая равнина Гватемальского талаплена полого наклонена в направлении к северо-западу от глубин порядка 3300 *м* близ вала Кокос к глубинам порядка 4100 *м* близ подножия хребта Теуантепек и вдоль Центрально-Американского желоба. Вместе с тем северо-восточная окраина талаплена приподнята, образуя краевой вал Центрально-Американского желоба с глубинами порядка 3200—3600 *м*. Высота этого вала около 500 *м*, а ширина — порядка 100 миль. Северо-западный угол талаплена, лежащий за хребтом Теуантепек, также в целом приподнят на 200—300 *м*, так что холмистая равнина здесь лежит на глубинах порядка 3200 *м*. В центральной части талаплена поверхность его относительно выровнена, и на глубинах порядка 3600 и 3300 *м* там наблюдаются сравнительно ровные площадки. Отдельных подводных гор на Гватемальском талаплене довольно много, но высоты их над уровнем окружающей поверхности большей частью невелики — порядка 600—1000 *м*.

Очень характерным образованием является подводный хребет Теуантепек (Menard, Fisher, 1958). По своей морфологии этот хребет является аналогом ряда других известных для талассократона Тихого океана

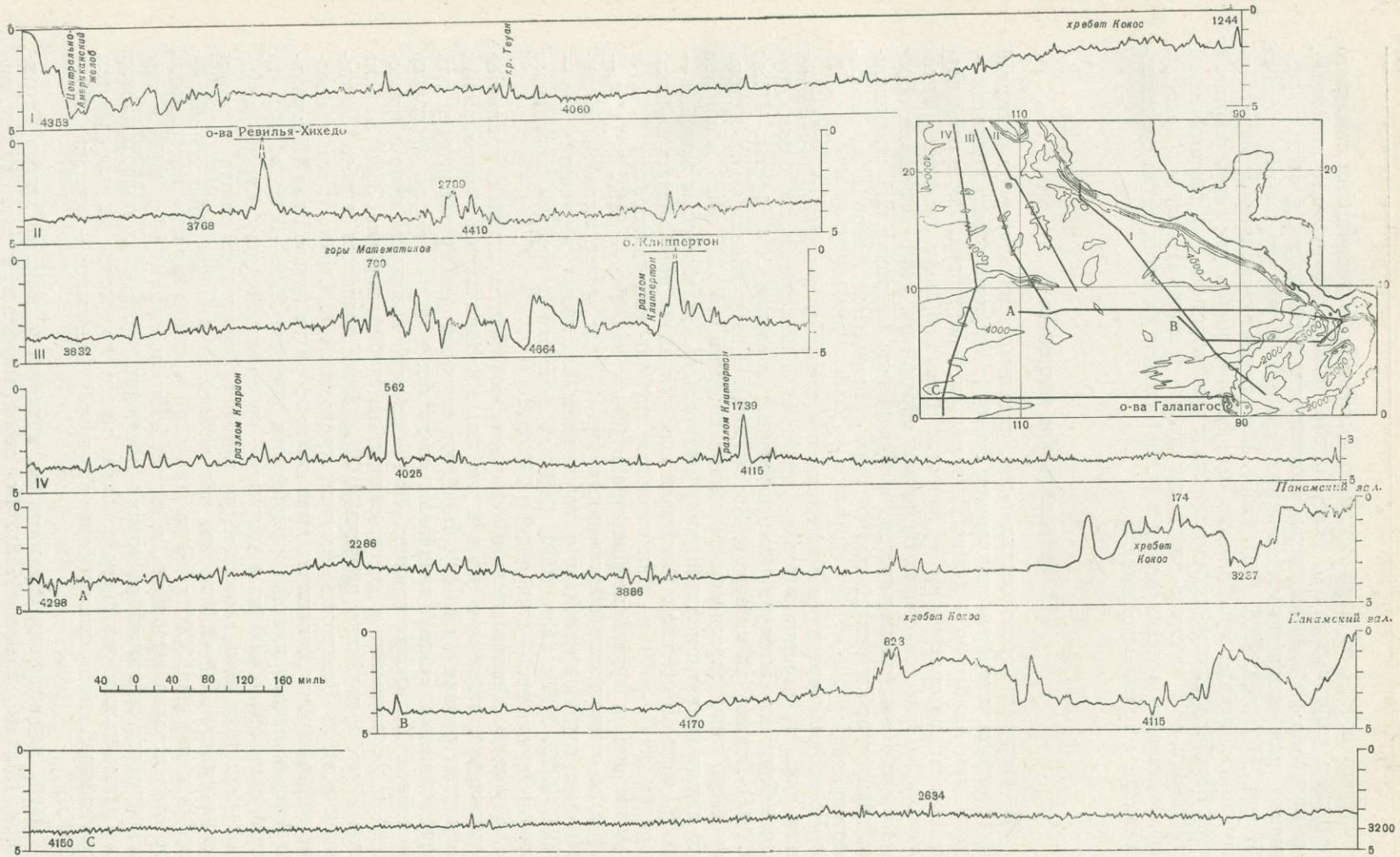


Рис. 40. Профили дна Гватемальской и Панамской котловин

хребтов зон разломов. Он представляет собой узкий асимметричный гребень, отделяющий приподнятую северо-западную часть Гватемальского талаплена от центральной его части. Ширина его всего 5—7 миль, а протяженность превышает 300 миль. Высота гребня над поднятым крылом талаплена — около 1100 *м*, а над дном сопряженного с ним желоба, лежащего у подножия юго-восточного склона,— около 1600 *м*. Хребет Теуантепек и зона разлома, с которой он связан, примыкают под углом примерно 45° к восточному продолжению зоны разлома Клиппертон. Менардом и Фишером зона разлома Теуантепек рассматривается как вторичная по отношению к разлому Клиппертон, сопряженная с ним как оперяющий разлом.

Поверхность Гватемальского талаплена покрывают осадки трех типов — терригенные илы, карбонатные фораминиферовые илы и кремнистые радиоляриевые илы. Терригенные илы развиты здесь наиболее широко и покрывают поверхность краевого вала и всю северо-восточную часть талаплена, ближайшую к материку Северной Америки. Южную часть талаплена, примыкающую к поднятию Галапагосских о-вов и также несколько приподнятую, покрывают карбонатные фораминиферовые илы. Пояс кремнистых радиоляриевых илов протягивается сравнительно узкой полосой вдоль склона поднятия Альбатрос. Судя по данным о темпах накопления осадков этих типов для смежных частей океана (Goldberg, Koide, 1963), накопление осадков на поверхности Гватемальской плиты идет со скоростью порядка 1,0—1,5 *мм* в 1000 лет. Мощность рыхлого осадочного покрова на поверхности Гватемальского талаплена значительна — порядка 200—300 *м* и местами до 500 *м* (Fisher, 1961; Ewing, Ewing, 1970). Глубинное строение земной коры в области Гватемальского талаплена во многом сходно со строением других океанических плит: под рыхлым осадочным покровом залегает «второй» слой мощностью около 1,0 *км*, под ним — «базальтовый» слой (6,8 *км/сек*) мощностью 4,0—5,0 *км*, подстилаемый породами верхней мантии, характеризующимися скоростью сейсмических волн 6,1 *км/сек* (Fisher, Shor, 1961) (рис. 41). Однако необычно высокими являются скорости продольных сейсмических волн, установленные здесь для «второго» слоя,— 5,7 *км/сек*. Эти скорости близки к скоростям, характеризующим «гранитный» слой материковой коры Центральной Америки,— 5,8 *км/сек*, и это позволяет предположить возможность существования в прошлом материкового массива на месте современного Гватемальского талаплена. Впрочем, современная мощность земной коры под этим талапленом составляет всего 5—7 *км*, что обычно для океанических талапленов, и это осложняет решение.

Магнитометрические исследования не дают четкой картины связей аномального поля со структурой Гватемальского талаплена. Гравитационное поле характеризуется здесь аномалиями в редукции Буге порядка + 200 *мгал*, а мощности коры, по гравиметрическим данным, имеют величину около 8 *км*. Тепловой поток из недр Земли на Гватемальском талаплене имеет очень низкое значение — значительно ниже среднего для Тихоокеанского талассократона, порядка в среднем $0{,}65 \cdot 10^{-6}$ *кал/см*^{2} · *сек* (Von Herzen, Uyeda, 1963). Фон Герцен и Уеда видят возможное объяснение столь низким величинам теплового потока в эффекте катастрофического накопления осадков в результате деятельности суспензионных потоков и в эффекте погребенного рельефа коренных пород. Однако закономерная связь низких значений теплового потока с определенной тектонической областью позволяет также искать связи между этими величинами и возрастом характеризуемой ими области.

Как известно, на материках низкими значениями теплового потока характеризуются древние щиты. Можно предположить, что в океанических областях пониженные значения теплового потока связаны с обла-

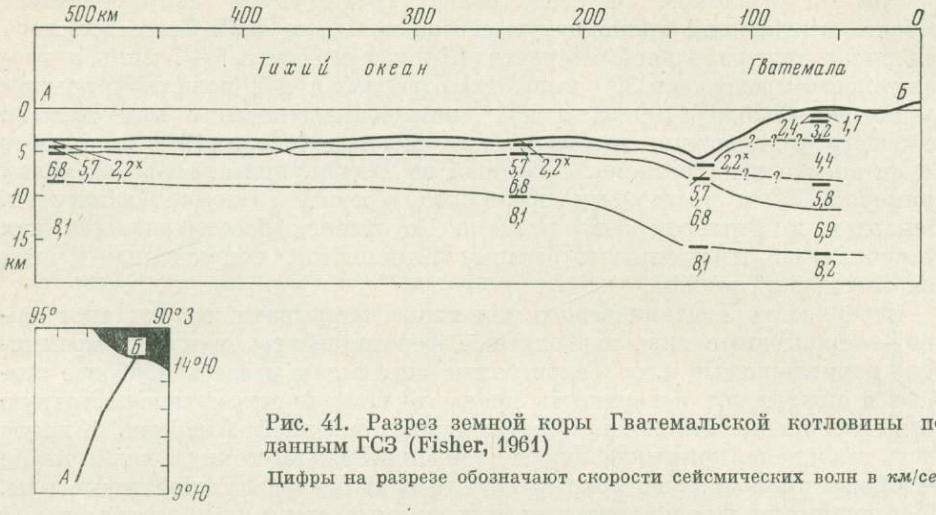


Рис. 41. Разрез земной коры Гватемальской котловины по данным ГСЗ (Fisher, 1961)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

стями пониженной тектонической активности и нисходящих движений коры. Принимая во внимание необычные значения скоростей сейсмических волн для «второго» слоя коры Гватемальского талаплена и основанные на анализе тектоники прилегающей суши представления о существовании в прошлом в этой области материкового массива, нам кажется возможным сделать предположение о погружениях этого массива и *молодости Гватемальского талаплена* как части Тихоокеанского талассократона.

По данным о распространении поверхностных сейсмических волн, Гватемальский талаплен представляется неоднородным. Здесь отмечается сочетание участков с типично океаническим прохождением волн и участков, которые должны быть отнесены к складчато-геосинклинальным областям (Santo, 1963). В сейсмическом отношении центральные части Гватемальского талаплена спокойны, но для его окраин отмечаются мелкофокусные землетрясения. Очаги таких землетрясений лежат вдоль краевого вала Центрально-Американского желоба, вблизи вала Кокос и вдоль поднятия Альбатрос, а также концентрируются вдоль зоны разлома Теуантепек (Гутенберг, Рихтер, 1948). Судя по этому, зона разлома Теуантепек является сейчас вполне активной, в отличие от зоны разлома Клиппертон, к которой она примыкает и которая сейсмически спокойна (Menard, Fisher, 1958). Сейсмичность окраин Гватемальского талаплена является, видимо, признаком реакции его на развитие сопряженных структур: геосинклинального Центрально-Американского желоба и мобильных зон системы срединно-океанического хребта — поднятия Альбатрос и вала Карнеги.

14. Северо-Восточная котловина

Значительная часть восточной половины Тихого океана представляет собой единую котловину, морфологически не разделяемую никаким крупным структурным поднятием. Поскольку эта котловина занимает весь северо-восточный квадрант океана, ее принято называть Северо-Восточной котловиной. Дно Северо-Восточной котловины мы рассматриваем в качестве Северо-Восточного талаплена Тихоокеанского талассократона. Следует заметить, что Северо-Восточный талаплен, несмотря на отсут-

ствие в его пределах крупных структурных поднятий, делящих его на части, все же может быть подразделен на ряд частей — своего рода отдельных талапленов — зонами разломов. Это составляет характерную особенность Северо-Восточного талаплена по сравнению с другими частями Тихоокеанского талассократона, разделяемых структурными поднятиями.

Северо-Восточный талаплен в целом обрамляется на юго-востоке поднятиями Альбатрос и Восточно-Тихоокеанским, на юго-западе — валом Туамоту, на западе — горной грядой Лайн, Гавайским островным и Северо-Западным подводным хребтом. На севере его обрамление составляют Алеутский геосинклинальный желоб и Алеутско-Аляскинский комплекс складчатых кайнозойских структур. Северо-восточное обрамление талаплена образует Калифорнийский комплекс кайнозойских складчатых структур западной окраины материка Северной Америки.

Размеры Северо-Восточного талаплена значительны. В направлении с севера на юг он протягивается на 4800 миль, а ширина его с востока на запад — 2300 миль. Этот талаплен по своей площади больше любого другого из рассмотренных ранее талапленов Тихоокеанского талассократона. Глубины над поверхностью Северо-Восточного талаплена колеблются в широком диапазоне: от 3500 *м* в северо-восточной части и 4000 *м* в юго-восточной до глубин порядка 6500 *м* в северо-западной и порядка 6000 *м* в западной частях. Максимальные глубины в пределах талаплена приурочены к местным понижениям дна — узким желобам-разломам и прогибам. Наибольшая известная глубина находится в желобе-разломе Чинук в северной части талаплена и равна 7168 *м*. Довольно широко развиты глубины 6500—6800 *м* в прогибе вдоль Северо-Западного подводного хребта. Однако преобладающий фон составляют глубины от 5000 до 5500 *м* в западной половине и от 4000 до 5000 *м* в восточной половине талаплена. Минимальные глубины над ним колеблются также в широком диапазоне: от 2000—3000 *м* до нескольких сотен и десятков метров над вершинами отдельных подводных гор и над гребнями хребтов и горных массивов, связанных с зонами разломов.

Интересно отметить, что число гор, поднимающихся над уровнем океана в виде островов, в пределах Северо-Восточной котловины крайне незначительно: это о-ва Ревилья-Хихедо и о. Клиппертон в восточной части и Маркизские о-ва — в южной части котловины.

Поверхность Северо-Восточного талаплена представляет собой в общем равнину, полого спускающуюся с востока на запад. Характер рельефа этой равнины подвержен значительным изменениям от почти плоских равнин северо-восточной части котловины до сложнохолмистых в центральной части и гористых участков в юго-восточной части. Кроме того, поверхность талаплена разбита системой разломов (рис. 42) на ряд блоков, смещенных друг относительно друга в горизонтальном направлении. В силу наклона их поверхности, а возможно, и за счет некоторых вертикальных смещений эти блоки отличаются по своему уровню. В настоящее время известны восемь наиболее крупных разломов, разделяющих Северо-Восточный талаплен на части: Маркизский, Галапагосский, Клиппертон, Кларион, Молокаи, Меррей, Пайонир и Мендосино. Дальнейшее описание морфологии Северо-Восточного талаплена дается по частям, разграничиваемым этими зонами разломов.

Самая южная часть Северо-Восточного талаплена лежит *к югу от зоны разлома Маркизских о-вов*. Эта зона разлома проходит между северной оконечностью вала о-вов Туамоту и южной оконечностью горного массива Маркизских о-вов примерно в широтном направлении, точнее, в восточно-северо-восточном направлении, и подходит к западному склону Восточно-Тихоокеанского поднятия близ параллели 10° ю. ш. Поверх-

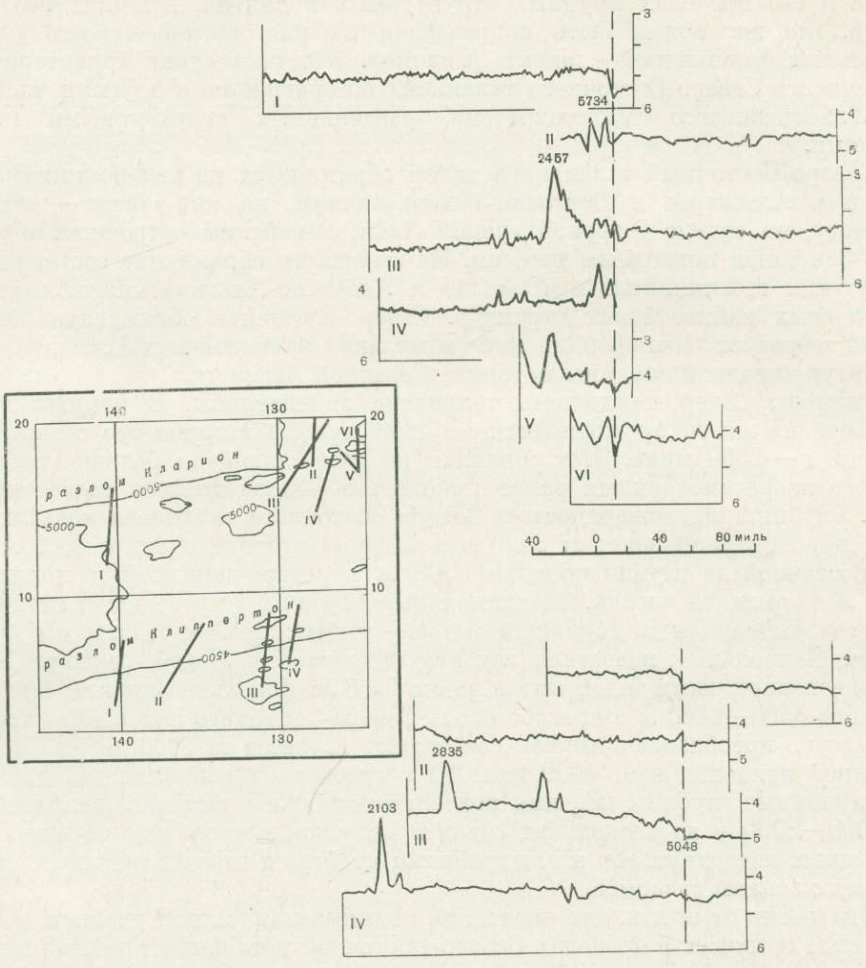


Рис. 42. Профили дна в зонах разломов Кларион и Клиппертон

Пунктиром обозначено положение разлома

ность южного угла Восточно-Тихоокеанского талаплена, заключенного между этой зоной разлома, валом о-вов Туамоту и Восточно-Тихоокеанским поднятием, имеет сложный холмистый рельеф и наклонена к западу, достигая глубин порядка 4500—4560 *м* близ подножия восточного склона вала Туамоту. В пределах этой части талаплена находится ряд отдельных подводных гор высотой около 1000 *м*, с глубинами вершин 2856, 2705 *м* и др.

Зона разлома Маркизских о-вов в западной своей части выражена в рельефе сочетанием узких вытянутых желобов с глубинами более 5000 *м* — до 6450, 5139, 5020 *м*, врезанных относительно окружающих пространств ложа океана с глубинами 4500 *м* более чем на 500 *м*, и ряда подводных гор с глубинами над вершинами 2560, 2750, 2850 *м*. Южнее Маркизских о-вов разлом выражен в виде асимметричного гребня с уступом, обращенным к югу. Подводная гора Бейгл с вершиной на глубине 2856 *м* лежит, видимо, на этом разломе. К востоку от 135° з. д. разлом приобретает морфологическое выражение сбросового уступа, южное крыло

которого поднято, а северное опущено. Общая протяженность Маркизской зоны разлома достигает 130 миль.

К северу от Маркизской зоны разлома поверхность Северо-Восточного талаплена представляет собой холмистую равнину, наклоненную в общем к западу, но приподнятую в виде широкого вала в районе Маркизских о-вов. Ширина этой равнины в направлении с севера на юг, между ограничивающими ее зонами разломов, около 550 миль. При этом поверхность равнины лежит в восточной части на глубинах порядка 4500 *м*, а высота холмов колеблется от 60 до 120 *м*. В средней части описываемой равнины поверхность ее опускается до глубин порядка 4700 *м*. Несколько подводных гор здесь поднимаются своими вершинами до глубин около 3800 *м*.

Поверхность равнины поднимается по мере приближения к Маркизским о-вам в виде широкого вала. Ширина этого вала по изобате 4500 *м* — около 360 миль, а высота, исключая надстройку горного массива Маркизских о-вов,— около 700 *м*. Поверхность вала Маркизских о-вов хорошо выровнена, в противоположность сложному расчленению подводных склонов самих островов, обладающих характерным вулканическим рельефом. Выровненная поверхность вала, являющегося цоколем Маркизских о-вов, представляет собой характерный «островной шлейф».

Менардом было высказано предположение о магматическом происхождении этого шлейфа, основанное на сопоставлении объемов тела шлейфа с возможным объемом терригенного, поставляемого за счет эрозии и абразии островов материала, явно недостаточного для формирования объема шлейфа. Однако анализ характера рельефа островного шлейфа Маркизских о-вов и других островов Тихого океана позволяет заметить достаточно определенные черты аккумулятивного выравнивания. Кроме того, следует принять во внимание резко повышенные темпы накопления осадочного материала как терригенного, выносимого в открытый океан течениями, так и органогенного, у подножия гор и островов. Подвижность воды над их склонами препятствует осаждению там этого материала и вызывает образование облаков взвеси (Лисицын, 1966), оседающих лишь на некотором удалении. Определенную роль должны играть в формировании островных шлейфов и суспензионные потоки, возбуждаемые подводными оползнями со склонов гор и цоколей островов. Все это может приводить к накоплению осадочного материала в объеме, значительно большем, чем он мог бы быть поставлен лишь за счет разрушения надводной и береговой части островов. Следовательно, в формировании островных шлейфов аккумулятивные толщи должны играть существенную роль, а выровненная поверхность этих шлейфов может быть именно следствием аккумулятивного выравнивания первичного вулканического и тектонического рельефа.

К западу от Маркизского вала поверхность талаплена вновь спускается на глубины от 4500 до 5000 *м*. Поверхность талаплена обладает очень сложным холмистым и гористым рельефом. Высота холмов при этом порядка от 50—100 до 500—600 *м*, а высота отдельных гор — до 1200—1700 *м*. В этой части плиты наблюдаются узкие глубокие желоба-разломы с относительной глубиной около 500—700 *м*.

Горный массив Маркизских о-вов, лежащий в сводовой части Маркизского вала, представляет собой сочетание нескольких крупных гор, имеющих общий цоколь, оконтуриваемый изобатой 4000 *м*, но разделяемых на три группы глубинами более 3000 *м*. Этот горный массив вытянут в северо-западном направлении и имеет протяженность 220 миль и ширину 90 миль в основании. Вершины гор поднимаются до весьма малых глубин в виде ряда банок и над водой в виде девяти островов: Фату-Хива, Мотане, Тахуата, Хива-Оа, Фату-Хаку, Напоу, Наку-Ку, Уа-Хука,

Нуку-Хива, Мотуики, Эиао. Показанный на многих картах Коралловый о-в в действительности, вероятно, представляет собой лишь банку.

Маркизские о-ва имеют вулканическое происхождение. Породы осадочного происхождения встречаются на них исключительно редко. Интересно, что на этих островах, лежащих близко к экватору (8—11° ю. ш.), отсутствуют сколько-нибудь хорошо развитые коралловые рифы, что связывают с влиянием возможных отклонений к западу холодного Гумбольдтова течения, которое убивает коралловые полипы.

Остров Фату-Хива имеет вытянутые в меридиональном направлении очертания, длину 9 миль и ширину 4 мили. Высота его 1119 *м*. Остров представляет собой древний базальтовый кратер, внутри которого построен более молодой кратер, сложенный пепловым материалом. Базальтовые лавы острова рассекаются множеством даек оливиновых базальтов. Один из наиболее поздних базальтовых потоков сложен оливиновыми трахибазальтами. *Остров Мотане* также вытянутых очертаний — 5 миль в длину и 1,5 мили в ширину. Высота его 500 *м*. Он представляет собой древний пепловый вулканический конус с наклонно падающими слоями.

Остров Тахуата имеет 9 миль длины и 5 миль ширины. Высота его 1000 *м*. Остров представляет собой остаток северного склона древнего вулкана, разрушенного, видимо, сбросами. Остров сложен порфиритовыми базальтами, содержащими оливин, авгит и лабрадорит. На северной части острова лежат палагонитовые туфы. На острове отмечены поднятые береговые террасы, и вместе с тем он окружен отмелью с глубинами порядка 110 *м*. *Остров Хива-Оа* имеет наибольшую длину 25 миль и ширину 10 миль. Высота его является наибольшей среди других Маркизских о-вов — 1265 *м*. Остров сложен порфиритовыми оливиновыми базальтовыми лавами, изливавшимися, видимо, из нескольких кратеров, располагающихся вдоль линии широтного простирания. Пеплы играют незначительную роль в строении острова. На гребне острова отмечены серые трахибазальты и андезиты. На острове есть серные источники. На склоне острова, на высоте 488—396 *м*, находится выровненное плато — его происхождение связывают с абразионным срезанием в период, когда остров располагался ниже относительно уровня океана. Предполагается, что впоследствии остров был поднят на 610 *м* и позднее, судя по затопленным устьям долин, опущен на 180 *м*. *Остров Фату-Хаку* — небольшой островок размером 1 × 1,5 мили, высотой 360 *м*. Вершинная поверхность острова выровнена и окружена крутыми склонами в виде обрывов высотой 250 *м*. *Остров Напоу* имеет размеры 10 × 8 миль и высоту 1237 *м*. Остров представляет собой поднятое вулканическое плато, изрезанное по краям. *Остров Наку-Ку* имеет длину 9 миль и ширину 4 мили. Высота его 853 *м*. Он представляет собой северный край разрушенного кратера. *Остров Нуку-Хива* — самый большой из Маркизских о-вов — 15×10 миль, высотой 1185 *м*. Строение его напоминает строение о-ва Фату-Хива, так как он также образован двумя вулканическими конусами, один из которых образовался внутри другого. Южная половина более древнего кратера сложена потоками трахибазальтовых лав. Северная половина конуса была опущена по сбросу. Внутренний конус сложен в основном пирокластическим материалом, переслаиваемым потоками базальтовых лав. Обычно это оливиновые базальты, рассекаемые дайками. На высоте 792 *м* лежит обширное плато. Возможно, что это плато создано в результате морской абразии в период более низкого положения острова. Склоны острова круто падают к берегу, образуя обрывы высотой до 90 *м*. На высоте около 400 *м* отмечены поднятые коралловые рифы мощностью около 2 *м*. *Остров Мотуики* состоит из трех небольших островков высотой 220 *м* и длиной 1,5 мили, покрытых гуано. *Остров Эиао* имеет размеры 8×5 миль и высоту 610 *м*. К востоку от него лежит о. *Хатуту* размером 4×2 мили

и высотой 396 *м*. Оба эти острова являются, видимо, частями одного и того же вулканического гребня, но разделены сейчас проливом шириной 5 миль. К востоку от них лежит несколько банок с глубинами 44, 36, 18 *м*. Банка с глубиной 7 *м* лежит к западу от о-ва Нуку-Хива, банка с глубиной 64 *м* — к востоку от Нуку-Хива и с глубиной 11 *м* — к северу от о-ва Хива-Оа.

Для всех крупных островов этой группы отмечены признаки трех циклов вулканизма. Первый цикл характеризовался излияниями малодифференцированных базальтовых лав, второй — выбросом пирокластического материала, образованием кальдер и дифференциацией лав от базальтовых до трахитовых, третий — образованием даек и интрузивов с составом лав от базальтовых до трахитовых. Предполагается третичный возраст вулканизма. Современная вулканическая деятельность, за исключением серных источников на о-ве Хива-Оа, неизвестна.

Галапагосская зона разлома протягивается почти точно в широтном направлении, несколько южнее экватора: на широте примерно 3—4° ю. ш., в западной части Северо-Восточного талаплена и примерно по экватору в восточной его части. Полная протяженность этой зоны разлома пока еще не очень ясна. На западе она прослежена до 142-го меридиана з. д., а на востоке, по данным Менарда (1966), пересекает Восточно-Тихоокеанское поднятие до Галапагосских о-вов и далее протягивается вдоль вала Карнеги вплоть до подводной окраины материка Южной Америки. Морфологическое выражение этой зоны разлома не очень четкое, но выделяется она все же достаточно уверенно. В западной своей части она представляет довольно широкий — около 25—35 миль — грабен, глубиной всего 150—200 *м*, ограничиваемый с севера типичным асимметричным гребнем. В восточной части зона разлома имеет форму узких желобов и уступов.

Поверхность Северо-Восточного талаплена *к северу от Галапагосской зоны разлома* представляет собой хорошо выровненную волнистую равнину, местами нарушаемую отдельными невысокими холмами и горами. Ширина этой равнины в меридиональном направлении — около 400 миль. Поверхность равнины почти горизонтальна и лишь очень полого наклонена к западу. Глубины над ее восточной частью — порядка 4000 *м*, а над западной — до 4600—4900 *м* и в местных понижениях, вблизи восточного подножия вала о-вов Лайн, достигают 5000 *м*. Однако на большей части пространства равнины глубины колеблются около 4500 *м*. Высота волнистых поднятий в среднем около 150 *м*, но ширина таких волн очень большая — до 30—50 миль, так что общий характер рельефа очень выровненный. Высота отдельных гор достигает 500—1000 *м* при ширине их в основании около 10—30 миль. Некоторые горы достигают еще большей высоты и их вершины лежат на глубинах 1505 (г. Линн), 2389, 3012, 2835, 2103 *м*, а вершина самой высокой (г. Жермен в восточной части талаплена) — на глубине 20 *м*. На поверхности талаплена, примерно в 150—200 милях к югу от зоны разлома Клиппертон, отмечено несколько желобов северо-западного простирания с глубиной вреза около 450—1700 *м*. Желоба эти сопровождаются асимметричными невысокими хребтами.

Зона разлома Клиппертон протягивается в направлении, очень близком к широтному, через все пространство Северо-Восточного талаплена от о-вов Лайн до о-ва Клиппертон (по которому она и названа), так что длина ее достигает по крайней мере 2000 миль. Менардом высказано предположение о продолжении этой зоны через поднятие Альбатрос в пределы Гватемальской котловины с разделением на две ветви: широтной и северо-восточной, вдоль хребта Теуантепек (Menard, 1958). Морфология зоны существенно меняется вдоль ее простирания (см. рис. 42).

В самой западной части, близ гряды о-вов Лайн, эта зона практически не выражена в рельефе, и, возможно, ее отмечает лишь подводная гора Гагарина, поднимающаяся до глубины 1593 *м*. Однако уже на 140-м меридиане з. д. эта зона разлома выражена в рельефе очень четким региональным сбросом с амплитудой смещения поверхности дна на 700 *м*. Далее к востоку, в районе 135—129° з. д., зона разлома хотя и сохраняет морфологию сбросового уступа, но уже теряет столь четкое выражение. Еще дальше, между 127 и 113° з. д., зона разлома имеет вид широкого и невысокого поднятия, полосы дробления или «шрама», в котором сочетаются узкие гряды с желобами шириной около 10—30 миль и с относительной глубиной до 1300 *м*. Этому «шраму» одновременно соответствует региональное изменение уровня поверхности талаплена примерно на 270—360 *м* (поверхность дна к югу от зоны разлома лежит выше, чем к северу от нее). Между 113 и 107° з. д. зона разлома Клиппертон приобретает морфологию горного хребта, усеянного вулканическими горами. Ширина этого хребта около 60 миль, а длина около 330 миль. Вдоль северного подножия хребта лежит глубокий и узкий желоб-грабен, так что хребет имеет типичный асимметричный профиль. Колебания глубин здесь достигают 2500 *м*, а крутизна склонов при высоте их до 2500 *м* — 40°.

Остров Клиппертон является одним из наиболее высоких вулканических пиков этого хребта. Основная часть острова — атолл, но сквозь коралловую постройку выступают щелочные трахитовые вулканические породы. Остров имеет форму типичного атолла, в виде кольца коралловых рифов, окружающих внутреннюю лагуну глубиной до 106 *м*. Размеры этого атолла примерно 3,8×2,4 *км*. Выступы вулканических пород Ла-Круа рассматривает как остатки купола пелейского типа. Необычно большая глубина внутренней лагуны может считаться признаком погружения. Для о-ва Клиппертон отмечены положительные аномалии силы тяжести (+130—140 *мгал*).

В районе между 107 и 101° з. д. зона разлома вновь имеет морфологию «шрама» — сложного низкого и широкого (около 20 миль) поднятия с желобом глубиной около 370—730 *м*, пересекающего поднятие Альбатрос.

К северу от зоны разлома Клиппертон поверхность Северо-Восточного талаплена лежит на заметно больших глубинах, чем к югу от нее. Это подчеркивается контуром изобаты 4500 *м*, ориентированной на батиметрических картах вдоль зоны разлома на большем ее протяжении, и фестонообразным изгибом изобаты 4000 *м* в восточной части. Равнина океанского ложа к северу от зоны разлома Клиппертон располагается на глубинах от 4000 до 5200 *м*, поверхность ее полого наклонена в общем к западу и несколько прогнута в районе 150° з. д., так что именно там, а не вблизи гряды о-вов Лайн, располагаются глубины 5336, 5803, 5293, 5265, 5255, 5231 *м*. Однако для большей части поверхности талаплена характерны глубины порядка 4800 *м* в восточной половине и порядка 5000 *м* — в западной. Преобладает пологохолмистый тип рельефа.

Высота холмов в среднем 50—100 *м*, а ширина их — около 4—6 миль. Ширина этой части талаплена в меридиональном направлении — около 600 миль. В направлении с севера на юг поверхность талаплена почти не имеет наклона. Кроме многочисленных холмов отмечен ряд гор. Их сравнительно мало в средней части талаплена и довольно много в западной и восточной его частях. Горы средней части талаплена поднимаются своими вершинами до глубин 3658, 4207, 4316 *м*. Значительно выше и многочисленнее горы западной части: их вершины достигают глубин 1432, 1443, 1713, 1930, 2458, 3068, 3566, 3846, 3896 *м*. Трудно сказать,

связаны ли эти горы с системой гор о-вов Лайн или, скорее, с системой трещин-разломов северо-восточного направления, протягивающихся из Центральной котловины через гряду о-вов Лайн в Северо-Восточную котловину. В восточной части описываемого талаплена количество гор несколько меньше, чем в западной, а вершины их лежат на глубинах 561, 2476, 2950, 3512 *м*. Одна из гор поднимается, видимо, до поверхности океана там, где, по непроверенным данным, отмечена скала Вильде-Тулуз. На самой восточной окраине талаплена располагается горная система, названная Менардом горами Математиков (Menard, Fisher, 1958). По-видимому, следует относить эту горную систему к западной периферии поднятия Альбатрос и рассматривать ее как часть срединно-океанического хребта.

На поверхности равнины талаплена в ряде мест отмечены узкие желоба-разломы, углубленные на несколько сотен метров ниже уровня океанского ложа. В южной части равнины с ними связаны глубины более 5000 *м*: 5502 (наибольшая глубина описываемой части талаплена), 5127, 5298 *м* и т. д. Желоба эти ориентированы большей частью в северо-восточном направлении.

Зона разлома Кларион протягивается в направлении, очень близком к широтному, почти от самой гряды о-вов Лайн на западной окраине талаплена до района о-вов Ревилья-Хихедо на его восточном крае. Протяженность ее достигает 3000 миль. Свое название зона разлома получила по о-ву Кларион, самому западному из группы о-вов Ревилья-Хихедо, лежащему в ее пределах. Морфология зоны разлома Кларион имеет сложный характер и меняется вдоль ее простирания. Вместе с тем на значительном протяжении она имеет характер регионального уступа-сброса, или, как можно предполагать по аналогии с другими зонами разломов Северо-Восточной котловины, сдвига-сброса. Северное крыло его опущено по отношению к южному на 300—400 *м*, что подчеркивается на батиметрической карте очертаниями изобаты 5000 *м* (см. рис. 42).

В своей западной части зона разлома Кларион, прослеживаемая сейчас до 156° з. д., выражена в рельефе дна в виде полосы сложного раздробления поверхности талаплена. Ширина этой полосы 60—100 миль. В ее пределах наблюдаются серии уступов высотой в несколько сотен метров, асимметричные гребни и узкие желоба. Амплитуда колебаний глубин при этом достигает местами 1600 *м*, углубление желобов относительно прилегающей с севера поверхности талаплена — до 700 *м*, а глубины в них достигают 6103, 6032, 5734, 5647, 5893 *м*. Средняя часть зоны разлома Кларион — между 130-м и 118-м меридианами з. д. — имеет более сложный рельеф за счет появления там ряда вулканических гор. Остроконечные вершины этих гор поднимаются до глубин 3293, 2451, 2257 *м*, а вершина наиболее высокой из них — г. Калифорния — до глубины 490 *м*. К востоку от 118° з. д. желоба в пределах зоны разлома уже не отмечаются. В районе о-вов Ревилья-Хихедо и далее к востоку до Центрально-Американского желоба количество вулканических гор в зоне разлома Кларион еще более возрастает и достигает на этом сравнительно коротком отрезке значительного числа — 25 вулканов, из них 4 относятся к о-вам Ревилья-Хихедо, а 21 — к району восточнее них. Среди этих вулканов шесть активных лежат на продолжении зоны разлома уже на суше, в Вулканической провинции Южной Мексики, один активный — о. Сан-Бенедикто — в группе о-вов Ревилья-Хихедо. Интересно, что эти семь активных вулканов образуют единственный во всем западном полушарии ряд, не ориентированный параллельно ни очертаниям побережья, ни простираниям островной дуги.

Группа о-вов Ревилья-Хихедо состоит из четырех маленьких островков: Кларион, Рока-Партида, Сокорро и Сан-Бенедикто. Все они имеют

вулканическое происхождение (Richards, 1958; Mooser, Maldonado, Kordell, 1959; Emery, 1948). В слагающих их породах преобладают щелочные и андезитовые базальты. Следует заметить, что о-ва Ревилья-Хихедо относятся одновременно как к зоне разлома Кларион, так и в такой же степени к западному крылу северного окончания поднятия Альбатрос, и поэтому особенности состава их лав рассматриваются как характерные для срединно-океанического хребта (Engel, Engel, 1964).

К северу от зоны разлома Кларион поверхность талаплена в целом опущена на несколько сотен метров относительно части талаплена, лежащей южнее этой зоны. Поверхность талаплена при этом заметно наклонена с востока на запад, так что глубины в западной части примерно на 2000 *м* больше, чем в восточной. В восточной части глубины над поверхностью талаплена порядка 3200 *м*, а в западной они достигают в среднем 5200—5500 *м*. Ширина этой части талаплена в направлении с севера на юг составляет примерно 500 миль. Поверхность дна характеризуется исключительно сложным характером расчленения. Здесь преобладает сложный высокохолмистый рельеф, по существу даже мелкогорный, с монотонным пилообразным профилем дна. Высота холмов порядка 200—300 *м*, ширина их — около 4—6 *м*. На фоне этого холмистого рельефа в различных частях талаплена отмечены отдельные подводные горы и узкие желоба.

Довольно много подводных гор в западной части талаплена: там отмечены подводные горы с вершинами на глубинах 1444, 2804, 1611, 2435, 3154, 3109, 2498 *м*. Для некоторых из них определен меловой возраст и установлены признаки горизонтальных перемещений с момента образования на значительные расстояния к северу или северо-западу от того места, где они сформировались (Schimke, Bufe, 1968; Richards, Vacquier, Vanvoorhis, 1967).

Глубины в желобах в западной части талаплена достигают 5853, 5604, 5649, 5670, 5623, 5810, 5920, 5800 *м*. Желоба ориентированы большей частью в северо-восточном направлении. С севера в пределы талаплена выдвинута южная часть Гавайского вала и сопряженного с ним краевого сводового поднятия талаплена — Гавайского свода. Вместе с тем вдоль восточного склона южной части Гавайского вала и расположенного на нем Гавайского хребта находится глубокая депрессия — Гавайский прогиб, в котором глубина достигает 5572 *м*.

В средней части описываемой области талаплена подводные горы редки. Отмечается несколько желобов с глубинами до 6367 (максимальная глубина этой части Северо-Восточного талаплена), 5917, 5584 *м*. Глубины над вершинами гор значительно больше, чем в западной части талаплена: 3347, 3914, 3956 *м*, т. е. горы ниже. Показанная на морских навигационных картах гора с вершиной на глубине 457 *м*, по данным американских исследователей, не существует. К востоку от 130° з. д. число подводных гор возрастает. На картах можно видеть ряд одиночных вулканических гор с вершинами, поднимающимися до глубин 1280, 2440, 2880, 3100, 3620, 640, 1570, 1640, 3640, 338 *м* (г. Хендерсон), 684 (г. Крест) и др. Одна из гор поднимается своей вершиной над уровнем океана на 33 *м* в виде островка Скалы Алихос — трех скал, представляющих собой остатки большого вулканического конуса. С плоской вершины г. Хендерсон путем драгировки были получены образцы базальтового гравия и грубоокатанной гальки. Предполагается, что вершина этой горы была в прошлом абрадирована и затем испытала погружение. Вблизи подножья материкового склона поверхность талаплена выровнена за счет образовавшегося там аккумулятивного шлейфа.

Зона разлома Молокаи протягивается в почти широтном направлении из районов о-ва Молокаи (Гавайские о-ва) на западе в направлении к

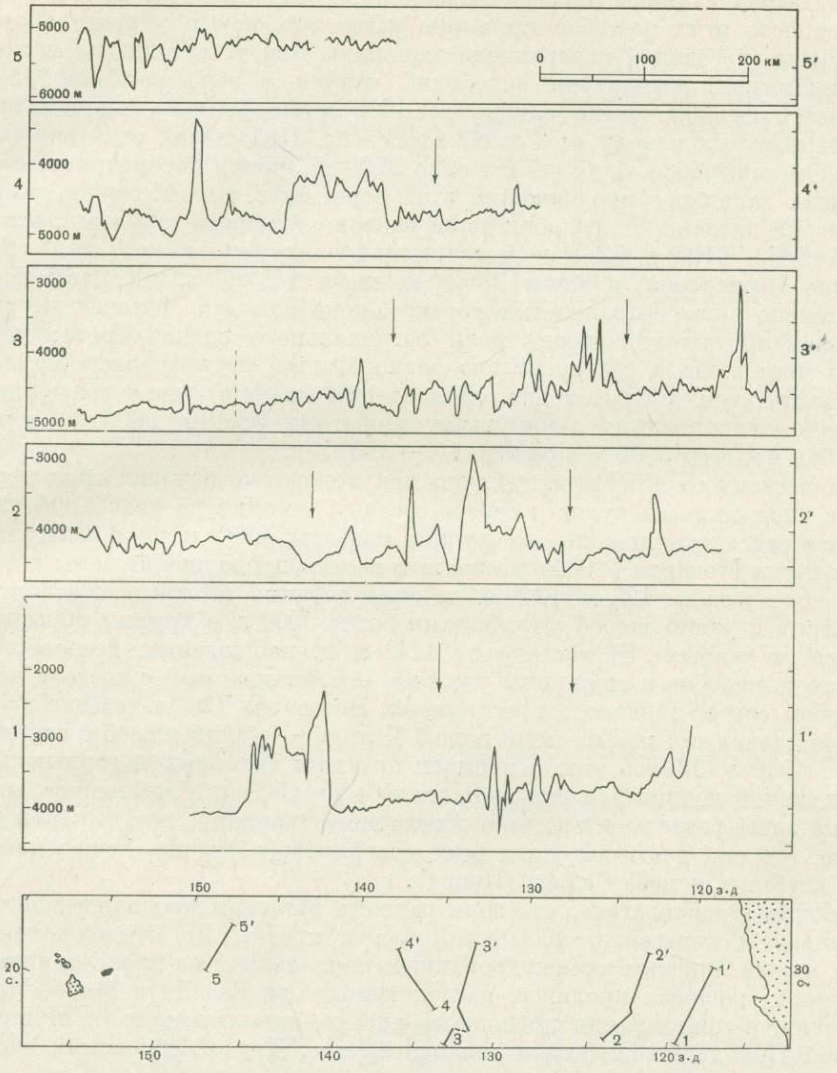


Рис. 43. Профили дна в зоне разлома Молокаи (Smith et al., 1965)
Стрелками указаны пределы зоны разлома

о-ву Седрос, лежащему близ побережья Калифорнийского п-ова (Smith, Menard, 1965). Западная оконечность этой зоны разлома лежит на так называемом Гавайском своде — широком сводовом поднятии западной окраины Северо-Восточного талаплена, восточное окончание — к югу от о-ва Гваделупа. Протяженность этой зоны достигает 2100 миль.

На большем своем протяжении, от Гавайского свода до 135° з. д., зона разлома Молокаи выражена в рельефе дна сочетанием нескольких параллельных горных гряд и желобов, а в западной части, на самом Гавайском своде,— сбросовым уступом, по которому южное крыло опущено ниже северного примерно на 500 *м* (рис. 43). Горные гряды имеют ширину порядка 10—20 *км* и длину до 100 *км*, а высота их достигает 100 *км*, так что вершины поднимаются до глубин 4875, 3340, 3500 *м*. Желоба располагаются большей частью вдоль подножия северных склонов

горных гряд и имеют плоское выровненное осадками дно. Ширина и протяженность этих желобов примерно такие же, как и у гряд, а относительно прилегающей поверхности талаплена они углублены на несколько сотен метров. Амплитуда колебаний глубин в зоне разлома Молокаи меняется от 2000 *м* на западе до 1000 *м* на востоке, причем быстро уменьшается к западу от Гавайского свода. Небольшая седловина в Гавайском прогибе с глубинами менее 5500 *м* может рассматриваться как признак западного продолжения этой зоны близ о-ва Молокаи, по которому она названа. В желобах зоны разлома Молокаи глубины достигают 5882, 5853, 6108 и 6233 *м* (максимальная глубина в этой зоне, в котловине Петтерсона, в точке 23°41′ с. ш. и 145°06′ з. д.). Несмотря на отсутствие четко выраженных уступов, зона разлома Молокаи на значительном протяжении играет роль регионального сдвиго-сброса: поверхность талаплена к северу от нее располагается на несколько сотен метров выше, чем к югу от нее. Желоба описываемой части зоны разлома четко оконтуриваются замкнутыми изобатами 5500 и 6000 *м*, а также изгибом изобаты 5000 *м* в районе 140—135° з. д.

К востоку от 135° з. д. наблюдается поворот отдельных гряд и желобов в виде системы кулис к северо-востоку. Амплитуда колебаний глубин становится здесь меньше, но изгибы изобаты 4500 *м* на физиографической карте Менарда (1964) позволяют видеть продолжение зоны разлома. В районе между 125 и 124° з. д. зоне разлома Молокаи соответствует короткий и узкий желоб с глубинами более 5000 *м* с крутым обрывистым северным склоном. К востоку от 124° з. д. наблюдается веерообразный разворот желобов и гряд зоны разлома, ограничиваемый с востока четким желобом северо-западного простирания. Восточнее 120° з. д. зоне разлома соответствует так называемый желоб Ширли — узкий желоб с глубинами более 4500 *м*. Желоб этот ограничен крутыми склонами и горными гребнями, поднимающимися над дном желоба на 1500 *м*. Дальнейшее продолжение зоны разлома к востоку, возможно, отмечается тем, что как раз в месте, где она достигает подножия материкового склона, лежат наибольшие глубины желоба Седрос (Цедра).

Можно предполагать, что зона разлома Молокаи продолжается также к западу и пересекает Гавайский вал и хребет. Ее продолжение при этом можно видеть в ориентированных параллельно ее простиранию крутостенных желобах проливов, разделяющих о-ва Гавайи и Мауи, Мауи и Молокаи, в простирании подводного хребта, связывающего о. Молокаи с банкой Пеликан, лежащей к западу от него. Крутой сбросовый обрыв с северной стороны о-ва Молокаи также может быть связан с этой зоной разлома. К западу от Гавайского вала серия узких желобов и гряд, сопровождаемых магнитными аномалиями (Eckhoff, Wilkes, 1963) на поверхности талаплена, также, возможно, связана с продолжением зоны разлома Молокаи.

Восточное продолжение зоны разлома Молокаи отмечает южную границу так называемого Калифорнийского бордерленда, и, возможно, что с ним связан сдвиго-разлом в районе о-ва Сан-Бенито (Menard, 1965).

К северу от зоны разлома Молокаи лежит область талаплена, получившая в работах Г. Менарда название провинции *Подводных гор Баха Калифорния* (Подводных гор Калифорнийского п-ова).

Провинция Подводных гор Баха Калифорния обладает очень сложным рельефом дна, однако, в отличие от области талаплена, лежащей к югу от зоны разлома Молокаи, здесь преобладает не холмистый, а гористый тип рельефа. Множество одиночных вулканических гор разбросано в средней части провинции. В западной части поверхность талаплена испытывает сводовое поднятие — это так называемый Гавайский свод, на поверхности которого концентрация подводных гор возрастает. В восточной

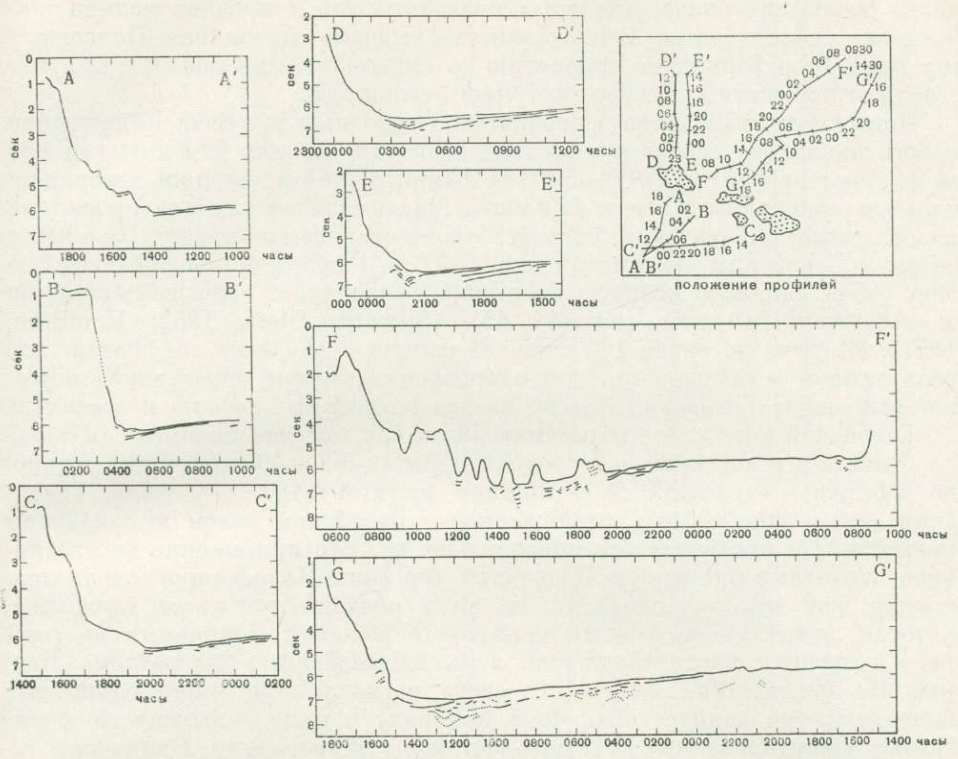


Рис. 44. Строение осадочного чехла в Гавайском прогибе по данным непрерывного сейсмического профилирования методом отраженных волн (Kroenke, 1965)

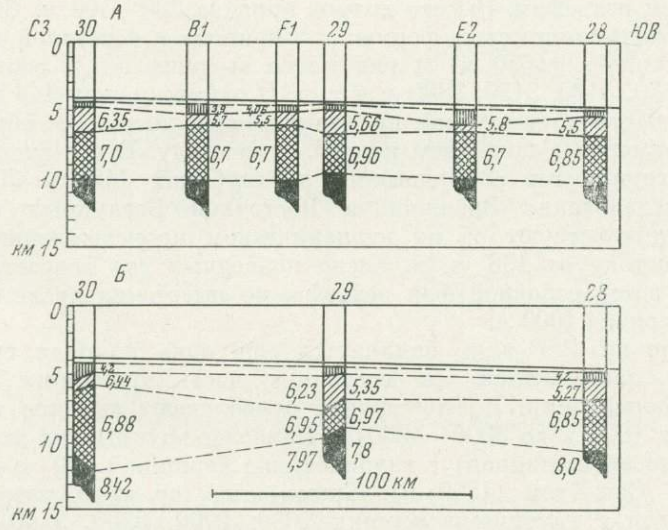


Рис. 45. Разрезы земной коры Северо-Восточной котловины вдоль оси Гавайского вала (Furumoto, Woollard, 1965). Цифрами на разрезах обозначены скорости сейсмических волн в *км/сек*. Положение разрезов показано на рис. 54

А — обобщенный; *Б* — по наблюдениям на оси вала

части провинции число отдельных подводных гор и высоких холмов также резко увеличивается. Все это заметно выделяет провинцию Подводных гор Баха Калифорния по сравнению со смежными, лежащими с юга и с севера от нее частями Северо-Восточного талаплена.

Поверхность талаплена в провинции Подводных гор Баха Калифорния полого наклонена в общем с востока на запад, так что глубины над ней возрастают от 4000 до 5800—5900 *м*. Ширина этой провинции в меридиональном направлении около 420 миль. Максимальная глубина провинции расположена в Гавайском прогибе, протягивающемся между Гавайским валом и Гавайским сводом, и равна 5897 *м*. Гавайский прогиб представляет собой широкую краевую депрессию талаплена с пологими склонами и выровненным дном (рис. 44, 45) (Menard, Dietz, 1952; Hamilton, 1957). Ширина ее около 100 миль. В районе о-ва Оаху от Гавайского вала отходит в северо-восточном направлении выступ, образующий порог, который делит Гавайский прогиб на две котловины: южную и северную.

Гавайский свод следует рассматривать как краевое поднятие талаплена. Высота его невелика — в среднем порядка 300—400 *м* и лишь в районе тропика — около 800 *м*, а ширина достигает 150—180 миль. Гавайский свод — образование, сопряженное с Гавайским валом и Гавайским прогибом. Он протягивается параллельно им. Его протяжение не ограничено пределами провинции Подводных гор Баха Калифорния, он продолжается, как мы уже отмечали, на юг в пределы той части талаплена, которая лежит между зонами разломов Молокаи и Кларион, а на севере — в пределы части талаплена, лежащей севернее зоны разлома Мерей. На поверхности Гавайского свода располагается много одиночных подводных гор конической формы и наряду с ними — вытянутые узкие гряды, ориентированные в северо-восточном направлении. Одиночные горы можно интерпретировать как вулканические конусы, а гряды представляются нам связанными с линиями разломов. Вершины гор и гряд поднимаются до глубин 1463, 2342, 1920, 2121, 2570, 2510, 3950, 3150, 1775, 3750, 1910 *м* и т. д.

К востоку от Гавайского свода поверхность талаплена обладает сложнохолмистым рельефом. Высота холмов порядка 200—400 *м*. Встречаются одиночные горы конической формы: г. Скриппса с вершиной на глубине 1750 *м*, г. Хиддел (1650 *м*) и ряд менее высоких гор с вершинами на глубинах 3630, 3100, 3150, 3880 *м* и т. д. В районе между 143 и 138° з. д. в северной части описываемой провинции подводные горы образуют вытянутую примерно в широтном направлении гряду. В нее входят г. Мэри (1570 *м*), группа гор с вершинами на глубинах 1480 и 2930 *м*. Детальные исследования Западной и Восточной Безлунных гор убедительно свидетельствуют об их вулканическом происхождении (Menard, 1964). К востоку от 138° з. д. число подводных гор возрастает, и они составляют здесь основной фон рельефа, но высота их сравнительно невелика — порядка 1000 *м*.

Примерно на 128° з. д. начинается еще одна крупная группа подводных гор, занимающая всю восточную часть провинции Подводных гор Баха Калифорния. В этой группе преобладают высокие горы — высотой более 1000 и до 3000—4000 *м*. Наиболее крупные из них — г. Фиберлинг (плосковершинная) с глубиной над вершиной 400 *м*, г. Джаспер (585 *м*), г. Сан-Хуан (1860 *м*). Кроме этих гор здесь известно более полусотни гор с глубинами вершин 2080, 2900, 3300, 3460 *м* и т. д. Одна из наиболее высоких гор этого района — *о. Гваделупа*, вершина которого поднимается над водой на 137 *м*. Остров имеет вытянутые очертания и размеры 20×6 миль, сложен базальтовыми лавами, обогащенными щелочами, с прослоями андезитовых базальтов и трахита (Engel, Engel, 1964).

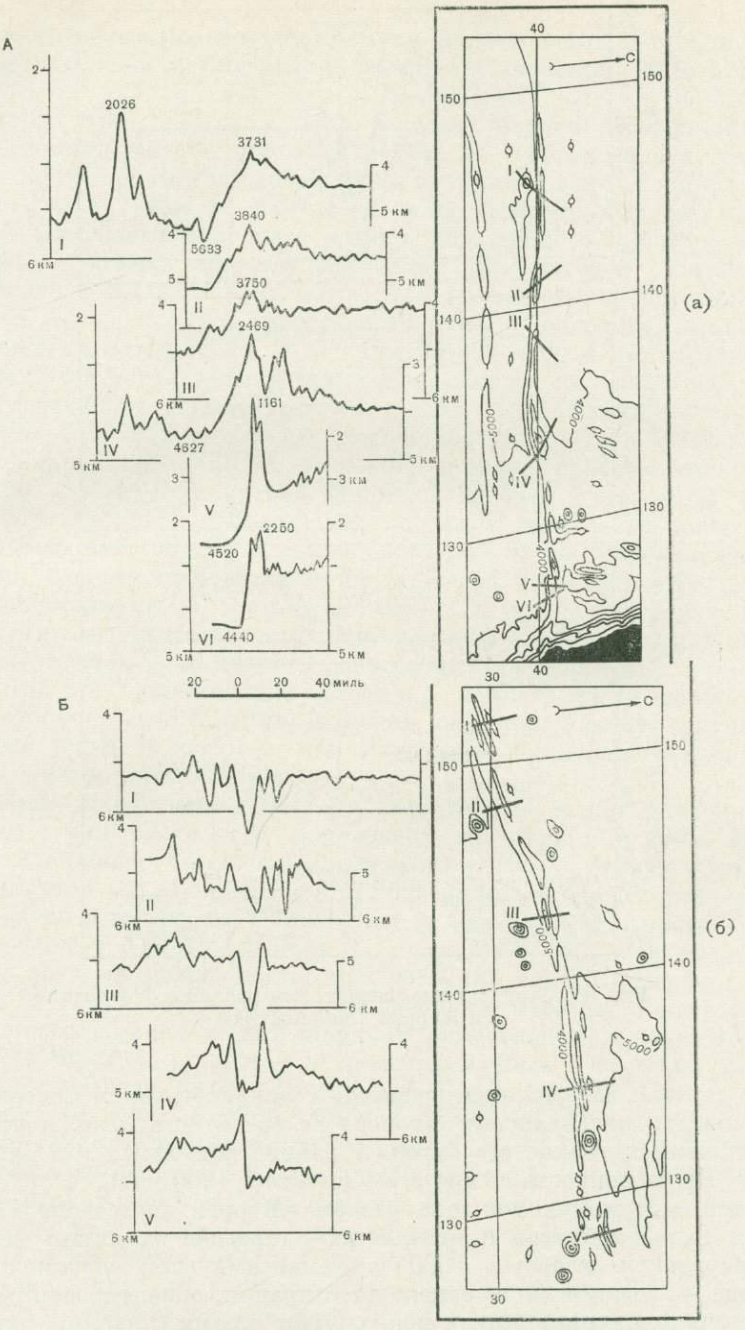


Рис. 46. Профили дна в зонах разломов Мендосино (*а*) и Меррей (*б*)

Наряду с подводными горами здесь характерен также холмисто-грядовый рельеф с ориентацией гряд в меридиональном направлении (Luyendyk, Mudie, Harrison, 1968). Самый восточный край талаплена выровнен за счет развития аккумулятивного шлейфа шириной 20—30 миль вдоль подножия материкового склона, так называемого Калифорнийского бордерленда (Shepard, Emery, 1941).

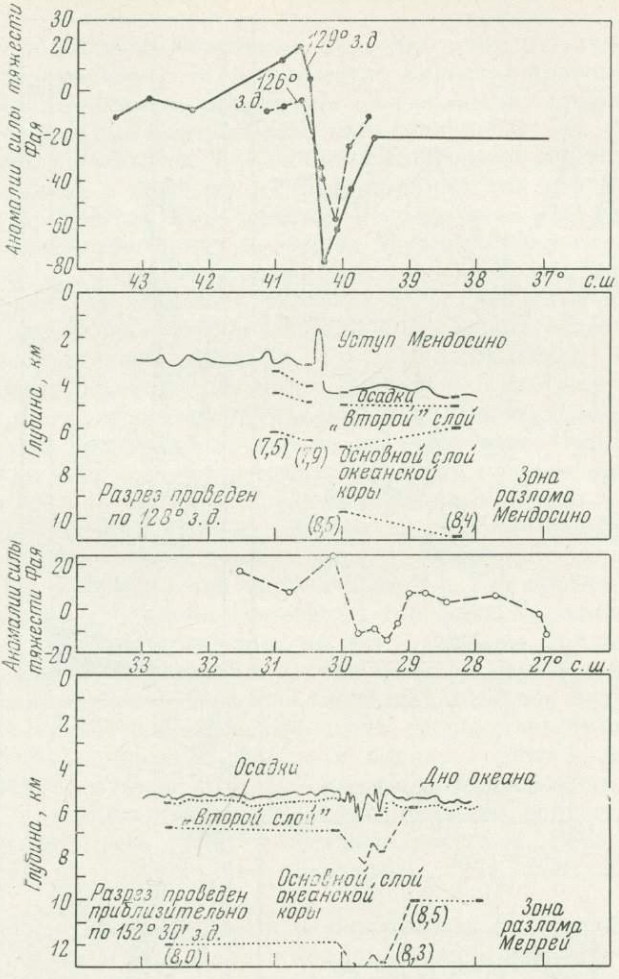


Рис. 47. Структурные разрезы зон разломов Мендосино и Меррей (Менард, 1966)

Зона разлома Меррей протягивается с западного края Северо-Восточной котловины, от Гавайских о-вов до ее восточного края, почти до самого подножия материкового склона в районе подводных гор Сан-Хуан и Родригес. Протяженность ее при этом достигает 1900 миль.

В своей западной части зона разлома Меррей пересекает Гавайский прогиб и Гавайский свод и отмечается в прогибе заметным углублением, оконтуренным изобатой 5000 *м*, с максимальной глубиной 5418 *м*, а на своде — грядами поперечного простирания, ориентированными в северо-восточном направлении, и подводными горами. Глубины над вершинами этих гряд и гор 1755, 2523, 3109, 3658 *м*, тогда как поверхность свода лежит в общем на глубинах порядка 4800—5000 *м*. К востоку от Гавайского свода зона разлома Меррей приобретает характер широкой зоны дробления поверхности дна (рис. 46, 47). В рельефе этой зоны сочетаются широкие желоба с неровным дном, ограничиваемые с юга и с севера асимметричными гребнями. Склоны этих гребней, обращенные внутрь зоны разлома, круты, а склоны, обращенные от нее,— пологи. Ширина зоны разлома в целом достигает здесь 30—40 миль при ширине отдельных желобов от 3 до 10 миль. Глубины в желобах на

несколько сотен метров больше, чем на прилегающих с севера и с юга пространствах ложа котловины, и достигают значений 6896, 6254, 6455, 6182 *м*.

Примерно близ 145° з. д. зона разлома Меррей приобретает характер более узкого желоба, ограничиваемого то с обеих сторон, то лишь с одной южной стороны асимметричными гребнями. Еще дальше к востоку от 141° з. д. и затем до 128° з. д. зона разлома обладает четко выраженной морфологией крутого уступа, обращенного к северу и сопровождаемого с южной стороны асимметричным гребнем. Ширина этого гребня около 5 миль, а у подножия его крутого северного склона протягивается желоб шириной примерно 10 миль, углубленный относительно прилегающего с севера ложа котловины на 300—400 *м*. Колебания глубин в пределах этой части зоны разлома оказываются порядка 1000—1500 *м*, поскольку вершины асимметричного гребня поднимаются до глубин порядка 4000—3500 *м*, а глубины в желобе достигают 4500—5000 *м*. В зоне разлома Меррей близ 132° з. д. лежит высокая плосковершинная подводная гора Эрбен, глубина над вершиной которой всего 411 *м* (Carsola, Dietz, 1952). Региональный перепад глубин в этой части зоны разлома Меррей превышает 500 *м*. В самой восточной части зоны разлома асимметричный гребень становится ниже, а желоб выклинивается, вероятно, заполняясь осадками. К востоку от 125° з. д. морфологическое выражение зоны разлома утрачивается, поскольку вся она оказывается перекрытой аккумулятивным шлейфом — конусом выноса Монтерей.

Несмотря на существенные различия в морфологии зоны разлома Меррей вдоль ее простирания, в целом она представляет крупный региональный уступ. К северу от нее поверхность талаплена лежит примерно на 300—500 *м* ниже, чем к югу.

Восточное продолжение зоны разлома Меррей может быть прослежено на некотором расстоянии в пределах подводной окраины материка Северной Америки и на суше (Curray, Nason, 1967). Этому продолжению отвечает крутой изгиб побережья Калифорнии, вдоль которого располагаются поперечные хребты (Санта-Инес и Сан-Рафаэль), прогиб пролива Санта-Барбара и о-ва Санта-Роса и Санта-Крус. Западное продолжение этой зоны разлома можно достаточно уверенно видеть в лежащих почти точно на ее оси узких вытянутых подводных хребтах Неккер и смежных с ним, отходящих в юго-западном направлении от о-ва Неккер и рифа Френч-Фригит, а далее — в ориентированных в этом же направлении глыбовых горных хребтах Центрально-Тихоокеанских гор.

К северу от зоны разлома Меррей лежит обширная часть Северо-Восточного талаплена, ограничиваемая на севере зоной разлома Мендосино. Ширина этой области в меридиональном направлении около 700 миль на западе и около 400 миль на востоке. Это одна из наиболее глубоких частей ложа Северо-Восточной котловины, и в ее пределах преобладают глубины порядка 5000—6000 *м*. Поверхность ее слегка наклонена с востока на запад, так что глубины возрастают от 5000 *м* в ее восточной части до 5800—6000 *м* — в западной. Рельеф поверхности талаплена весьма сложен: здесь преобладает высокохолмистый тип рельефа, сходный с описанным ранее для области, лежащей между зонами разломов Молокаи и Кларион.

В самой западной части поверхность описываемой области талаплена слегка прогнута близ подножия Гавайского вала. Глубины в этом прогибе колеблются от 4900 *м* (в районе северной части Гавайских о-вов) до 5640 и 5553 *м* близ о-ва Перл-энд-Гермес и до 5714 и 5564 *м* к северу от о-ва Мидуэй. Гавайский свод, как краевое поднятие, в этой области талаплена постепенно погружается в направлении к северо-западу, так что его оконтуривают на юге изобата 5000 *м*, а севернее — 5500 *м*.

В северной, менее высокой и, видимо, более широкой части свода лежат отдельные вулканические горы. Самая высокая из них — г. Меллиш, глубина над вершиной которой 117 *м*; другие горы значительно ниже и глубины над их вершинами порядка 3000 *м*. На поверхности южной части свода располагается несколько подводных гор, относящихся, видимо, к еще недостаточно изученной вулканической горной цепи, протягивающейся в близком к меридиональному направлении. Вершины этих гор поднимаются до глубин 1768, 627, 787, 1350, 2341, 1902, 990, 1609, 2814, 1750, 1372 *м*. Эта горная цепь прослеживается пока еще лишь до 38° с. ш.

К востоку от нее и за Гавайским сводом поверхность ложа котловины опускается до глубин порядка 5700—5900 *м*, причем в узких желобах, встречающихся на фоне сложного холмистого рельефа, отмечаются глубины 6437, 6150, 6290 и 6741 *м*. Примерно близ 163° з. д. лежит еще одна цепь подводных гор, названная на карте Г. Менарда (1964) горами Музыкантов. Она начинается от района пересечения Гавайского вала зоной разлома Меррей и продолжается к северу примерно до 33° с. ш. Эти горы, видимо, вулканического происхождения. Вершины их поднимаются до глубин 2194, 2341, 2780, 4396, 2487, 2522, 3150, 3985, 3182 и 3218 *м*. К востоку от гор Музыкантов глубины талаплена еще больше возрастают, и именно здесь глубины более 6000 *м* занимают довольно значительное пространство. Продолжает преобладать сложный высокохолмистый рельеф, но встречаются и отдельные горы. Довольно большая группа подводных гор находится в районе между 140 и 135° з. д. в южной части описываемого талаплена. Наиболее высокая из них — г. Бетти с вершиной на глубине 2140 *м*, вершины других лежат на глубинах порядка 3000—3800 *м*, Интересную особенность сложного холмистого рельефа представляют невысокие горные гряды вблизи 126—125° з. д. Эти гряды четко ориентированы в меридиональном направлении и очень напоминают гряды рифтовых зон срединно-океанических хребтов. По существу здесь известны две гряды, но сразу же к востоку от них начинается мощный аккумулятивный конус выноса Монтерей. Можно предполагать, что восточная часть гряд погребена толщей осадков этого конуса.

Конусы выноса Аргуэло и Монтерей в южной части восточной окраины талаплена и Делгада в северной части составляют чрезвычайно характерную особенность его рельефа. Их полого наклонная выровненная поверхность постепенно переходит в столь же хорошо выровненную, но еще более пологую поверхность так называемых Глубоких равнин северо-восточной части Тихого океана (Menard, 1955, 1956; Dill, Dietz, Stewart, 1954). Образование указанных конусов связывается исследовавшими их авторами со сбросом больших масс осадочного материала в виде суспензионных потоков через подводные каньоны материкового склона — каньоны Аргуэло, Монтерей и Дельгада (Shepard, Emery, 1941). Конусы выноса имеют четкие округленные контуры. Вершины их лежат вблизи устьев каньонов. Поверхность конусов прорезается руслами суспензионных потоков и прорывается вершинами не полностью погребенных осадочной толщей гор и гряд.

Зоны разломов Пайонир и Мендосино протягиваются почти в широтном направлении параллельно друг другу и лежат на небольшом удалении друг от друга. При этом зона разломов Мендосино прослеживается в рельефе непрерывно от м. Мендосино на востоке, по которому она получила название, до Гавайского свода на западе на протяжении более 2000 миль (Krause, Menard, Smith, 1964). Зона разлома Пайонир (открыта исследователями судна «Пайонир») расположена к югу от зоны разлома Мендосино на удалении около 100 миль и местами выражена в рельефе очень четко, а местами теряется (Menard, 1959). Западная часть

обеих зон изучена еще плохо. Видимо, самыми западными пересечениями этих зон являются профили, полученные «Витязем» вблизи 175 и 171° з. д. Зона разлома Мендосино в этом районе обладает сложным рельефом, в котором сочетаются глубокие желоба (с глубинами 6270 и 5205 *м*) и гряды или горы с глубинами вершин 3800 и 4300 *м*. Ширина этой зоны там около 80 миль, ширина отдельных желобов — около 20—30 миль. Зона разлома Пайонир выражена здесь в рельефе в виде узкого (шириной 10 миль) желоба с глубиной 6500 *м*, сопровождаемого, видимо, также грядами. Далее к востоку уже вблизи 160° з. д. зона разлома Мендосино приобретает морфологию узкого хребта с желобами по обеим сторонам его. Глубина желобов 6144 *м* к северу и 6043 *м* к югу от хребта. Гребень хребта лежит на глубине около 5000 *м* и постепенно поднимается в направлении к востоку, так что вблизи 155-го меридиана глубина над ними уже 4359 *м*. Ширина хребта — около 20 миль, примерно такая же ширина и у желобов по обеим сторонам от него. Вблизи 160° з. д. в зоне разлома Мендосино находится одиночная подводная гора с глубиной вершины 1962 *м*. К югу от нее лежит подобная гора с глубиной вершины 2095 *м*, связанная уже с зоной разлома Пайонир. Зона разлома Пайонир выражена в этом районе в рельефе дна в виде узкого желоба с глубиной 6470 *м*. Уже вблизи 155° з. д. и в особенности вблизи 150° з. д. зона разлома Мендосино приобретает характер высокого регионального уступа, вдоль которого протягивается столь характерный для зон разломов асимметричный гребень (см. рис. 46, 47). Амплитуда глубин в пределах зоны разлома достигает при этом 2000—2500 *м*, а региональная разница глубин к северу и к югу от зоны разлома оказывается порядка 1000 *м*. Зона разлома Пайонир в этом же районе почти не выражена в рельефе дна.

В районе 150° з. д. направление простирания зон разломов Мендосино и Пайонир несколько меняется и становится исключительно близким к широтному. Зона разлома Мендосино приобретает здесь, как мы уже указали, характер обращенного к югу уступа с асимметричным гребнем, у подножия которого лежит узкий желоб с глубинами до 5000—5500 *м*. К югу от этого желоба располагается еще один гребень, параллельный главному хребту зоны. Уступ Мендосино прослеживается непрерывно на протяжении более 600 миль, и это, безусловно, самый ярко выраженный и самый прямолинейный уступ океанского дна. Высота уступа Мендосино в среднем около 1500 *м*, а местами достигает 2500 *м*, крутизна уступа — 28°.

Вблизи 135° з. д. уступ Мендосино сменяется хребтом Мендосино, южный склон которого является прямым продолжением этого уступа. Высота южного склона хребта Мендосино достигает 3200 *м*. Вершины гребня хребта Мендосино лежат на глубинах 1998, 1874, 1161 *м*, а глубины подножия южного склона — порядка 4500—5000 *м*.

Зона разлома Пайонир, о которой мы говорили, что она теряет четкое морфологическое выражение к востоку от 150° з. д., вновь оказывается хорошо выраженной в рельефе в виде асимметричного хребта Пайонир, протягивающегося к востоку от 140° з. д. вплоть до 127° з. д., где он скрывается под аккумулятивной толщей конуса выноса Дельгада. Высота этого хребта около 1000 *м*, а высота его южного склона еще больше, так как у его подножия протягивается желоб с глубинами до 5705 *м*. Обращает внимание то обстоятельство, что дно желоба зоны разлома Пайонир хорошо выровнено осадками, заполняющими его. Эта аккумулятивная толща представляет собой как бы ответвление от конуса выноса Дельгада.

В отличие от восточной оконечности зоны разлома Пайонир, погружающейся под толщу осадков конуса выноса Дельгада, зона разлома

Мендосино продолжается в рельефе дна в виде очень резкого уступа вплоть до самого материкового склона, где она испытывает как бы инверсию, поскольку обращенный к югу уступ Мендосино сменяется падающим к северу уступом Горда (Shepard, Emery, 1941). Уступ Горда представляет собой северный склон также асимметричного гребня. Он имеет протяженность около 75 миль и высоту до 1800 *м*. Зона разлома Мендосино подходит, таким образом, непосредственно к берегу в районе м. Мендосино и продолжается на суше примерно на 15 миль. Она продолжается еще и дальше к востоку, но уже не в виде четкого разлома, а в форме границы между двумя смежными геоморфологическими провинциями: ряд Каскадных вулканов и горы Сьерра-Невады обрываются как раз на ее продолжении.

Западное продолжение зоны разлома Мендосино не установлено. Однако Менардом высказывалось предположение, что эта зона разлома, возможно, продолжается на запад до пересечения с Гавайским хребтом в районе о-ва Мидуэй. Это предположение кажется весьма вероятным, но, по нашему мнению, продолжение зоны разлома Мендосино следует искать несколько севернее — там, где существует глубокий проход между собственно Гавайским хребтом и его северо-западным продолжением — Северо-Западным хребтом Тихого океана (называемым также Императорскими горами).

К северу от зоны разлома Мендосино лежит обширная область талаплена Северо-Восточной котловины, ограничиваемая на севере Алеутской островной дугой и п-овом Аляска с сопряженным с ними Алеутским глубоководным желобом. Эта область талаплена обладает разнообразным и сложным рельефом и может быть подразделена на несколько провинций. Преобладают и здесь равнины, хотя характер расчленения в пределах талаплена меняется от сложного высокохолмистого рельефа до прекрасно выровненных абиссальных равнин. Поверхность талаплена полого наклонена с востока на запад, так что глубины меняются от 3000 *м* вблизи подножия материкового склона Северной Америки в Аляскинском заливе до 6600—6800 *м* у подножия Северо-Западного хребта на западной окраине талаплена. Максимальные глубины в пределах этой части Северо-Восточной котловины связаны с желобом зоны разлома Чинук, которую мы рассмотрим отдельно,—7168 *м* и прогибом вдоль подножия Северо-Западного горного хребта — 6830 *м*. Протяженность этой области талаплена с востока на запад весьма значительна — порядка 2500 миль. Протяженность ее в меридиональном направлении — около 800—1000 миль.

На крайнем западе вдоль подножия Северо-Западного хребта протягивается узкий прогиб, подобный Гавайскому прогибу. Ширина его около 40 миль. Глубины в нем, как уже отмечалось, порядка 6600—6800 *м*, т. е. почти на 1000 *м* больше, чем на равнинных пространствах западной части талаплена. Судя по имеющимся немногочисленным данным, поверхность дна этого прогиба выровнена осадконакоплением. К востоку от прогиба лежит сводовое поднятие — Северо-Западный свод, аналогичное Гавайскому своду, но значительно хуже выраженное в рельефе и лежащее на больших глубинах — порядка 5100—5500 *м*. Кое-где на этом краевом сводовом поднятии отмечены отдельные невысокие подводные горы с глубинами вершин порядка 3000—4000 *м*.

К востоку от Северо-Западного свода простирается обширная область холмистой *Северной равнины* талаплена. Поверхность этой равнины залегает почти горизонтально на глубинах более 5500 *м*, причем преобладают глубины порядка 5900 *м*. Рельеф этой равнины весьма сложен, это холмистый рельеф, столь характерный для многих, описанных нами ранее, пространств талаплена, лишенных сколько-нибудь значительных по своей мощности осадочных покровов. Высота холмов здесь около 100—200 *м*.

а ширина их — до 5—6 миль. На фоне этого холмистого рельефа встречаются и отдельные горы высотой более 1000 *м*, но число их здесь, судя по имеющимся данным, сравнительно невелико. Важной особенностью рельефа Северной равнины является краевое сводовое поднятие, протягивающееся вдоль Алеутского желоба,— Алеутский вал. Это довольно высокое поднятие высотой около 800—1000 *м*, шириной до 100 миль. На его поверхности отмечается концентрация отдельных подводных гор, но горы эти большей частью невысокие и вершины их лежат на глубинах порядка 3000—4000 *м*, тогда как свод вала — на глубинах около 4500—5000 *м*. Западная часть Алеутского вала имеет наиболее сложный рельеф и состоит из нескольких крупных блоковых поднятий, напоминающих поднятие возвышенности Обручева в северном углу Северо-Западной котловины.

Поверхность Северной равнины прорезает несколько желобов. Глубины в этих желобах, изученных еще совершенно недостаточно, превосходят обычные глубины талаплена на 300—500 *м* и достигают значений 6228, 6254, 6190, 6144 *м*. Ширина желобов невелика — около 4—10 миль. Наиболее значительные желоба: Чинук, открытый во время работ экспедиции «Чинук», и Симэп, открытый исследовательским судном «Пайонир» (экспедиция «Симэп»). Желоб Чинук связан с зоной разлома, протягивающейся в северо-восточном направлении от района г. Нинтоку (Северо-Западный хребет). Протяженность этой зоны разлома около 600 миль, а ширина ее — около 40—60 миль. В рельефе зоны разлома Чинук сочетаются узкие гряды высотой около 300—500 *м* и желоба шириной до 10 миль с глубинами 7168, 6528, 6150 *м*. Вершины гряд поднимаются до глубин 4155, 4572, 4489, 4572 *м*.

Желоб Симэп протягивается также в северо-восточном направлении примерно в 200 милях к юго-востоку от зоны разлома Чинук и тянется по крайней мере на 200 миль (Grim, 1969). Ширина желоба около 3 миль, глубина его вреза — 50 *м*. Он ограничивается с южной стороны асимметричным гребнем, с северной — крутым уступом высотой около 350 *м*.

К востоку от линии, протягивающейся от пересечения 160-го меридиана з. д. и 40-й параллели с. ш. в направлении к Андреяновским о-вам (Алеутская дуга) и примерно соответствующей положению изобаты 5500 *м*, холмистая поверхность Северной равнины талаплена резко сменяется *Алеутской абиссальной равниной* (Hurley, 1960). Эта огромная почти плоская равнина, представляющая собой, по-видимому, поверхность аккумулятивной толщи, хорошо выравнивающей первичные неровности рельефа талаплена. Поверхность равнины очень полого наклонена к юго-западу. Падение поверхности равнины — порядка 2 *м* на милю. На фоне этой выровненной слегка волнистой поверхности отмечаются редкие холмы, как бы прорывающие поверхность аккумулятивной толщи. Вдоль северной окраины Алеутской равнины протягивается краевой вал, сопряженный с Алеутским желобом. Высота его около 400 *м*, а ширина — до 150 миль. Поверхность его также хорошо выровнена, но число холмов здесь значительно больше, чем на самой равнине. На своде Алеутского вала в этой части его находятся четыре довольно крупные подводные горы: Сириус (глубина вершины — 1929 *м*), Дериксон (2889 *м*), Уайлдкет и Уоллс. В районе примерно 50°5 в. д. и 157° з. д. был обнаружен желоб, напоминающий русла суспензионных потоков, но ориентировка его еще неясна. К востоку от 155° з. д. волнистая поверхность Алеутской абиссальной равнины сменяется областью холмистого рельефа, занимающей центральную часть залива Аляска и отгораживающей аккумулятивную равнину его внутренней части с запада. Эта область холмистого рельефа лежит на глубинах порядка 4300—5000 *м* и связана

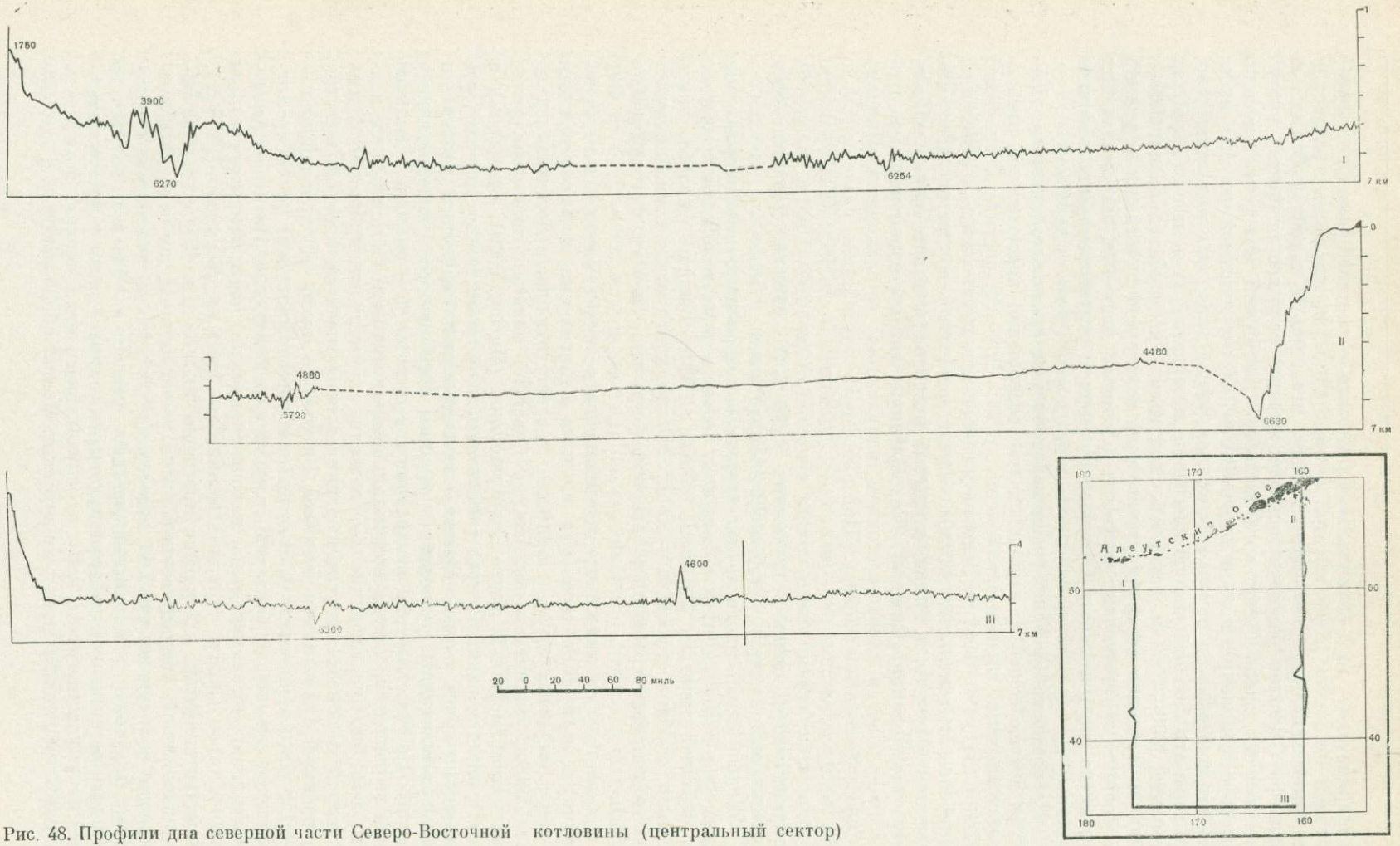


Рис. 48. Профили дна северной части Северо-Восточной котловины (центральный сектор)

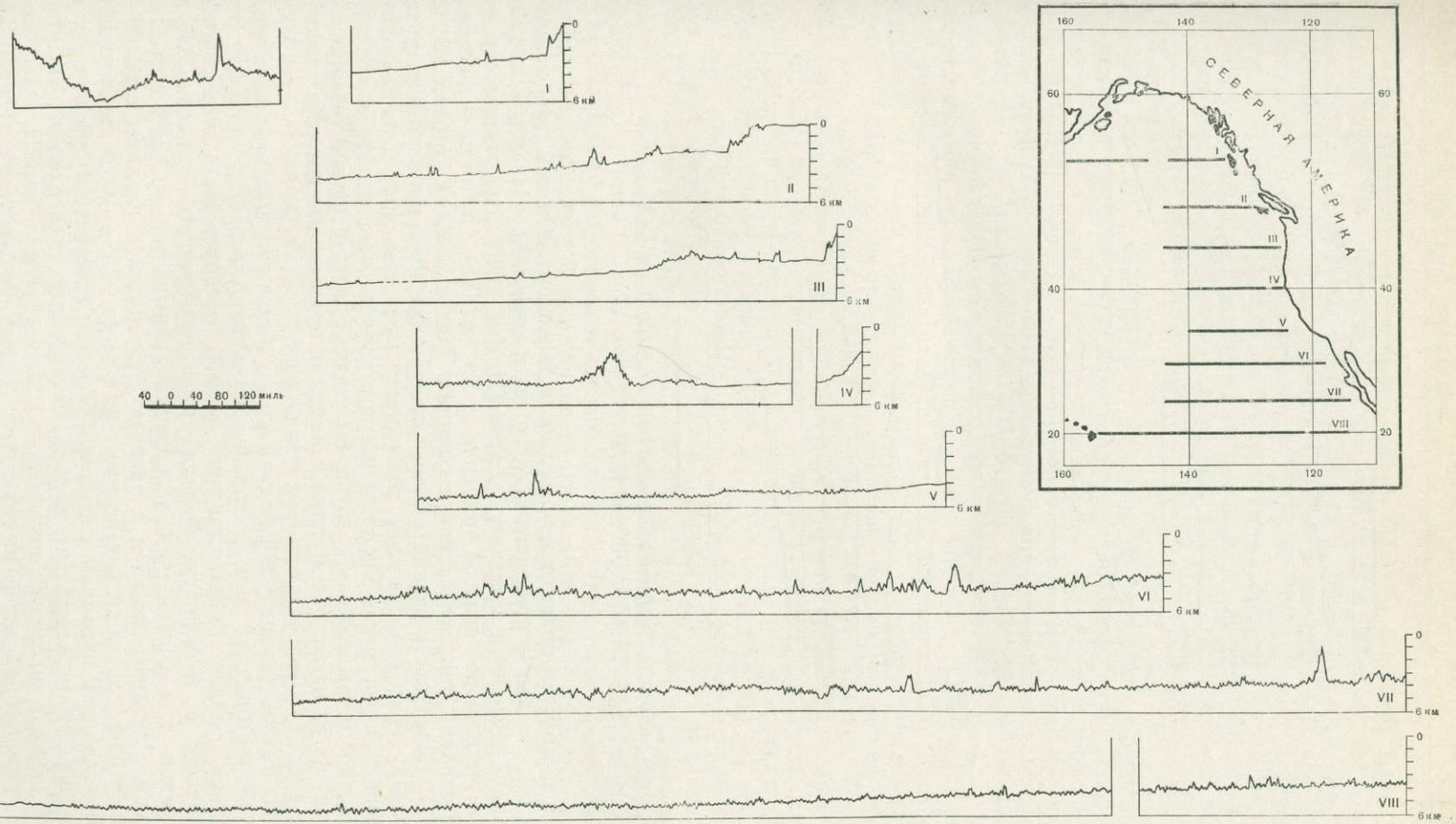


Рис. 49. Профили дна северной части Северо-Восточной котловины (восточный сектор)

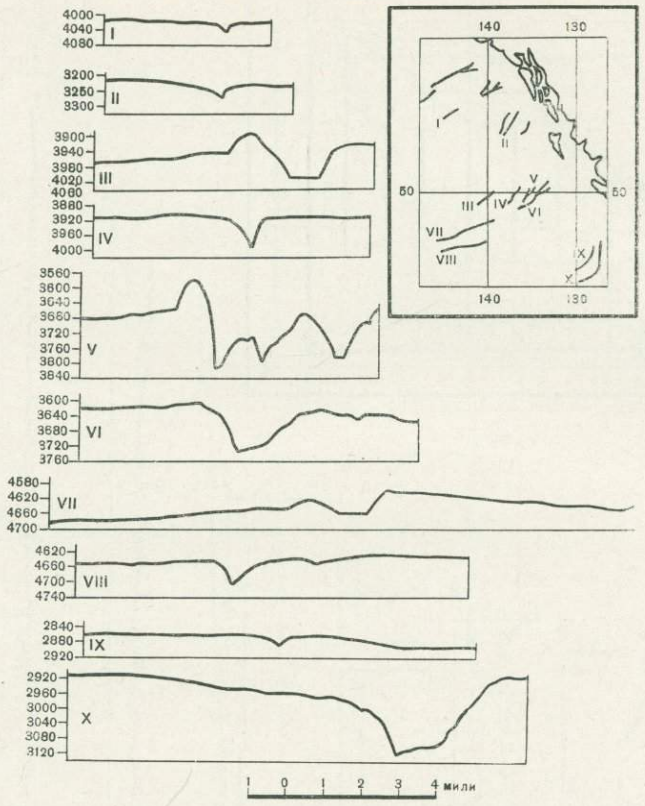


Рис. 50. Профили восточной части Северо-Восточной котловины с руслами суспензионных потоков

с очень пологим поднятием поверхности талаплена. Южный край холмистой области лежит примерно на 46° с. ш., и южнее Алеутская абиссальная равнина смыкается с *равниной Тафта* (Hurley, 1960). Эта равнина протягивается широкой полосой примерно от 150° до 135—130° з. д. — до западной окраины так называемой провинции Гряд и желобов (Menard, Dietz, 1951). Поверхность равнины очень хорошо выровнена и полого наклонена к западу (рис. 48). Падение поверхности при этом около 2 *м* на милю. Северная и восточная окраины равнины слегка приподняты, и падение поверхности там несколько круче. В западной части равнины Тафта находятся два узких желоба Муклук и Хорайзн, представляющие собой типичные русла суспензионных потоков (рис. 49, 50).

На севере равнина Тафта граничит с *Аляскинской абиссальной равниной*, занимающей весь северный угол ложа Аляскинского залива. Эта равнина обладает исключительно ровной поверхностью, наклоненной к западу и юго-западу. Падение этой поверхности — порядка 2,5 *м* на милю, т. е. больше, чем у описанных раньше равнин Тафта и Алеутской. Глубины меняются в пределах Аляскинской равнины от 2500—3000 *м* близ подножия материкового склона до 4000—4500 *м* по западной и юго-западной окраинам равнины. Обращает внимание отсутствие краевого вала вдоль Алеутского желоба. Выровненную поверхность Аляскинской равнины прорезает несколько узких и глубоких желобов, обладающих характерной морфологией русел суспензионных потоков (рис. 49). Это желоб Сорвейер в северной части равнины, спускающийся от устьев

подводных каньонов Якутата и Алсен, желоба Спенсер, Баранова, Бейкер, Морсби и Скотта. Все эти желоба имеют ширину около 1—2 миль, глубину вреза порядка нескольких десятков метров и сопровождаются ориентированными параллельно их оси прирусловыми валами. Их вершины лежат, как правило, в устьях подводных каньонов материкового склона. Особое место среди желобов Аляскинской равнины занимает желоб Королевы Шарлотты. Этот желоб лежит вдоль подножия материкового склона, имеет широкий корытообразный поперечный профиль. Дно желоба выровненное и оконтуривается замкнутой изобатой 3000 *м*. Происхождение его не выяснено.

Кроме желобов, спускающихся по поверхности Аляскинской равнины, ее пересекают примерно в северо-западном направлении три цепочки подводных гор. Горы эти хорошо обследованы. По своей морфологии они представляют более или менее правильные конусы и сложены, как показали драгировки, вулканическими породами — пористыми базальтами порфиритового типа, близкими к базальтам Гавайских о-вов, и диабазовыми толеитами, бедными калием (Engel, Engel, 1963).

Вулканические горы Аляскинского залива образуют три горные системы. Первая из них протягивается почти на 600 миль от г. Кодьяк, лежащей на восточном склоне Алеутского желоба, в направлении к о-вам Королевы Шарлотты до г. Ошака, лежащей вблизи подножия материкового склона. Она включает не менее 18 гор высотой более 3000 *м* (Menard, Dietz, 1951; Budinger, 1957; Gibson, 1960; Hurley, 1960). Бóльшая часть гор этой группы имеет коническую форму, округлую или эллиптическую в плане, сложена базальтами. Таковы горы: Кодьяк (плосковершинная, глубина вершины 2520 м), Джиакомини (790 м), Эли (2510 *м*), Гуин (плосковершинная, 660 *м*), Сорвейер (плосковершинная, 71 *м*), Пратт (плосковершинная, 710 *м*), Дургин (1215 *м*), Эпплквист (2085 *м*), Уэлкер (плосковершинная, 780 *м*), Браун (1485 *м*), Дикенс (475 *м*), Денсон (1170 *м*), Грахем (1470 *м*). В отличие от них хребет Ходжкинс и г. Бауи (44 *м*) имеют вытянутые очертания. Тем не менее они также имеют вулканическое происхождение, с них взяты образцы свежей базальтовой лавы. Вблизи западного конца этой горной цепи изобата 4000 *м* очерчивает заметное цокольное поднятие, существование которого вызывает резкое сужение Алеутского желоба. В остальной части цепи такого цоколя не видно, хотя возможно, что он погребен под осадочной толщей.

Вторая гряда подводных гор значительно короче — около 300 миль. Она протягивается от г. Чирикова, лежащей вблизи Алеутского желоба, в юго-восточном направлении до г. Миллер в центральной части Аляскинского залива. И для этой горной цепи намечается существование цоколя — широкого сводового поднятия, северо-западная оконечность которого вызывает сужение Алеутского желоба. Этот цоколь довольно четко оконтуривается изобатой 4000 *м*. Высота его над окружающими равнинами порядка 500 *м*. Горы этой группы конической формы и округлые в плане. В их числе г. Чирикова (2889 *м*), Маршанд, Паттон (плосковершинная, 415—226 *м*), Одесси (2285 *м*), Уайер (2100 *м*), Фарис (плосковершинная, 1468 *м*), Кауи (724 *м*), Меррей (1722 *м*), Миллер (1002 *м*).

Третья гряда гор четко выражена в своей средней части, от г. Паркер до г. Скотт, но легко может быть продолжена как к северо-западу до г. Дериксон, так и к юго-востоку до г. Эйкельберг. Протяженность ее тогда достигнет 1000 миль. Особенностью этой горной гряды является то, что у большинства гор очертания не округлые, а вытянутые — это небольшие горные хребты. Коническую форму имеют горы Дериксон (глубина над вершиной 2889 *м*), Вудворт (2860 *м*), Мозер (732 *м*). Плосковершинная гора Паркер (1565 *м*) и г. Гилберт (1435 *м*) связаны единым хребтом, длина

которого около 60 миль. Гора Гуайд (2600 *м*) — также вершина хребта длиной около 60 миль. Оба эти хребта вытянуты в северо-восточном направлении. Хребет Бин (2295 *м*) вытянут в широтном направлении. Также в широтном направлении вытянуты хребты Уитни, Шоппе (1929 *м*) и Петерс. Хребет Хук (1850 *м*) вытянут в северо-восточном направлении. Драгировки на вершинах этих хребтов позволили собрать пробы лишь грубообломочного материала ледового разноса и марганцевые корки.

Харли высказано предположение, что хребет Петерс и горы Скотт, Кэмпбелл, Хортон и Мортон связаны с широтноориентированной зоной разлома (Hurley, 1960).

К юго-востоку от Аляскинской равнины и к востоку от равнины Тафта лежит область весьма своеобразного гористого рельефа, названная в свое время Менардом и Дитцем (1951) *провинцией Гряд и желобов*. Более поздние исследования дают довольно детальную картину сложного рельефа этой провинции (Hurley, 1960). В южной части ее, между 40 и 43° с. ш., располагается серия гребней, ориентированных в северо-северо-восточном направлении и разделяемых желобами. Две наиболее высокие гряды в этой системе разделяются соответственно наиболее глубоким желобом, лежащим примерно вдоль 127° з. д. Южная часть этого желоба заполнена осадками, но в северной части плоское аккумулятивное дно в желобе отсутствует и глубины там достигают 3519 *м*. Севернее этого участка, примерно на 43° с. ш., резко вкрест простираниям описанных гряд и желобов лежит горный хребет северо-западного простирания. Он начинается почти у самого подножия материкового склона близ м. Бланко и продолжается к западу примерно до 130°, где резко обрывается глубоким ущельем с глубинами до 4260 *м*. Далее к западу хребет снова продолжается и к нему с севера примыкают ориентированные в северо-восточном направлении гряды и желоба, весьма напоминающие гряды и желоба южной части этой провинции. Здесь также наиболее глубоким является желоб, разделяющий две наиболее высокие гряды. В этой части провинции кроме вытянутых гряд и желобов отмечены три конические подводные горы, наиболее высокой из которых является г. Кобб с глубиной над вершиной 27 *м*. Установлено вулканическое происхождение г. Кобб (Budinger, 1967) и трех небольших гор в районе 43° с. ш. и 128° з. д., с которых взяты драгами образцы вулканических пород. Ориентированные в северо-восточном направлении желоба и гряды вновь прерываются хребтом резко несогласного, северо-западного простирания в районе 48° с. ш. В эту поперечную систему хребтов входят уже упоминавшийся ранее хребет Эйкельберг и несколько менее значительных хребтов близ северной оконечности о-ва Ванкувер. Сложная система взаимно перпендикулярных гряд и желобов этой провинции давно уже вызывает представление о преобладающей роли в формировании ее рельефа тектоники, а не вулканизма, в отличие от описанных выше горных гряд Аляскинского залива.

Сейчас уже четко определилось представление об этой горной системе как о северном продолжении внутриокеанического мобильного пояса — георифтогенального срединно-океанического хребта Тихого океана (Talwani, Le Pichon, Heirtzler, 1965; Dehlinger, Cokch, Gemperla, 1968). Поэтому мы продолжим рассмотрение этой области в главе, посвященной срединно-океаническим хребтам.

К востоку от провинции Гряд и желобов лежит еще одна абиссальная аккумулятивная равнина — Каскадия. Она протягивается вдоль подножия материкового склона Северной Америки от м. Мендосино на юге до северной части о-ва Ванкувер на севере. Гладкая поверхность равнины наклонена к западу и к югу. Падение поверхности порядка 2 *м* на 1 милю. На поверхности равнины существует хорошо развитая система

русел суспензионных потоков, опускающихся вниз по склону. Главное русло отходит от устья подводного каньона материкового склона, лежащего на продолжении желоба пролива Хуан-де-Фука. Это русло получило название желоба Каскадия (Menard, 1955). Вторым крупным желобом является желоб Астория, также берущий начало близ устья каньона материкового склона. Равнина Каскадия образует в южном направлении узкий рукав, который изгибается затем вдоль хребта Мендосино к западу и смыкается с восточной частью равнины Тафта.

Интересно заметить, что южные окраины описанных здесь равнин — Алеутской, Тафта и Каскадия имеют различные очертания. Алеутская равнина и равнина Тафта имеют очертания нечеткие, они постепенно переходят в холмистую равнину, отходящую в виде восточного рукава от Северной холмистой равнины. Напротив, равнина Каскадия резко ограничена хребтом Мендосино и образует ступень, глубины которой почти на 1000 *м* меньше, чем подобной же плоской аккумулятивной равнины к югу от хребта Мендосино, играющего роль как бы плотины, подпруживающей аккумулятивную толщу равнины Каскадия.

Донные осадки, покрывающие поверхность Северо-Восточного талаплена, исключительно разнообразны: мы встречаем здесь, в сущности, все типы осадков, свойственные Тихому океану в целом. Это и понятно, если учесть огромные размеры Северо-Восточной котловины, ее положение в обрамлении самых различных тектонических зон и колоссальную протяженность, благодаря которой она располагается в различных климатических зонах. В северной части ложа Северо-Восточной котловины и вдоль подножия материкового склона Северной Америки широко развиты терригенные осадки. Наряду с ними в северной части ложа котловины развиты также органогенные диатомовые осадки, связанные в своем развитии с областью высокой продуктивности фитопланктона (Безруков и др., 1961; Кобленц-Мишке, 1960). Органогенные фораминиферовые осадки занимают южную часть ложа котловины, расположенную в тропических широтах и лежащую на глубинах менее 4800 *м*, благоприятных для накопления карбонатных осадков. Также органогенные радиоляриевые осадки характерны для сравнительно узкой полосы ложа котловины в районе экваториальных широт и вблизи 10° с. ш. Наиболее распространенным типом осадков является все же полигенная красная глубоководная глина, выстилающая большую часть равнин Северо-Восточного талаплена. На сравнительно малых площадях развиты коралловые и ракушечные осадки, образующие шлейфы вокруг коралловых островов, вулканогенные осадки в районе Гавайских и Алеутских о-вов. Хемогенные осадки присутствуют на значительных площадях ложа котловины в виде железо-марганцевых конкреций, образующихся на фоне красных глубоководных глин.

Размерность донных осадков Северо-Восточной котловины меняется также в широком диапазоне. Наибольшей размерностью характеризуются вулканогенные и коралловые осадки типа песков и мелких песков. Относительно крупная размерность также у терригенных и карбонатных осадков — типа алевритовых илов. Значительно мельче частицы радиоляриевых илов, и наиболее мелкозернистыми являются красные глубоководные глины, в которых фракция менее 0,01 *мм* занимает более 70 и даже 90%.

Темпы накопления различных типов осадков в Северо-Восточной котловине меняются от места к месту очень существенно. Исключительно высоки темпы накопления терригенных осадков северо-восточной и восточной частей котловины — более 10 *мм* в 1000 лет (10—30 *мм* в 1000 лет) (Goldberg, Koide, 1963; Menard, 1964). Темпы накопления несколько ниже в северной (для диатомовых илов) и в южной (для

карбонатных) частях котловины — порядка 4—6 *мм* в 1000 лет. Наиболее низкими темпами характеризуется образование радиоляриевых илов и красных глубоководных глин в западной половине котловины — от нескольких десятых миллиметров до 1 *мм* в 1000 лет. Высокие темпы накопления осадков сочетаются в северной и восточной частях котловины с исключительно высокой неравномерностью их накопления на неровностях первичного рельефа дна. Это вызвано, очевидно, деятельностью суспензионных потоков, с которыми связано образование конусов выноса вблизи устьев подводных каньонов и развитие специфических русел на поверхности аккумулятивных равнин (Hurley, 1960).

Основные черты распределения мощностей осадочного чехла Северо-Восточного талаплена исследованы непрерывным сейсмическим профилированием и глубинным сейсмическим зондированием. Выявлены три главных крупных аккумулятивных тела: экваториальное мощностью до 600 *м*, восточное мощностью до 1200—1600 *м* и северное мощностью до 600 *м*. Средняя часть талаплена в диапазоне широт от 15 до 45° с. ш. характеризуется чрезвычайно малыми мощностями осадочного покрова — порядка первых десятков метров. На западной окраине отмечаются локальные возрастания мощностей у подножия Гавайского и Северо-Западного хребтов, достигающие в Гавайском прогибе 600—1000 *м*.

Экваториальное аккумулятивное тело протягивается в полосе примерно между 6° ю. ш. и 12—16° с. ш. Оно начинается на востоке на склоне поднятия Альбатрос, т. е. западнее осевой рифтовой зоны Срединно-океанического хребта, близ 105° з. д., и протягивается на запад до о-вов Лайн и далее в пределы Центральной котловины. Наибольшие мощности — порядка 600 *м* наблюдаются между 135 и 145° з. д. Ось максимальных мощностей лежит примерно вдоль 4-й параллели с. ш. Изменение мощностей к северу и к югу происходит скачками на разломах Клиппертон, Кларион и Маркизском (Удинцев, Ковылин, Непрочнов, 1965; Здоровенин, 1967; Здоровенин, Удинцев, 1970; Shor, 1959; Ewing, Ewing, Aitken, Ludwig, 1968; Ewing, Ewing, 1970) (рис. 34, 51).

Происхождение экваториального аккумулятивного тела хорошо объясняется связью его положения с зоной повышенной биологической продуктивности (Богоров, 1959), в свою очередь приуроченной к зоне восхождения глубинных вод вследствие дивергенции, обусловленной системой экваториальных течений Тихого океана. Высокие темпы накопления в осадке планктонных фораминифер являются, видимо, главной причиной больших мощностей осадочного покрова в экваториальной зоне, хотя не исключается и влияние приноса терригенного материала течениями, идущими от берегов Северной Америки.

Известно, что положение критической глубины накопления карбонатных осадков на ложе океана часто приводит к инверсии мощностей осадочных слоев на холмах, вершины которых лежат вблизи критической глубины: мощности слоев на вершинах оказываются больше, чем в понижениях.

Резкое уменьшение темпов карбонатного осадконакопления при перепаде глубин в зонах разломов определяет отмеченные выше резкие скачки мощностей в этих зонах. Влиянием этих скачков и прямолинейностью зон разломов объясняется соответственно прямолинейность изолиний мощностей осадочного чехла.

Северное аккумулятивное тело сложено слоистой осадочной толщей, происхождение которой связывают с деятельностью суспензионных потоков. Важную роль в образовании северного аккумулятивного тела должно было также сыграть интенсивное накопление кремнистых диатомовых илов. Биологическая продуктивность вод этой части океана отличается своей высокой интенсивностью. Наклон слоев под абиссальной Алеут-

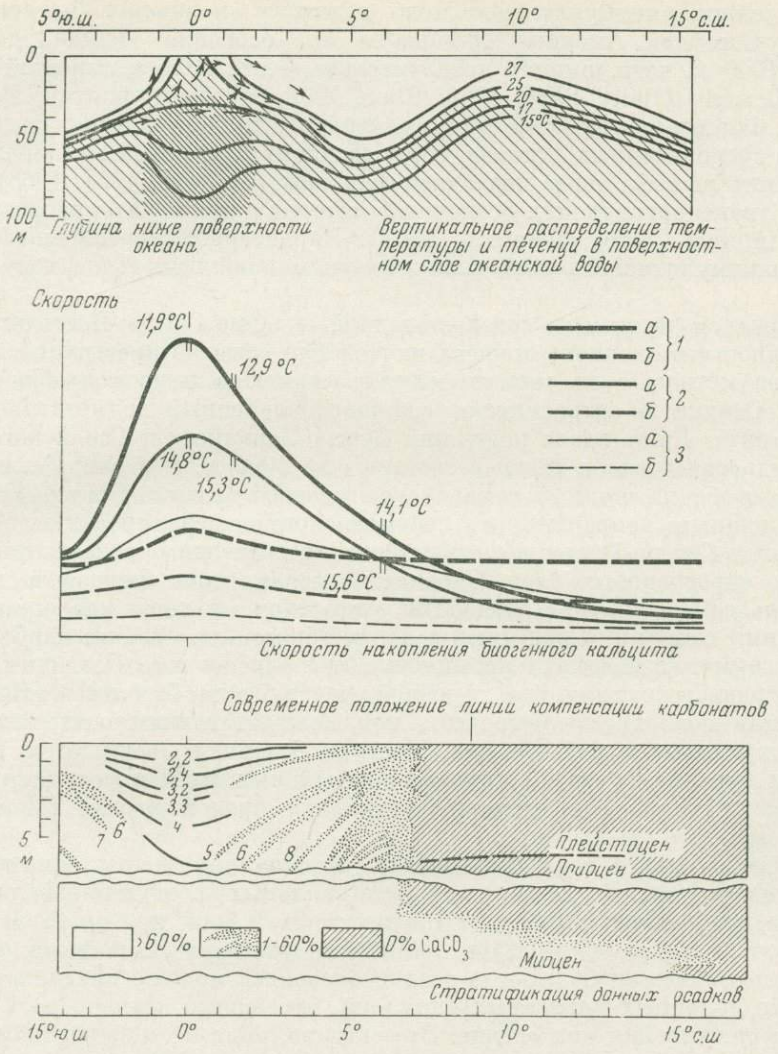


Рис. 51. Механизм экваториальной седиментации (Arrhenius, 1963)

1 — плейстоцен гляциальный: *а* — максимальная скорость образования карбонатов, *б* — максимальная скорость растворения карбонатов; *2* — плейстоцен межгляциальный; *а* — минимальная скорость образования карбонатов, *б* — минимальная скорость растворения карбонатов; *3* — палеоген: *а* — скорость образования карбонатов, *б* — скорость растворения карбонатов

ской равниной направлен к югу от Алеутского желоба, и это дает основания предполагать, что поступление материала происходило в прошлом, когда желоб еще не существовал, со стороны Аляски и Алеутской островной дуги (Hamilton, 1967). Образование абиссальной равнины Тафта сопровождалось заполнением массой турбидитов ряда замкнутых понижений первичного рельефа — своего рода «ловушек», отгораживаемых от западной части котловины поперечными поднятиями. Мощности осадочного чехла под Алеутской абиссальной равниной достигает 600—700 *м*. К востоку мощности осадков уменьшаются до 100 *м*, но вновь возрастают до 200—400 *м* под равниной Тафта (Ewing, Ewing, Aitken, Ludwig, 1968).

Восточное аккумулятивное тело лежит у подножия материкового склона Северной Америки. Мощности его особенно велики, достигая 1200—1600 *м*, хотя ширина незначительна,— это полоса шириной не более 200 миль (Raitt, Shor, 1958; Shor, 1962; Winterer, Gurrey, Peterson, 1968). Формирование этой аккумулятивной толщи связано с деятельностью суспензионных потоков, сбрасывающих осадочный материал с материкового шельфа через подводные каньоны (Shepard, 1965, 1968), и течений, транспортирующих осадочный материал вдоль материкового склона (Winterer, Currey, Peterson, 1968). Характерной чертой морфологии этого аккумулятивного тела являются упоминавшиеся выше конусы выноса.

В средней части и на северо-западной окраине Северо-Восточной плиты мощности осадочного покрова ничтожны — они не превышают первых десятков метров, а во многих местах осадочный покров вообще отсутствует. Осадки не выравнивают сложнорасчлененный холмистый рельеф фундамента. Лишь вдоль подножий Северо-Западного и Гавайского хребтов мощности осадков резко возрастают до 1000 *м*. Это аккумулятивный шлейф, особенно мощный в Гавайском прогибе (Ewing, Ewing, 1970).

По данным непрерывного сейсмического профилирования, осадочный чехол Северо-Восточного талаплена представлен осадками так называемого «прозрачного» слоя. Бурение показало, что в средней части плиты лишь самые верхние горизонты этого слоя сложены красными океаническими глинами, а под ними залегают биогенные осадки: карбонатные илы в северных районах и кремнистые илы — в южных. Осадочный чехол лежит непосредственно на неровной поверхности базальтов. Неровная холмистая поверхность базальтов, покрываемая тонким осадочным чехлом, сохраняется в рельефе дна. Местами базальты обнажаются. В свете данных бурения вопрос о природе абиссальных холмов решается достаточно ясно: холмы эти имеют вулканическое происхождение (MacManus, Burns, 1969).

Возраст осадков в подошве чехла закономерно возрастает по мере удаления от осевой зоны георифтогенальных срединно-океанических хребтов к западной периферии плиты от 3—4 млн. лет до 62 млн. лет (MacManus, Burns, 1969; Hays, 1970). Следует обратить внимание на то, что в ряде скважин базальные осадки оказались моложе предполагаемого возраста линейных магнитных аномалий, играющего важную роль в концепции расширения дна океана. Это связано, видимо, с продолжающимся процессом дифференциации мантии и выплавлением базальтов, образующих покровы, погребающие более древние осадки. Этот факт очень важен в связи с решением вопроса о природе и возрасте магнитных аномалий. Согласно гипотезе Вайна — Мэттьюза, магнитовозмущающие тела линейных магнитных аномалий срединно-океанических хребтов формируются в рифтовых ущельях и фиксируют полярность магнитного поля Земли в момент их образования. Возможность продолжения выплавления базальтов уже после смещения плит литосферы в стороны от рифтовой зоны предполагалась для вулканических гор (Menard, 1969). Однако явление это, вероятно, развито гораздо шире и не ограничено одними горами, охватывая поверхность смещающихся плит в целом. Таким образом, возраст самых верхних базальтовых покровов может быть намного моложе возраста магнитовозмущающих тел. В свете этого расчеты скорости перемещения плит, основанные на предполагаемом возрасте магнитных аномалий и возрасте базальных осадков, должны восприниматься с большой осторожностью.

Пластические карбонатные илы южного аккумулятивного тела в экваториальной зоне Северо-Восточного талаплена в глубину постепенно уплотняются и переходят, по данным бурения, сначала в писчий мел, а за-

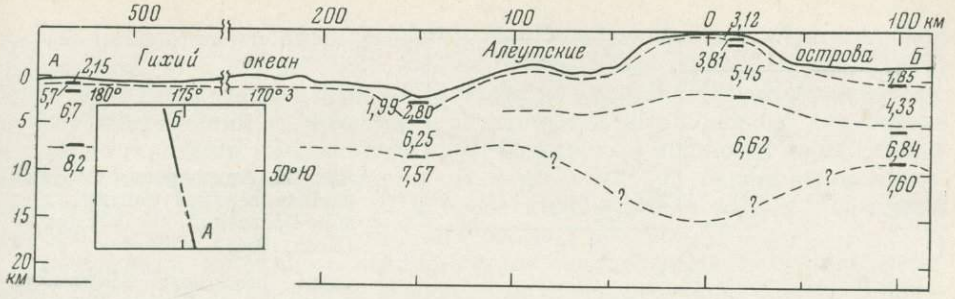


Рис. 52. Разрез земной коры северной части Северо-Восточной котловины к югу от Алеутских о-вов по данным ГСЗ (Shor, 1962).

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

тем в известняк, содержащий прослои кремня, замещающего известняк. Отражающие поверхности в пределах осадочного покрова соответствуют в ряде случаев изменениям в степени литификации осадков. Фундамент, регистрируемый при сейсмическом профилировании, соответствует, по данным бурения, либо уплотненным эоценовым осадкам, либо олигоценовому писчему мелу, либо базальту. Возраст осадков в подошве колеблется от олигоцена до миоцена (Tracey, Sutton, 1969).

Интересна одна особенность границ аккумулятивных толщ повышенной мощности в северной и южной частях котловины — в ряде мест они оказываются прямолинейными. Для толщ терригенных осадков северной части котловины линейность границ может быть объяснена придонным перемещением материала суспензионными потоками, для которых роль линейных барьеров, как бы плотин, играют зоны разломов, в частности хребет Мендосино в зоне разлома того же названия. В южной части котловины прямолинейность границ карбонатных осадочных толщ повышенной мощности может быть объяснена прямолинейностью зон разломов, играющих роль региональных уступов и вызывающих резкое изменение глубины. Как известно, глубина существенно сказывается на рас-

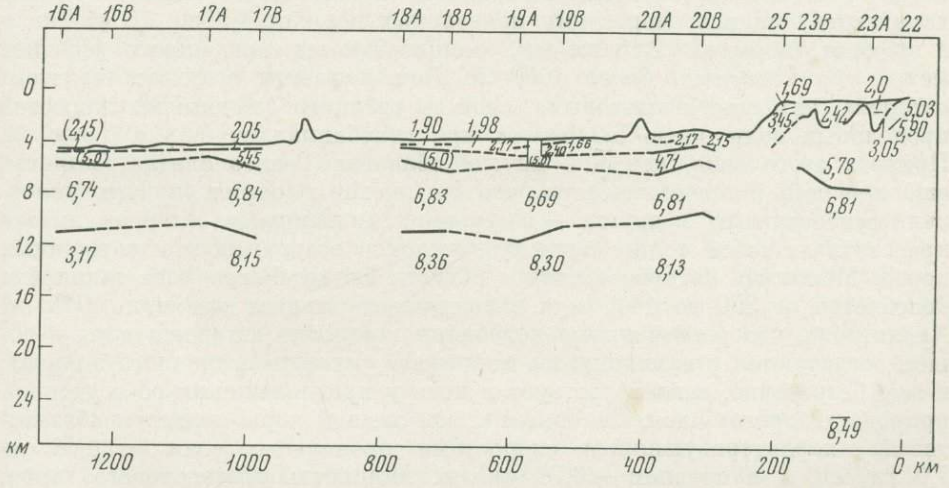


Рис. 53. Разрез земной коры северной части Северо-Восточной котловины по данным ГСЗ вдоль линии, направленной к юго-западу от пролива Диксон (Shor, 1962)

Цифрами на разрезе обозначены скорости сейсмических волн *км/сек*

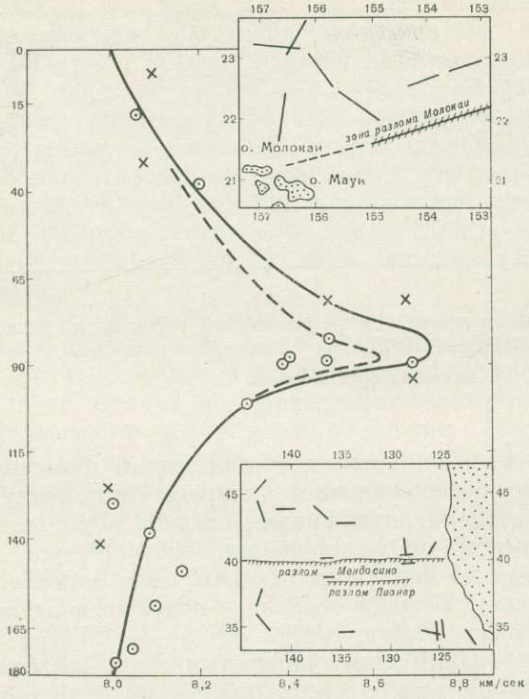


Рис. 54. Анизотропия упругих свойств верхней мантии в Северо-Восточной котловине (Hess, 1964)

Схема показывает зависимость скоростей продольных сейсмических волн на разделе Мохоровичича от направления их распространения. Кружками обозначены данные, полученные в районе зоны разлома Мендосино, крестиками — в районе о-ва Мауи (Гавайские о-ва). Пунктирная кривая соответствует данным для первого района, сплошная — обобщенная для обоих районов (Hess, 1964)

творении карбонатных частиц при осаждении их на дно, и скачок глубины в зоне разлома вызывает скачок в темпах осадконакопления и соответственно в мощностях осадочных толщ.

Глубинное строение земной коры в области Северо-Восточного талаплена изучено методом глубинного сейсмического зондирования сравнительно подробнее, чем для других талапленов Тихого океана (Raitt, 1956; Gaskell, Hill, Swallow, 1958; Furumoto et al., 1968; Shor, 1962). Как и для других талапленов, здесь характерно трехслойное строение коры (рис. 45, 52, 53). На поверхности лежит слой рыхлых осадков, характеризующихся скоростями продольных волн от 1,5 до 2,5 *км/сек* и в среднем порядка 2,15 *км/сек*, мощностью от нескольких десятков метров до несколько более 1000 *м*. Под рыхлыми осадками залегает «второй», или «надбазальтовый», слой со средними значениями скоростей продольных волн около 5,0 *км/сек* при колебаниях от 4,6 до 6 *км/сек*. Природа этого слоя, как и в других областях Тихого океана, остается еще неясной, и предполагается, что он сложен в одних случаях уплотненными осадками, в других — изверженными породами, а в ряде случаев представляет собой толщу переслаивающихся осадочных и изверженных пород. Мощность «второго» слоя в области Северо-Восточного талаплена колеблется от 350 до 1400 *м* и в среднем составляет примерно 1000 *м*. Характерно, что региональные колебания мощности «второго» слоя в общем согласуются с изменениями мощностей рыхлого осадочного покрова, и это, безусловно, свидетельствует в пользу предположения об осадочной природе «второго» слоя. Основным слоем земной коры является «базальтовый», характеризующийся скоростями продольных волн от 6,48 до 7,0 *км/сек*, а в среднем — 6,76 *км/сек*. Мощность «базальтового» слоя, который по своей природе, вероятнее всего, должен быть подобен габбро, варьирует от 3,3 до 6,24 *км*. Ниже залегают породы верхней мантии, характеризующиеся в пределах Северо-Восточного талаплена ярко

выраженной анизотропией: скорости волн меняются в довольно широком диапазоне: от 7,4 до 8,7 *км/сек* (Hess,1964; Raitt et al., 1969) (рис. 54). Анизотропия верхней мантии, по мнению Хесса, отражает характер напряжений в литосфере, связанных с расширением дна океана и горизонтальными смещениями плит. Суммарная мощность коры Северо-Восточного талаплена колеблется от 5 до 6 *км* под равнинными пространствами и возрастает до 10 и более километров в районе подводных гор и островов.

Результаты глубинного сейсмического зондирования позволяют заметить некоторые характерные особенности структуры коры Северо-Восточного талаплена. Прежде всего должно быть отмечено преобладание спокойного залегания основных слоев коры на большей части пространства талаплена со сравнительно небольшим общим наклоном всех слоев с востока на запад, что и отражается в общем наклоне поверхности дна океана в этом же направлении. Характерным является развитие краевых валов — сводовых поднятий «базальтового» слоя — вдоль современных геосинклинальных и погребенных под осадками желобов вдоль подножия материкового склона (рис. 53), а также вдоль Гавайского прогиба (рис. 55). Важной особенностью являются глубокие разрывы земной коры вдоль зон разломов и, вместе с тем, примерное соответствие мощностей коры по обеим их сторонам (Menard, 1964) (рис. 47).

Гравитационное поле Земли в пределах Северо-Восточного талаплена характеризуется положительными аномалиями в редукции Буге — в основном порядка $+300 \div +350$ *мгал* (Woollard, Strange, 1962). Некоторое уменьшение величины положительных аномалий — до $+250 \div +200$ *мгал* отмечается в восточной части, по мере приближения к подножию материкового склона. Максимальные значения аномалий — до $+400$ *мгал* и даже более приурочены к краевым валам Алеутского желоба и Гавайского прогиба. Узкие линейные зоны повышенных значений аномалий силы тяжести порядка 400 *мгал* связаны, видимо, с зонами разломов Чинук, Мендосино и Меррей. Локальные аномалии связаны с подводными горами и отмечают различия в плотности пород, слагающих эти горы и «базальтовый» слой коры талаплена (Harrison, Brisbin, 1959).

Северо-Восточная котловина Тихого океана в своей средней и северной частях является одной из наиболее изученных в геомагнитном отношении. Исключительно детальные исследования Электронной лаборатории ВМФ США и Береговой и геодезической службы США привели в свое время к открытию чрезвычайно характерных линейных аномальных зон магнитного поля, ориентированных в меридиональном направлении (Mason, 1958; Mason, Raff, 1961; Raff, Mason, 1961; Vacquier, Raff, Warren, 1961). Ритмичные колебания напряженности магнитного поля в зонах этих аномалий достигают нескольких сотен гамм и могут быть прослежены по ряду характерных, свойственных каждой зоне признаков на расстоянии до 1000 *км*. Эти аномалии связываются с базальтовыми телами шириной в несколько километров, залегающими на сравнительно небольшой глубине, в пределах «второго» слоя земной коры. Закономерность расположения линейных зон магнитных аномалий восточной окраины талаплена чрезвычайно близка к наблюдаемой для срединно-океанических хребтов. Однако еще более поразительными явились резкие линейные нарушения структуры аномального магнитного поля вдоль зон разломов Мендосино, Пайонир и Меррей. Именно эти нарушения в сочетании с возможностью идентифицировать отдельные зоны к северу и к югу от них послужили основой для вывода о крупных горизонтальных смещениях блоков коры по названным зонам разломов. Не наблюдается корреляции между особенностями рельефа талаплена и зонами магнитных аномалий, и объяснение этому пытаются искать либо в том, что

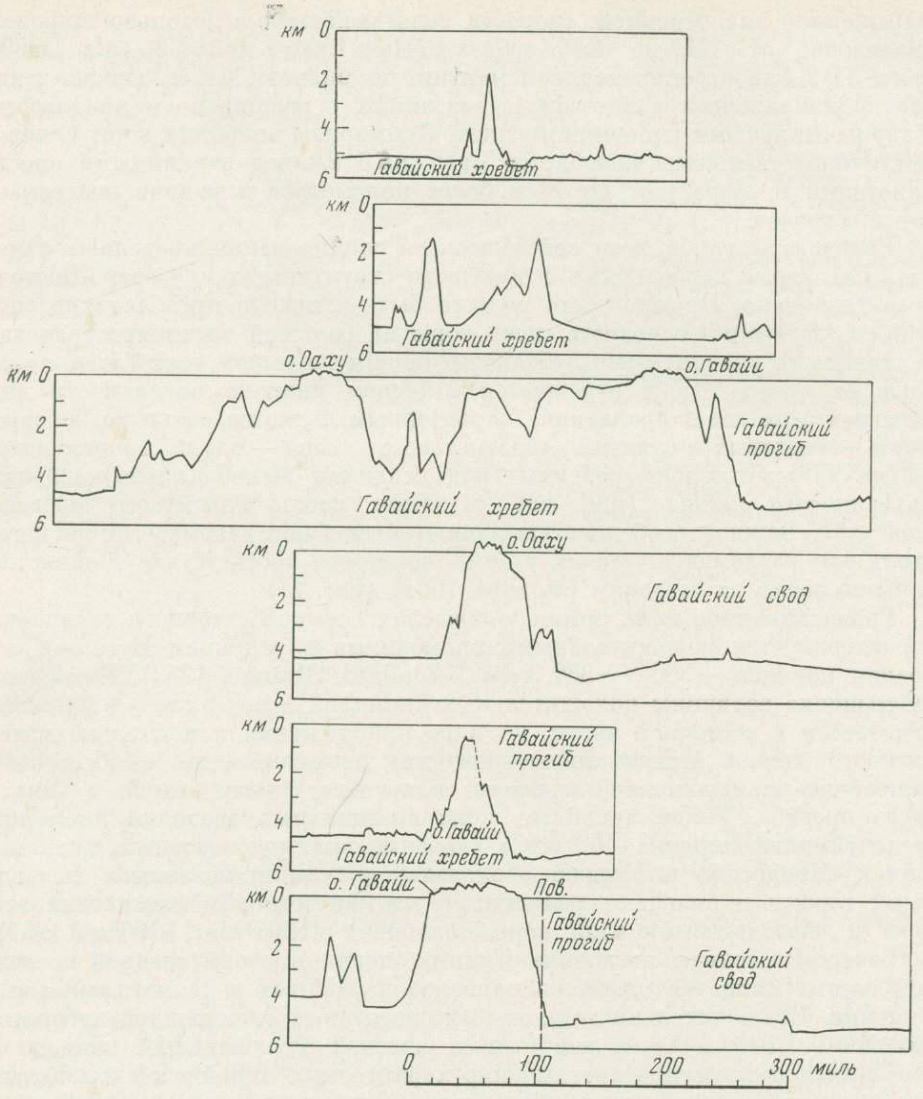


Рис. 55. Профили Гавайского хребта, прогиба и вала (свода) того же названия

базальтовые тела заполняют неровности первичного рельефа, либо в растрескивании и разрыве слоя высокой намагниченности с последующим заполнением осадками трещин разрывов.

Амплитуда горизонтальных смещений по зонам разломов оценивается величиной 1170 *км* для зоны разлома Мендосино (Vaquier et al., 1961), величиной 250 *км* для зоны разлома Пайонир, 150 *км* для восточной части зоны разлома Меррей (Mason, 1958) и порядка 640 *км* для западной части этой же зоны, а также порядка 450 *км* для зоны разлома в провинции Гряд и желобов (Talwani, Le Pichon, Heirtzler, 1965).

В северной части Северо-Восточной котловины линейные магнитные аномалии резко изгибаются к западу (Peter et al., 1965; Elvers et al., 1967; Hayes, Heirtzler, 1968). Сторонниками гипотезы расширения дна океана в концепции Вайна — Мэттьюза это западное продолжение системы параллельных аномалий рассматривается как признак наложения Алеутской геосинклинальной системы на структуры срединно-океаниче-

ского хребта (Hayes, Heirtzler, 1968). Высказываются также предположения, что изгиб аномалий отражает изменения в направлении расширения коры и смещения плит литосферы. (Menard Atwater, 1968; Pittman, Hayes, 1968). Во всех этих построениях, как нам кажется, довольно много произвольных допущений. Вопрос о природе изгиба магнитных аномалий в северной части Северо-Восточной котловины представляется нам весьма далеким от разрешения.

Геотермические измерения в пределах Северо-Восточной котловины весьма многочисленны, и в этом отношении котловина является одной из наиболее изученных в Тихом океане (Lee, Uyeda, 1965; Herzen, Langseth, 1965). На большей части пространства Северо-Восточного талаплена наблюдаются устойчивые, близкие к среднеокеаническому, значения теплового потока из недр Земли, равные в среднем 1,4 *мкал/см²·сек*.

В южной части талаплена, примерно к югу от зоны разлома Клиппертон, лежит область очень низких значений теплового потока — в среднем около 0,78 *мкал/см²·сек*, т. е. примерно вдвое меньше средней для океанского ложа величины (Herzen, Uyeda, 1963). Объяснение этих пониженных значений величины теплового потока еще неоднозначно. По мнению Герцена и Уеды, наблюденные низкие величины теплового потока, вероятнее всего, соответствуют локальным особенностям строения дна, связанным с захоронением неровного первичного рельефа осадками, но не отражают каких-либо крупных региональных изменений величины теплового потока. Такое объяснение более или менее увязывается с данными о развитии в этой области талаплена относительно высоких мощностей осадочного покрова.

Высокие значения теплового потока через дно океана были отмечены в провинции Гряд и желобов — до 5,79 *мкал/см²·сек* и несколько меньше, но также значительно более высокие, чем средние значения для ложа океана, вблизи так называемого Калифорнийского бордерленда — до 2,58—3,0 *мкал/см²·сек* (Herzen, 1964; Foster, 1962). Повышенные значения теплового потока — до 1,88 *мкал/см²·сек* — отмечены также вдоль зоны разлома Мендосино (Herzen, 1964) и вдоль зоны разлома Молокаи — до 2,78 *мкал/см²·сек* (Rea, Northrop, Herzen, 1964). Такие повышенные значения теплового потока свидетельствуют о современной тектонической активности этих районов Северо-Восточного талаплена.

Северо-Восточный талаплен в своих центральных частях практически асейсмичен, но в его периферических частях отмечаются землетрясения. Одиночные очаги землетрясений связаны с Алеутским краевым валом, а также с Гавайским сводом. Большое количество землетрясений отмечается для довольно широкой полосы дна в провинции Гряд и желобов, примерно от 52 до 40° с. ш. (т. е. до зоны разлома Мендосино). К югу от зоны разлома Мендосино эпицентры землетрясений связаны с внешней окраиной Калифорнийского бордерленда. Судя по распространению поверхностных волн, вся область Северо-Восточного талаплена представляется по строению земной коры весьма однородной (Santo, 1963).

Вулканизм широко развит в пределах Северо-Восточного талаплена, судя по тому, что здесь отмечается большое количество подводных гор, для ряда которых доказано вулканическое происхождение. В расположении подводных гор и немногочисленных вулканических островов можно заметить определенные закономерности.

Горы составляют несколько групп, относящихся к четырем главным категориям: а) горные гряды и, реже, отдельные горы восточной периферии талаплена; б) горные цепи и отдельные горы западной периферии талаплена; в) горы зон разломов и, наконец, г) отдельные горы центральных частей талаплена. Для первой категории характерна наибольшая концентрация вулканических гор и, вместе с тем, тяготение их к

размещению в линейных грядах и рядах, примерно параллельных друг другу и составляющих довольно широкие зоны. Для второй категории свойственно размещение гор в узких линейных цепочках, ориентированных примерно в меридиональном направлении. Горы третьей категории располагаются вдоль узких зон разломов, но не составляют непрерывных рядов. Горы открытых частей талаплена разбросаны более или менее беспорядочно и сравнительно редко, но исключение составляет провинция Подводных гор Баха Калифорния, где концентрация гор очень значительна. Число вулканических островов Северо-Восточного талаплена крайне мало́. Часть из них связана с зонами разломов (о-ва Ревилья-Хихедо, о. Клиппертон), а часть образует довольно крупный вулканический массив — это Маркизские о-ва. Характерно, что все вулканические острова тяготеют к периферии талаплена и в своем развитии связаны скорее с обрамляющими талаплен структурами, нежели со структурами его центральных частей.

Петрография и петрохимия изверженных пород Северо-Восточного талаплена изучены довольно хорошо по сравнению с другими частями талассократона благодаря интенсивным исследованиям А. Энгель и С. Энгель (Engel, Engel, 1963, 1964). Для оснований подводных гор, по их данным, свойственны толеитовые базальты, характеризующиеся исключительно низким содержанием бария, калия, свинца, фосфора, стронция, тория, урана и циркония, а также соотношением Fe_2O_3/FeO менее 0,2 и Na/K больше 10. Океанические толеиты характеризуются также распределением редкоземельных элементов и отношением K/Pb (1300) и Cp^{87}/Cp^{86} (0,702), близким к характерному для богатых кальцием хондритовых метеоритов. В отличие от этого для вершин и верхних частей склонов подводных гор и островов свойственны щелочные базальты, в которых толеиты играют подчиненную роль. Базальты, полученные со склонов хребта Мендосино и с уступа Горда, преимущественно толеитового состава и имеют диабазовую и габбровую текстуру (Krause, Menard, Smith, 1964).

Заканчивая описание столь крупной части Тихоокеанского талассократона, какой является его Северо-Восточный талаплен, занимающий треть всей площади океана, следует коротко охарактеризовать важнейшие особенности его геоморфологии.

Все его пространство представляет собой чрезвычайно простую, почти ненарушенную вертикальными движениями океаническую плиту. Лишь краевые валы, сопряженные с Алеутским геосинклинальным желобом и Гавайским прогибом, также развивающимся, видимо, весьма интенсивно, говорят о деформации талаплена вертикальными дифференцированными движениями, но их площадь незначительна и не меняет общей картины спокойного залегания основных слоев коры.

Восточная окраина талаплена по целому ряду признаков может рассматриваться как затронутая развитием внутриокеанического подвижного пояса — срединно-океанического хребта. Эта идея, высказанная в свое время Менардом (Menard, 1960), получила многочисленные подтверждения в наблюдаемых геофизических явлениях самого различного характера, главным образом в аномально высоком тепловом потоке, сейсмической активности, ритмичных линейных аномалиях магнитного поля и аномально низких (до 7,4 *км/сек*) скоростях продольных волн в верхней мантии. Поэтому вполне правильно рассматривать такие части ложа Северо-Восточной котловины, как горы Математиков, как приподнятая окраина талаплена вблизи Калифорнийского бордерленда и как провинция Гряд и желобов, в качестве западной окраины этого подвижного пояса. Уже отмечалось, что он прослеживается по магнитным аномалиям и далее к северу до самого Алеутского желоба.

Специфической особенностью структуры Северо-Восточного талаплена является широкое развитие зон разломов. Примечательным для этих зон является горизонтальный характер смещений. Этот характер смещений устанавливается, как мы указывали, по структуре аномального магнитного поля, но он подтверждается также и общим характером рельефа, отчетливо заметным по резким изгибам изобат, по изостатической уравновешенности блоков коры одинаковой мощности, по сторонам разломов. Зоны разломов находят продолжение и за пределами Северо-Восточного талаплена, но при этом они как бы перекрываются в ряде случаев другими более молодыми структурами — валами талассократона и складчатыми структурами западной окраины материка Северной Америки. Вместе с тем кое-где отмечаются, напротив, явные нарушения таких структур сдвигами вдоль зон разломов. Например, известен сдвиг складчатых структур окраины материка Северной Америки по разлому Мендосино и выразительное смещение южной части Северо-Западного хребта Тихого океана относительно северной оконечности Гавайского хребта по этой же зоне разлома. Это говорит о том, что зоны разлома могут быть и достаточно молодыми. Об этом же свидетельствует развитие вулканической провинции Южной Мексики на продолжении зоны разлома Кларион. Отсутствие в этих зонах разломов признаков сейсмической активности вызывает, казалось бы, сомнения в их современной тектонической подвижности. Однако можно согласиться, что характер сдвиговых дислокаций на трансформирующих разломах может вызывать возникновение напряжений, обусловливающих сейсмическую активность, лишь в сравнительно узкой осевой зоне мобильного внутриокеанического пояса (Wilson, 1965).

О широком развитии горизонтальных перемещений плит литосферы, охватывающих огромные пространства Северо-Восточного талаплена, свидетельствуют данные об анизотропии свойств верхней мантии.

Гипотеза о том, что анизотропия упругих свойств верхней мантии может отражать горизонтальные движения ее вещества, была в свое время высказана Хессом. Данные глубинного сейсмического зондирования, полученные позднее (Raitt et al., 1969), подтверждают существование такой анизотропии верхней мантии в пределах Северо-Восточного талаплена и свидетельствуют, в соответствии с гипотезой Хесса, о горизонтальных движениях вещества мантии в направлении, параллельном зонам разломов (см. рис. 54). Объяснение анизотропии мантии было дано Хессом на основе данных Тернера (1942), показавшего ориентацию кристаллов оливина в дунитах, подвергшихся динамометаморфизму, и по данным Ферма, показавшего в лабораторных условиях анизотропию оливина. В свете представлений Хесса движение вещества мантии, вызывающее ее анизотропию, происходит с востока на запад, от оси подвижного срединно-океанического пояса.

Глава четвертая

ПОДНЯТИЯ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

1. Сводовые поднятия и вулканические хребты

Ложе Тихого океана разделяется на ряд отдельных котловин крупными структурными и вулканическими поднятиями различной морфологии и глубинного строения. Правда, глубинное строение многих поднятий изучено еще совершенно недостаточно, но даже ограниченное количество геофизических данных в сочетании со значительно более подробными сведениями о морфологии позволяет заметить, что все поднятия ложа Тихого океана можно разделить на несколько важнейших категорий. Первой из них будет группа, объединяющая широкие сводовые поднятия дна с надстраивающими их вулканическими горами и массивами или даже хребтами, поскольку эти массивы могут иметь довольно значительную протяженность.

Гавайский вал и Гавайский вулканический хребет представляют собой один из наиболее ярких примеров этого типа поднятий Тихоокеанского талассократона. Основной структурой этой довольно сложной системы является, как нам кажется, Гавайский вал — широкое сводовое поднятие, которое служит цоколем для надстроенного на нем вулканического Гавайского хребта (Dietz, Hess, 1942; Dietz, Menard, 1953). Гавайский вал имеет очень небольшую (порядка 500 *м*) высоту над средним уровнем окружающих его талапленов. Вместе с тем ширина его весьма значительна — 600—700 миль, и протяженность достигает 1400 миль. Рельеф поверхности вала существенно отличается от рельефа поверхности прилегающих талапленов благодаря широкому развитию подводных гор и холмов различных размеров (см. рис. 55, 56).

На поверхности вала, вдоль его оси, располагается Гавайский хребет — крупное вулканическое сооружение, вершины которого поднимаются над водой в виде Гавайских о-вов (Stearus, 1945). Эта гряда включает восемь довольно крупных островов — Гавайи, Мауи, Каулау, Ланаи Молокаи, Оаху, Кауаи, Ниихау и 39 сравнительно небольших островков. Большая часть этих островов и островков имеет вулканическое происхождение, тринадцать островов — коралловые. Кроме того, между островами лежат восемь мелководных банок, соответствующих срезанным абразией вершинам вулканов. Подводный цоколь Гавайского хребта состоит по крайней мере из 50 базальтовых щитовых вулканов, смыкающихся своими основаниями и образующих почти непрерывную вулканическую гряду шириной 100—200 миль и протяженностью 1400 миль, от о-ва Гавайи на юго-востоке до атоллов Мидуэй и Куре — на северо-западе.

Самый крупный остров Гавайского хребта — *о. Гавайи* — имеет 60 миль в диаметре и состоит из пяти сомкнувшихся действующих щитовых вулканов. Это вулканы Кахала (1650 *м*), Хуалаилаи (2520 *м*), Мауна-Кеа (4210 *м*), Мауна-Лоа (4170 *м*) и Килауэа (1230 *м*). Извержения вулканов о-ва Гавайи продолжаются с нижнетретичного времени до наших дней.

Остальные вулканы Гавайских о-вов уже потухшие. Размеры и высота вулканов убывают в северо-западном направлении. *Остров Мауи* имеет в длину 40 миль и ширину 20 миль. Он состоит из двух вулканов, из которых Халеакала (3060 *м*) обладает огромным кратером, диаметром около 4 миль и глубиной примерно 900 *м*. *Остров Каулау* имеет длину 10 миль и ширину 5 миль. Высота вулкана этого острова 450 *м*. *Остров Ланал* имеет размеры 10×15 миль и высота его вулкана 1220 *м*. *Остров Молокаи* имеет вытянутые очертания, его длина 35 миль и ширина 5—6 миль, а наиболее высокий из его вулканов имеет высоту 1505 *м*. *Остров Оаху* имеет размеры 40×30 миль и высоту 1230 *м*. *Остров Кауаи* — 25 миль в поперечнике и высота его вулкана Кауаикине 1740 *м*. *Остров Ниихау* имеет длину 15 миль и ширину 5 миль, высота его 391 *м*. Лежащие далее к северо-западу о-ва Нихоа, Неккер, риф Френч-Фригит, о. Гарднер, риф Маро, о. Лейсан, о. Лисянского, атолл Перл-энд-Гермес, атолл Мидуэй и атолл Куре — небольшие низменные острова, остатки разрушенных вулканов, и построенные на них коралловые атоллы.

Развитие вулканов Гавайских о-вов происходило по следующим стадиям (Stearns, 1948). Первая стадия — первоначальный рост вулканов со дна океана до уровня воды. Изливающиеся лавы, соприкасаясь с водой, образуют в больших объемах пепел, пемзу и подушечные лавы. Эти породы характеризуются низкой плотностью, а поднявшись над уровнем воды, подвергаются интенсивной эрозии и абразии, так что надводные вершины вулканов оказываются быстро срезанными. Вторая стадия — изливающиеся из надводных кратеров жидкие толеитовые лавы образуют тонкие щитовые покровы. Излияния связаны с трещинами, протягивающимися вдоль оси вала или поперек. Плотные щитовые покровы лежат на более рыхлых породах первой стадии извержений, и это ведет к растрескиванию и обрушиванию щитов (Fairbridge, 1960; Kear, Wood, 1959). Возможно, что именно с такими явлениями связано обра-

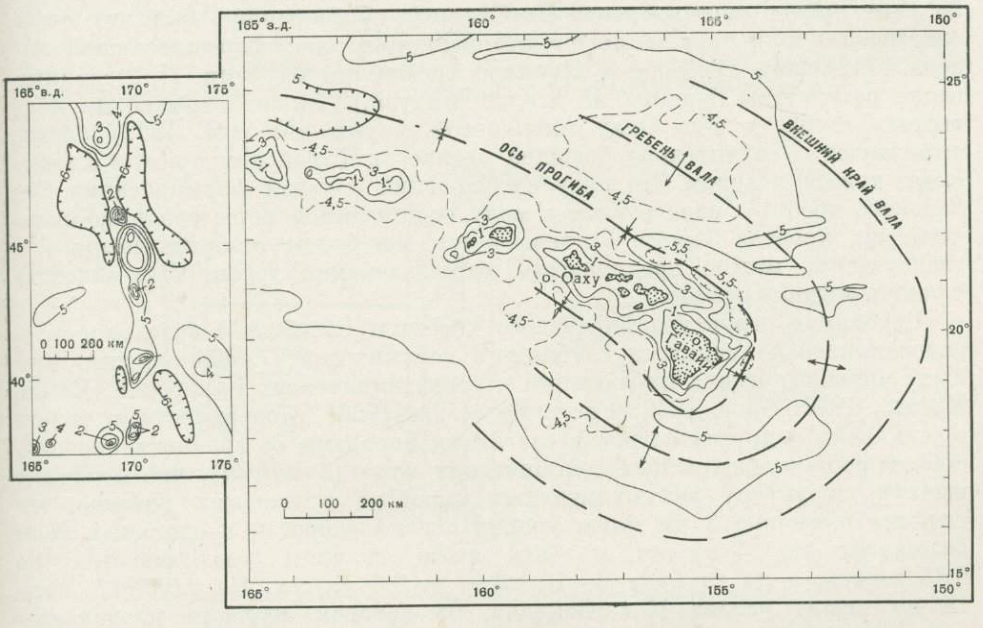


Рис. 56. Прогибы и валы, окружающие Гавайский хребет и его северное продолжение — Северо-Западный хребет (Императорские горы) (Менард, 1966)

Оцифровка изобат в *км*

зование крутых подводных склонов Гавайского хребта. Третья стадия — вокруг кратеров образуются кальдеры, а вдоль трещин, по которым происходили излияния,— грабены. Состав лав все еще сохраняется толеитовым. В этой стадии сейчас находятся вулканы о-ва Гавайи — Мауналоа и Килауэа. Четвертая стадия — извержения становятся более частыми и лавы начинают дифференцироваться. Более кислые и вязкие лавы начинают образовывать конусы и купола из трахитов и фонолитов. Кальдеры и грабены заполняются. В этой стадии сейчас находятся вулканы о-ва Гавайи Хуалалаи, Мауна-Кеа и западный вулкан о-ва Мауи. Пятая стадия — эрозия и абразия частично разрушают вулканические сооружения, развиваются береговые обрывы, окаймляющие рифы и на суше — глубокие речные долины. Шестая стадия — начинается погружение островов и развиваются барьерные рифы. Седьмая стадия — вулканизм возобновляется, происходят извержения нефелиносодержащих лав. По времени это относится к позднему плейстоцену и современной эпохе. Бóльшая часть крупных островов Гавайской гряды находится в этой стадии. Восьмая стадия — погружение островов, эрозия, абразия и рост коралловых рифов продолжаются. В этой стадии развития находятся острова северо-западной части Гавайского хребта.

На атолле Мидуэй были пробурены две скважины (рис. 57А), которые прошли коралловую надстройку и на глубинах 157 и 384 *м* достигли базальтового вулканического основания (Ladd, Tracey, Gross, 1970). Возраст базальных конгломератов оказался среднемиоценовым. Верхняя часть базальтов — щелочные, а подстилающие их — толеитовые. Поверхность вулканического основания была выровнена абразией в домиоценовое время, вслед за чем началось опускание и образование коралловых рифов, прерывавшееся несколько раз временными поднятиями. Эти данные подтверждают развитые Стирнсом представления об общей последовательности явлений развития вулканов Гавайского хребта.

Вместе с тем взгляды Стирнса на возраст Гавайских вулканов должны быть сейчас пересмотрены. По Стирнсу, образование Гавайских о-вов относится к плиоцену, а первичные излияния лав, сформировавшие цоколь Гавайского хребта,— к середине третичного времени. Приведенные выше результаты бурения на атолле Мидуэй, а также отрытие на подводных террасах о-ва Оаху миоценовой фауны (Menard, 1962) свидетельствуют о значительно большей древности Гавайских о-вов и Гавайского хребта в целом. По ряду соображений о связи формирования Гавайского хребта с начавшимся в мелу расширением коры срединно-океанических хребтов Тихого океана, о чем мы будем говорить позднее в главе пятой, можно предполагать, что Гавайский хребет был заложен также в меловое время.

Глубинная структура Гавайского хребта и Гавайского вала охарактеризована сейчас данными глубинного сейсмического зондирования, точных сейсмологических наблюдений и гравиметрических измерений (Eaton, Murata, 1960; Shor, 1962; Furumoto et al., 1968). Поверхностные толщи о-ва Гавайи и других островов слагаются породами со сравнительно низкой скоростью продольных сейсмических волн (3 *км/сек*), что отражает рыхлую структуру аккумулятивных шлейфов и лавовых потоков. На глубине примерно 3 *км* ниже уровня океана скорость продольных волн возрастает до 4 *км/сек* и еще ниже скачком увеличивается до 5,25 *км/сек*, а на глубине 9—10 *км* — до 6,8 *км/сек*. На глубине около 14 *км* лежит раздел Мохоровичича, на котором скорости продольных волн возрастают до 8,25 *км/сек* (Raitt, 1956; Shor, 1962) (рис. 57Б, 58). Обращает внимание, что поверхность Мохоровичича под Гавайским валом прогнута, и с этим прогибом, видимо, следует связывать образова-

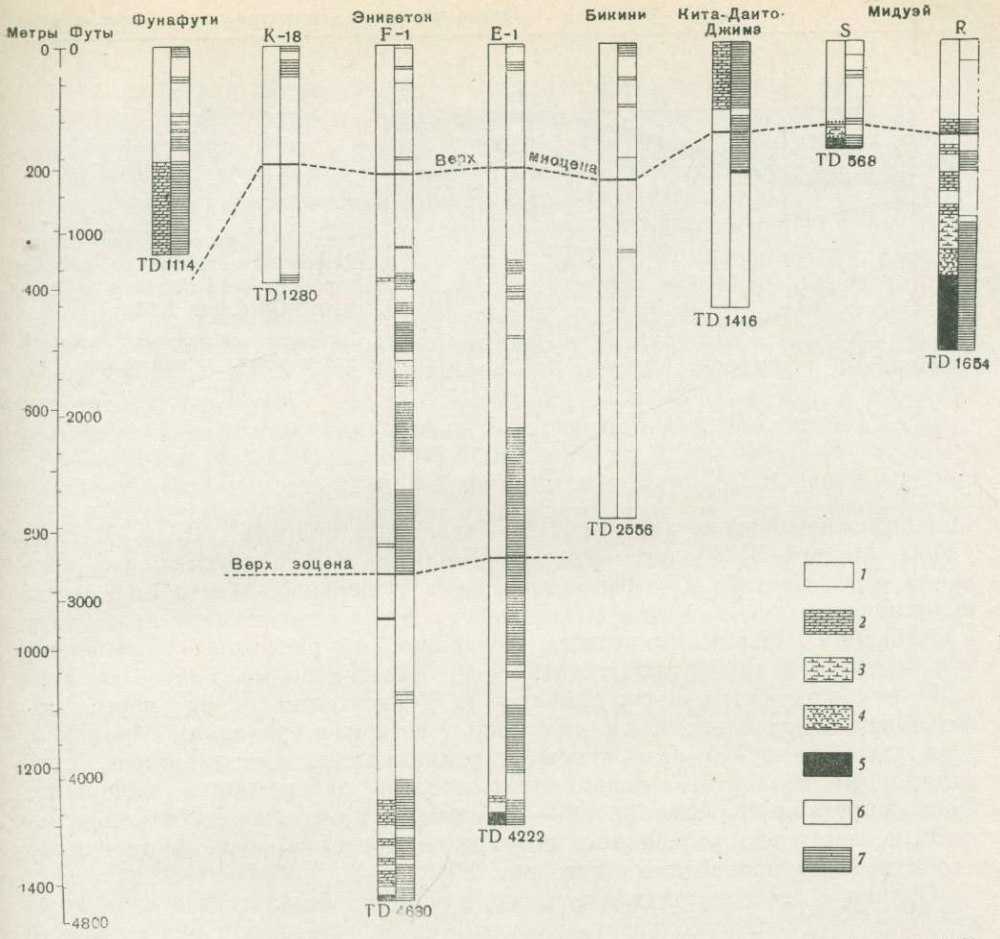


Рис. 57А. Результаты бурения на атоллах Тихого океана (Ladd, Tracey, Gross, 1970)

1 — рифы и связанные с ними известняки; *2* — доломитовые известняки; *3* — карбонатовые илы и известняки; *4* — вулканические илы и конгломераты; *5* — базальтмеханические свойства пород (правая колонка); *6* — мягкие; *7* — твердые, *TD* — общая глубина в футах

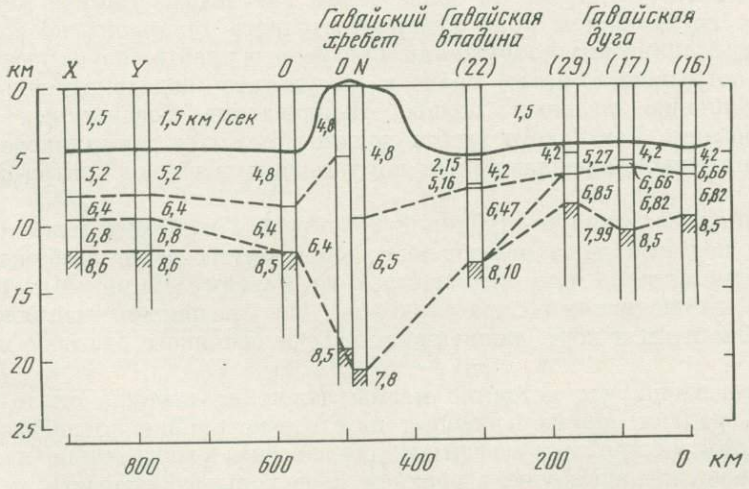


Рис. 57Б. Разрез земной коры вкрест простирания Гавайского хребта, прогиба и свода в районе о-ва Оаху по данным ГСЗ (Furumoto, Woollard et al., 1968)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

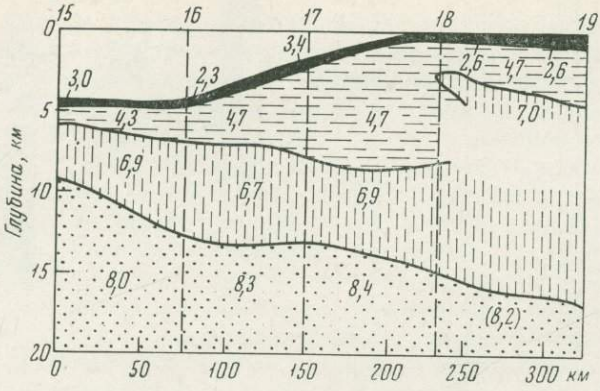


Рис. 58. Разрез земной коры Гавайского хребта и прогиба в районе о-ва Гарднер по данным ГСЗ (Shor, 1962)

Цифрами обозначены скорости сейсмических волн в *км/сек*

ния описанного выше (см. гл. III) Гавайского прогиба. Дитц, Менард (Dietz, Menard, 1953) и Гамильтон (Hamilton, 1957) связывают образование этого прогиба с деформацией коры и верхней мантии под весом вулканического сооружения Гавайского хребта. Средняя нагрузка на кору в основании Гавайского хребта составляет, по расчетам Гамильтона, 966 *кг/см*^{2} (аппроксимируя хребет до симметричного блока высотой 4200 *м* с плотностью пород 2,3 *г/см*^{3}). Деформация пород коры, составляющих основание вала, произойдет, согласно уравнению Прандтля, если нагрузка в 2,57 раза превысит сопротивление сжатия пород основания. Для базальтов с поверхности островов лабораторные измерения дают сопротивление сжатию 460—470 *кг/см*^{2}, и, таким образом, подсчитанный, несколько упрощенно, вес хребта представляется достаточным, чтобы вызвать прогибание коры (рис. 59).

Однако в свете данных о том, что мощность базальтового слоя коры к западу от Гавайского хребта оказывается больше, чем с его восточной стороны (Furumoto et al., 1968), можно также высказать предположение о возникновении Гавайского прогиба и хребта в связи с пододвиганием плиты Северо-Восточной котловины под плиты Северо-Западной и Центральной котловин. Такое пододвигание может происходить вследствие горизонтальных перемещений литосферы из осевой зоны Срединно-океанического хребта. При этом образование Гавайского прогиба может быть вызвано погружением края Северо-Восточного талаплена не только под весом вулканических сооружений Гавайского хребта, но и просто вследствие погружения этого края в результате пододвигания, подобного торошению ледовых полей. Выплавление базальтовых магм и формирование Гавайского хребта должны были бы стимулироваться при этом частичным переплавлением погружающегося края Северо-Восточной плиты.

Важные сведения о глубинной структуре Гавайского вала и верхней мантии под ним дают наблюдения сейсмических волн, возбуждаемых в очагах магматизма под вулканами о-ва Гавайи (Eaton, Murata, 1960). Этими наблюдениями трассируется, по разрядке напряжений в верхней мантии и коре, движение магмы от основного очага до поверхности.

Установлено, что источник магмы лежит на глубине около 60 *км* в верхней мантии. Магма поступает из этого источника по постоянно действующему магмапроводу вверх и собирается в относительно неглубоком резервуаре, лежащем уже в верхнем слое коры, со скоростями продольных волн порядка 4,0 *км/сек* (рис. 60), непосредственно под кальдерой вулкана Килауэа.

По взглядам Итона и Мурата, причиной извержения является постоянная неустойчивость верхней мантии и коры. Породы мантии расплавляются при этом с выплавлением примитивных толеитовых базальтов. Поскольку плотность этих базальтов меньше средней плотности столба пород (перидотиты мантии, базальты коры) и воды океана, они поднимаются вверх, когда представляется возможность излияний, и накапливаются в верхнем резервуаре. В процессе извержений меняется состав лавы. Быстрое поднятие магмы к поверхности допускает кристаллизацию в сколько-нибудь значительных количествах только оливина. При замедлении же движений магмы и медленном остывании ее становится возможной кристаллизация пироксена. Выделение пироксена в свою очередь меняет состав первичной толеитовой магмы, и ее состав меняется так, что преобладающими оказываются щелочные лавы.

Заметим, что Гавайский хребет является, кроме срединно-океанического хребта, единственной сейсмически активной структурной областью в пределах Тихоокеанского талассократона, так же как и единственной зоной активного вулканизма.

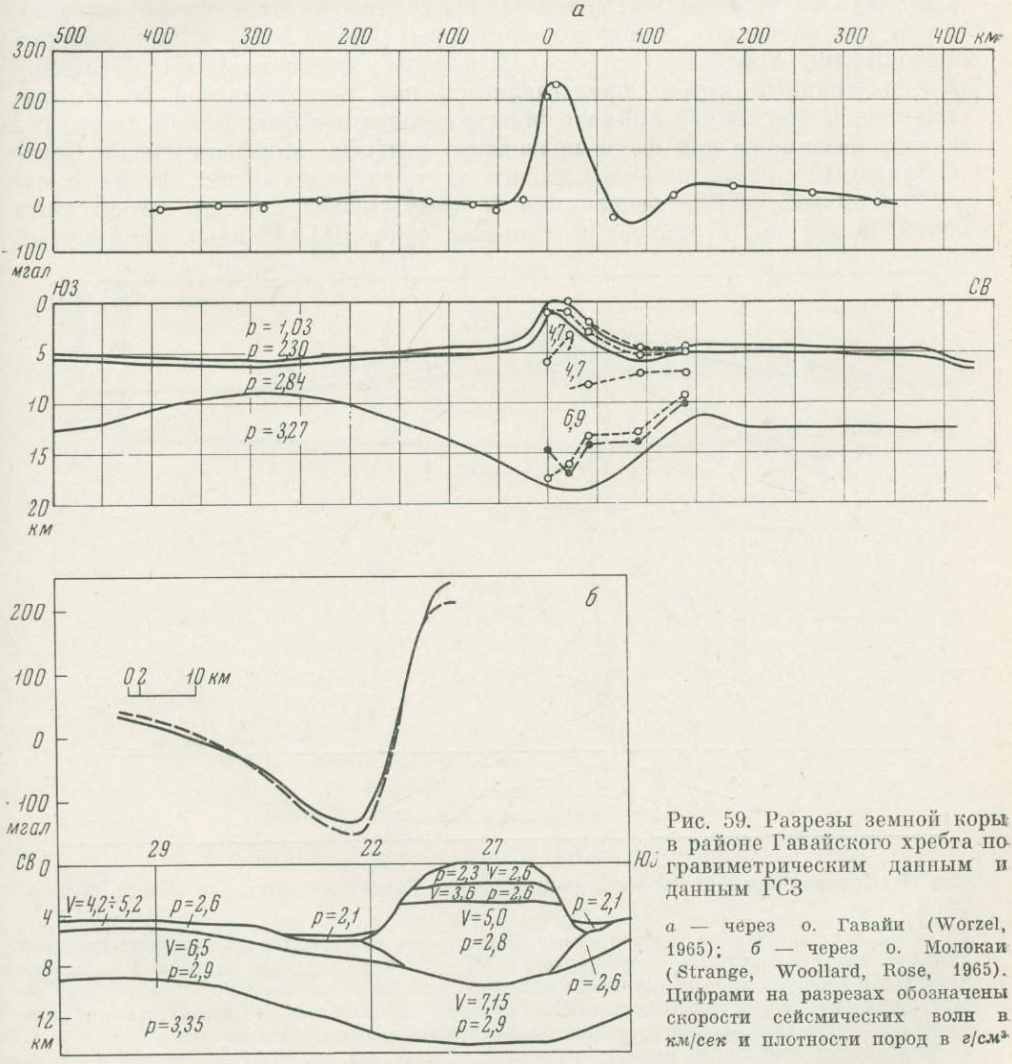


Рис. 59. Разрезы земной коры в районе Гавайского хребта по гравиметрическим данным и данным ГСЗ

а — через о. Гавайи (Worzel, 1965); *б* — через о. Молокаи (Strange, Woollard, Rose, 1965). Цифрами на разрезах обозначены скорости сейсмических волн в *км/сек* и плотности пород в *г/см*³

Мы сравнительно подробно рассмотрели данные о строении Гавайского хребта и вала, потому что они показательны для понимания структуры и других валов и хребтов Тихоокеанского талассократона, изученных значительно хуже.

Северо-западная оконечность Гавайского вала и хребта испытывают заметное погружение. Это погружение, однако, не проявилось в формировании столь четкого прогиба, каким является в южной части Гавайский прогиб. Объяснение этому можно искать либо в заполнении северной части существовавшего ранее прогиба осадками, либо в том, что вулканы северо-западной части вала имеют меньший объем и вес и вызвали меньшее прогибание коры своей нагрузкой. Является ли все это следствием того, что проявления вулканизма смещались во времени с северо-запада на юго-восток, или того, что эти проявления в северо-западной части вала развиваются более медленными темпами,— еще неясно.

К северу от северо-западного окончания Гавайского вала и хребта и несколько западнее, отделяясь от него близ 30° с. ш. проходом с глубинами до 5000—5500 *м* и шириной около 50 миль, лежит крупное меридиональное поднятие — *Северо-Западный хребет*. Этот хребет известен также под названием Императорские горы (Dietz, 1954) и как северное продолжение Гавайского хребта (Безруков, Удинцев, 1955). Название Северо-Западный хребет представляется нам географически более правильным, и оно сейчас принято Международным комитетом по географическим названиям для форм подводного рельефа. Морфологически Северо-Западный хребет весьма походит на Гавайский хребет, и это в известной мере служит основанием к тому, чтобы считать их частями одной и той же структурной системы (рис. 61). Однако упомянутый

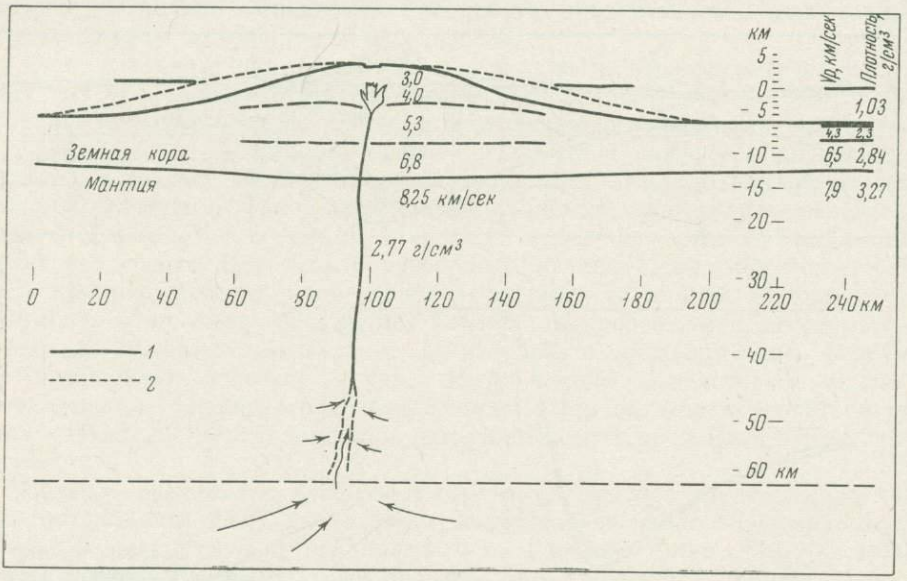


Рис. 60. Схематизированный обобщенный разрез Гавайских вулканов (Eaton, Murata, 1960)

Из очага, находящегося на глубине свыше 60 *км*, магма поднимается по постоянно зияющей трещине вверх и собирается в неглубоком резервуаре под кальдерой вулкана. Извержения происходят в результате эпизодических излияний лавы из этого близкого к поверхности резервуара сквозь дайки, рассекающие тело вулкана. Примечательны вытянутость вулкана вдоль оси хребта и небольшой прогиб поверхности Мохоровичича под вулканом.

1 — поверхность вулкана по разрезу, перпендикулярному оси хребта; *2* — поверхность вулкана по разрезу вдоль оси хребта

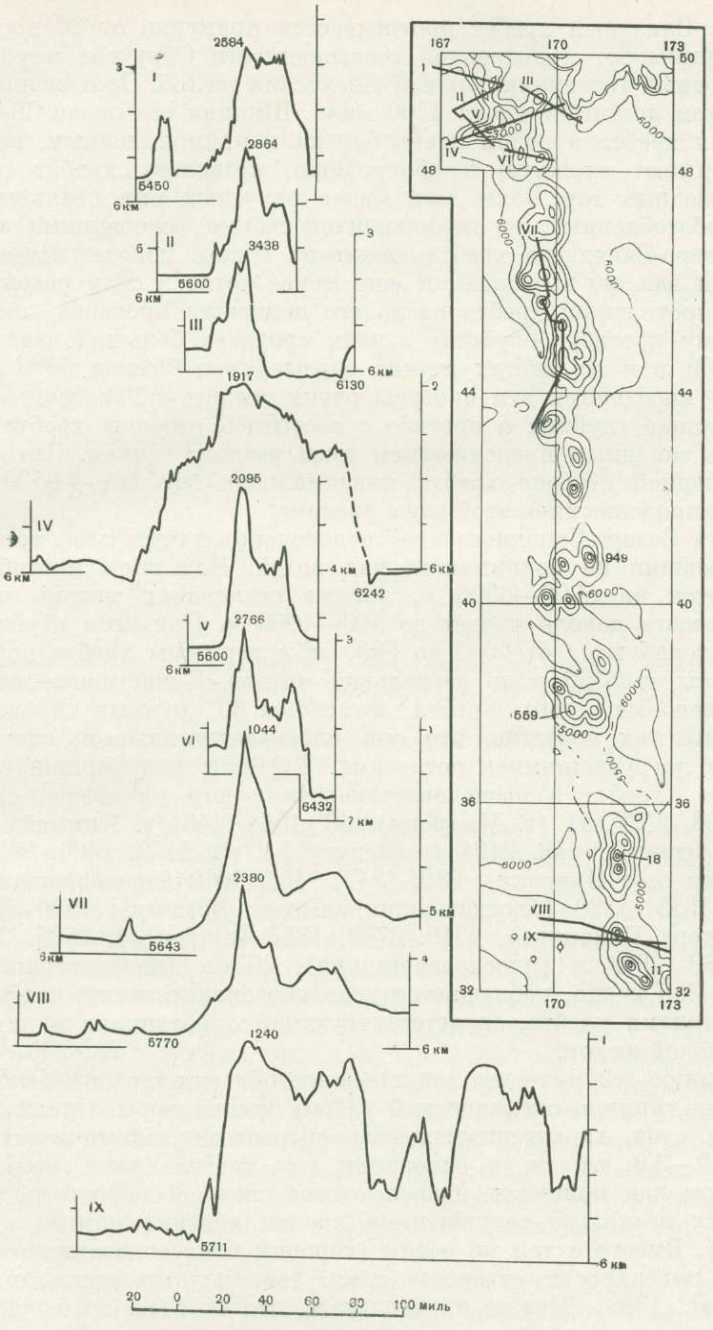


Рис. 61. Профили Северо-Западного хребта (Императорские горы)

разрыв в хребте близ 30° с. ш. и смещение оси Северо-Западного хребта относительно оси Гавайского хребта к западу, связанное, вероятно, с западным продолжением зоны разлома Мендосино, с одновременным изменением ориентировки оси от северо-западной (свойственной Гавайскому хребту) до почти меридиональной (свойственной Северо-Западному хребту) заставляют нас рассматривать этот хребет как самостоятельную структуру.

Северо-Западный хребет протягивается примерно от 30 до 52° с. ш., где он примыкает к подводной возвышенности Обручева и упирается в глубоководный геосинклинальный Алеутский желоб. Протяженность хребта при этом достигает почти 1400 миль. Ширина его около 30—40 миль. Очертания хребта в целом очень близки к прямолинейным, но контуры склонов имеют сложную конфигурацию, поскольку хребет состоит из ряда подводных гор, более или менее округлых или овальных очертаний то обособленных, то смыкающихся своими основаниями в массивы. Горы Северо-Западного хребта лежат на общем цоколе, напоминающем Гавайский вал, но выраженном еще менее четко в силу развития почти на всем протяжении хребта вдоль его подножий прогибов, аналогичных Гавайскому прогибу. Глубины в этих прогибах большей частью превышают 5500 *м* и во многих местах оказываются больше 6000 и 6500 *м*. По своей морфологии эти прогибы очень сходны с Гавайским прогибом. Максимальная глубина в прогибе с восточной стороны хребта — 6830 *м* связана с западным продолжением зоны разлома Чинук. Интересно, что и на западной стороне хребта максимальная глубина — 6520 *м* также связана с продолжением этой зоны разлома.

Высота Северо-Западного хребта довольно значительна, хотя ни одна из его вершин не поднимается над водой. Над дном прогибов хребет поднимается на 5000—6000 *м*, хотя в седловинах между отдельными горами высота цоколя падает до 500—1000 *м*. При этом глубины в седловинах колеблются от 4000 до 5000 *м*, а вершины хребта поднимаются до глубины от 3500 *м* до нескольких метров. В настоящее время в составе Северо-Западного хребта выявлены 30 крупных подводных гор. О пяти из них известно, что они плосковершинные и, следовательно, являются погрузившимися островами. Глубины над вершинами Северо-Западного хребта в последовательности с юга на север следующие: 1963, 2386, 2533, 11 (г. Милуоки), 48, 1044, 146 (г. Киммей), 18, 1097, 1554 (г. Одзин), 1848, 2194 (г. Дзингу), 2779, 1170, 1404, 949 (плосковершинная гора Нинтоку), 980, 1847, 1463, 1240 (плосковершинная гора Суйко), 1515, 1299 (плосковершинная гора Дзимму), 1586 (плосковершинная гора Папанина), 2319, 2766, 1857 (г. Тенти), 2584, 2743, 2183, 2501, 2889, 2976 *м* (плосковершинная), 292 *м* (плосковершинная гора Канму). Как видно, наблюдается довольно значительный разброс глубин над вершинами хребта, свидетельствующий о различиях в истории развития каждой из гор.

Глубинное сейсмическое зондирование обнаружило под Императорскими горами типично океанический разрез земной коры. Однако мощность «второго» слоя, характеризующегося скоростями сейсмических волн порядка 3,5—3,9 *км/сек*, в основании гор, в теле вала, сильно увеличена, тогда как мощность «базальтового» слоя со скоростями волн 6,8—6,9 *км/сек* несколько сокращена и кровля верхней мантии приподнята (рис. 62). Вместе с тем по обеим сторонам близ основания гор заметны прогибы поверхности «второго» слоя, заполненные рыхлыми осадками (Den et al., 1969). Можно предполагать, что образование гряды Императорских гор, их поднятие и последующее опускание с образованием прогибов у подножий происходило таким же образом, как и развитие Гавайского хребта. Пододвигание западного края плиты Северо-Восточной котловины под Северо-Западный талаплен должно было вызывать «торошение» с воздыманием восточного края последнего и прогибанием западного края Северо-Восточной плиты. Погружение этого края сопровождалось частичным переплавлением его, подъемом базальтовых выплавок, формированием гряды вулканических гор, абразионным срезанием вершин некоторых из них, а затем изостатическим погружением всего вала и углублением прогиба к востоку от него.

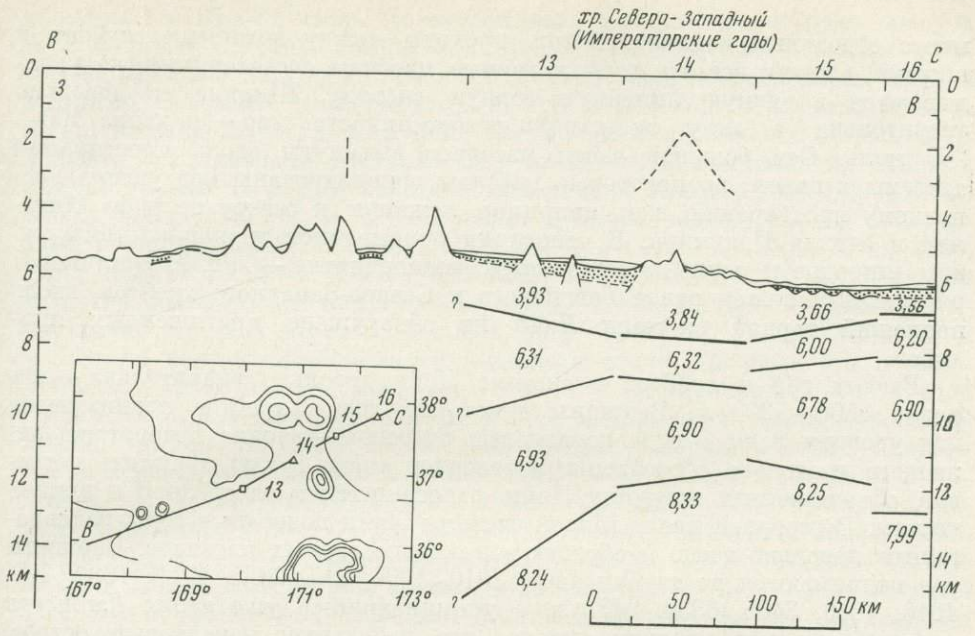


Рис. 62. Разрез земной коры в районе Северо-Западного хребта (Императорские горы) по данным ГСЗ и непрерывного сейсмического профилирования (Den et al., 1969)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*. Цифры у верхней рамки разреза соответствуют номерам профилей ГСЗ

Судя по данным о морфологии Северо-Западного хребта, он является вулканическим, построенным на сводовом поднятии, в настоящее время погрузившимся под весом хребта и поэтому уже плохо выраженном в рельефе дна. Драгировки на вершинах хребта дали в свое время пробы каменного материала, включающего более или менее окатанную гальку гиперстеновых андезитов, пемзу, туфогенные сланцы, весьма напоминающие породы Камчатки и Курильских о-вов. Не исключено, что эти гальки принесены сюда плавучими льдами и водорослями. Вместе с тем с вершин Северо-Западного хребта был получен каменный материал и иного состава — обломки оливинового базальта, относящегося к породам гавайского комплекса (Чернышева, 1963). Эти факты также подкрепляют представление о вулканическом происхождении Северо-Западного хребта. Происхождение Севера-Западного хребта представляется весьма сходным с происхождением Гавайского хребта с той разницей, что вулканическая активность, видимо, прекратилась в Северо-Западном хребте еще раньше, чем в Гавайском.

К югу от Гавайского хребта и вала, отделяясь от него глубинами порядка 5100—5200 *м* и со смещением оси к западу почти на 600 миль, лежат вал и хребет о-вов Лайн. Это горная система большой протяженности, она протягивается от атолла Джонстон, лежащего примерно на 17-й параллели с. ш., до о-вов Туамоту, примерно до 14-й параллели ю. ш. Таким образом, протяженность ее достигает 2300 миль. Однако далеко не на всем своем протяжении эта горная система имеет морфологию горного хребта; лишь в средней части, примерно от 12-й параллели с. ш. до экватора, в рельефе преобладают тесно сомкнутые крупные вытянутые горные массивы, составляющие, по существу, единый горный хребет, подобный Гавайскому и Северо-Западному. В северной же и в южной частях наряду с вытянутыми массивами встречается

много отдельных конических гор, проходы между которыми глубоки и широки. Однако все эти горы и горные массивы достаточно четко укладываются в единую линейную горную систему. Ширина ее довольно значительна в силу известной разбросанности гор — порядка 100—200 миль. Оси большей части массивов вытянуты вдоль простирания системы в целом, но некоторые массивы ориентированы под углом к основному простиранию, как, например, лежащие к северу от рифа Кингмен и атолла Пальмира. В основании описываемой горной системы лежит широкое и очень пологое невысокое поднятие — вал. В отличие от рассматривавшихся ранее Гавайского и Северо-Западного хребтов, вдоль подножий горной системы Лайн не обнаружено протяженных прогибов.

Высота гор и хребтов в системе Лайн довольно значительна — порядка 4500—5200 *м*. Вершины некоторых гор и хребтов поднимаются над уровнем воды в виде коралловых островов — атолла Джонстона, лежащего несколько обособленно в северной части гряды, и десять островов, объединяемых в группу Лайн, относящихся к ее средней и южной частям. В северной части горной системы Лайн подводные горы располагаются довольно тесно и образуют несколько горных массивов. Вершины гор поднимаются до глубин 1400, 2310, 1335, 317, 2325, 1779, 1682, 790, 1616, 1646, 3465, 3350, 3475 *м*, а упоминавшийся уже *атолл Джонстон* поднимается над уровнем океана. Это небольшой коралловый остров, сложенный главным образом коралловым песком,— сформировавшийся, видимо, в результате погружения или разрушения волнами атолла.

В 1960 г. естественный остров был существенно укреплен и увеличен в размерах почти вдвое с целью устройства на нем аэродрома. Коралловая отмель, на которой располагается остров, имеет размеры 14×8 миль. Ширина отдельных гор и массивов в основании здесь порядка 5—10 миль, а в некоторых случаях возрастает до 20 миль. Протяженность отдельных массивов довольно значительна — до 100 миль. Глубины в проливах между ними достигают почти обычных для окружающих пространств океанского ложа 5300—5100 *м*.

К югу от 11-й параллели с. ш., в среднем звене горной системы Лайн, как мы уже отмечали, преобладают вытянутые горные массивы, имеющие более четко выраженную морфологию горных хребтов и составляющих вместе более или менее единый хребет. Их вершины поднимаются до глубин 1591, 1033, 1069, 2213, 1097, 881, 1075 *м*. Несколько в стороне лежат некоторые отдельные горы с глубинами вершин 2423, 1443, 3409 *м*, а также вытянутые массивы, ориентированные примерно под углом 45° к основному простиранию системы, с глубинами вершин 1091, 1472, 2195 *м*. Северную группу о-вов Лайн составляют поднимающиеся над уровнем океана вершины гор — атоллы и рифы: коралловый риф Кингмен, атоллы Пальмира, Вашингтон, Фаннинг и Рождества. Между ними лежат вершины хребта на глубинах 839, 1485, 1463 *м*. В проходах, над седловинами хребта, глубины достигают 3000—4000 *м*, но местами протяженность массивов с глубинами над гребнем не более 2000 *м* оказывается порядка нескольких сотен миль. Ширина хребта здесь порядка 60 миль. *Остров Пальмира* — атолл размером 6×1,6 мили, состоящий из нескольких островов высотой не более 3 *м*, лежащих на кольцевом рифе. *Остров Вашингтон* — коралловый остров, представляющий собой слегка приподнятый атолл. Он имеет размеры 3,2×1,2 мили. Его прежняя лагуна заполнена водами пресного озера. Высота острова около 5 *м*. Он окружен окаймляющим рифом. *Остров Фаннинг* — атолл овальных очертаний с центральной лагуной, размером 11×7 миль, высотой не более 4 *м*. На поверхности атолла залегает гуано. *Остров Рождества* замечателен тем, что это один из самых больших атоллов мира.

Размеры его 35×24 мили. На поверхности кораллового острова высотой до 3 *м* лежат песчаные дюны, поднимающиеся до 18 *м*. В центре атолла расположены лагуны и около 100 мелких озер, до нескольких миль в диаметре. Огромные размеры этого атолла и небольшая разница в высоте его надводной части и глубине лагуны рассматривались Дарвином и Дэвисом как признаки длительного устойчивого нахождения на одном и том же уровне. К югу от экватора монолитный хребет, несущий о. Рождества, заканчивается, и далее следует цепочка подводных гор с глубинами вершин 1200, 2752, 3200, 1800, 2304, 3400, 1750, 3450, 3158, 3800, 4200, 4206, 4272, 3974, 3747, 3401, 2235, 1200, 1340 и 1370 *м*. Вершины пяти гор поднимаются над уровнем океана в виде островов южной группы Лайн; это о-ва Молден, Старбак, риф Филиппо, атолл Каролайн и о. Восток. *Остров Молден* — это поднятый атолл. Ширина его в поперечнике — около 5 миль, а высота — около 11 *м*. Прежняя лагуна атолла заполнена отложениями гуано, и в ней сохранилось лишь небольшое озерцо. Остров окружен узким окаймляющим рифом. *Остров Старбак* также коралловый, покрытый гуано. Размеры острова 5×1,5 мили и высота 4,5 *м*. *Остров Каролайн* — атолл, покрытый гуано и, видимо, несколько приподнятый. *Остров Восток* — очень маленький, низменный, плоский коралловый островок диаметром 0,3 мили. *Остров Флинт* — также плоский коралловый остров, поднятый до высоты 15—18 *м*, очень сходный по своей морфологии с островами Восток и Молден. Берега его окружены окаймляющими рифами.

Склоны гор и цоколей островов горной системы Лайн очень круты. Их покрывает, видимо, очень тонкий слой карбонатных осадков, тогда как более интенсивное осадконакопление происходит в понижениях между горами, где отмечается выровненное дно. Выровненные аккумулятивные поверхности образуют также шлейфы вокруг некоторых островов и на склонах вала Лайн, как, например, в районе о-ва Рождества. Образование этих выровненных поверхностей следует, видимо, связывать с интенсивным накоплением осадочного материала, вызванным, с одной стороны, повышенной биологической продуктивностью в связи с подъемом глубинных вод в экваториальной зоне, особенно интенсивным над крутыми склонами, а с другой стороны, неосаждением этого материала над склонами и выпадением его вокруг подножия гор. Мощность осадочного чехла близ о-вов Лайн в экваториальной зоне достигает, по данным экспедиции на «Витязе», 700 *м*.

Геофизические данные о глубинной структуре вала и горной системы Лайн, к сожалению, отсутствуют. Судя по морфологии гор, они имеют вулканическое происхождение, и вся система находится в стадии развития, сходной с той, которая была отмечена Стирнсом для северо-западной части Гавайского хребта; вулканическая деятельность уже прекратилась, но еще до того, как образовалась вулканическая постройка столь значительного веса, чтобы вызвать интенсивное прогибание вала. Наоборот, преобладание здесь поднятых островов создает впечатление о продолжающемся поднятии вала в той части, что лежит между западными продолжениями зон разломов Кларион и Клиппертон и между Галапагосской и Маркизской зонами разломов. Можно предполагать, основываясь на аналогии с Гавайскими хребтом и валом, что вал Лайн сложен базальтовыми лавами, а на его поверхности по трещинам сформировались вулканические горы. Там, где объем изверженного материала особенно значителен, как, например, в районе северной группы о-вов Лайн, там намечаются признаки прогибания вала под весом вулканических гор, а там, где объем незначителен, таких признаков нет. Вместе с тем в целом вал испытывает, как нам кажется, поднятие, которое можно связывать с развитием горизонтальных движений по зонам разломов широт-

ного простирания. Результирующее направление вертикальных движений отдельных гор и островов может быть вследствие этого различным, о чем и свидетельствуют различная морфология островов и наличие одновременно ряда подводных гор.

К югу от вала и хребта о-вов Лайн, как почти непрерывное продолжение их, лежит крупное поднятие, состоящее, видимо, из четырех располагающихся кулисообразно и ориентированных в северо-западном направлении валов. Валы эти несут на себе горные системы. Вершины гор двух западных горных систем составляют о-ва Общества, вершины гор двух восточных валов — о-ва Туамоту. Соответственно этому мы имеем восточный и западный валы Туамоту и восточный и западный валы Общества (рис. 63).

В целом это поднятие как система четырех валов занимает довольно значительное пространство между 130 и 155° з. д. и протягивается в северо-западном направлении почти на 1500 миль от о-ва Беллинсгаузена (о-ва Общества) на северо-западе до о-ва Дюси (о-ва Питкэрн) на юго-востоке, оконтуриваясь изобатами 4500 *м* на западе и 4000 *м* — на востоке.

Восточный вал Туамоту — это широкое, массивное, сводовое поднятие протяженностью в направлении с северо-запада на юго-восток около 1000 миль, шириной около 180 миль и высотой до 1200—2000 *м* относительно прилегающей поверхности ложа котловин. Северная часть вала более приподнята, и свод его лежит там на глубинах порядка 2000 *м*, а к юго-востоку свод вала погружается до глубин порядка 3700 *м*. К востоку от о-ва Дюси вал этот смыкается с западным склоном Восточно-Тихоокеанского поднятия. Поверхность вала выровнена осадконакоплением — здесь развиты карбонатные, быстро накапливающиеся осадки. Над сводом вала поднимаются одиночные горы конической формы, видимо, вулканического происхождения, увенчанные коралловыми надстройками. Обращает внимание то обстоятельство, что число полностью скрытых водами океана гор на этом валу крайне незначительно, большая часть из них поднимается своими вершинами над водой в виде восточной группы о-вов Туамоту — Дисапойнтмент, Пукапука, Фангахина (Предприятие), Рароиа (Барклай-де-Толли, известный тем, что к нему прибило знаменитый плот «Кон-Тики»), Татакото, Пука-Руха, Реао, Факахина, Фагатау, Напука, Тепото, Вайратеа, Нукутаваке, Фахитахи, Акиаки, Хао, Аману, Ванавана, Актеон, Марутеа, Фангатауфа, Мария, и группа о-вов Гамбье (Мароне, Мангарева, Тимое, Портленд), а также группы о-вов Питкэрн (Оэно, Питкэрн, Гендерсон и Дюси). Среди них, главным образом в южной части вала, лежит несколько подводных гор с глубинами вершин 548 *м* и др. В расположении гор и островов можно видеть определенную закономерность: часть из них — от о-вов Дисапойнтмент до о-ва Реао, лежит вдоль свода восточного вала, а другие — от о-ва Хао до о-ва Дюси — лежат на продолжении оси западного вала Туамоту, южное окончание которого погружается на глубины более 4000 *м* в районе 20-й параллели ю. ш.

Только некоторые из южных островов, перечисленных выше, относящихся к группам Питкэрн и Гамбье, являются вулканическими, тогда как все остальные — атоллы, но по аналогии с южными островами можно считать, что и все атоллы имеют вулканический цоколь. Трудно сказать, какова общая направленность вертикальных движений восточного вала Туамоту. По мнению Дарвина, вал в целом испытывает опускание, тогда как Агассиц считал его поднимающимся. Существование вулканических островов в южной части говорит скорее всего о поднятии этой части вала. В группе островов *Питкэрн* лишь один о. Питкэрн вулканический, тогда как остальные — коралловые. Остров Питкэрн имеет разме-

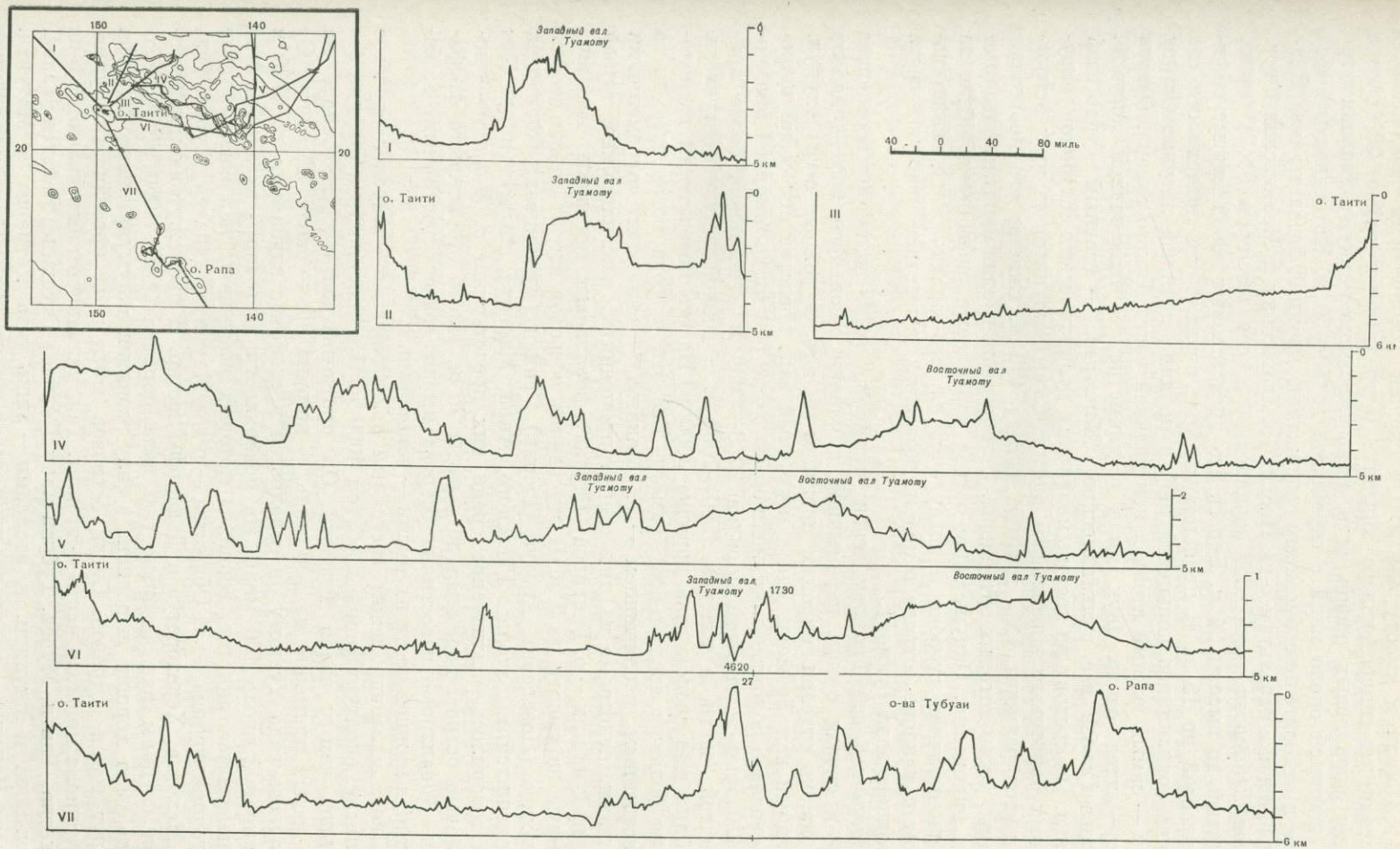


Рис. 63. Профили дна в районе валов Туамоту и Общества и островной гряды Тубуаи

ры 1×3 мили и высоту 333 *м*. Он сложен оливиновыми базальтами с включениями гиперстенового андезита и трахитовых туфов. У берегов его нет коралловых рифов, есть лишь абразионно-аккумулятивная терраса шириной около мили с глубинами до 50—60 *м*. По бедности нефелином и относительно высокому содержанию кремния базальты о-ва Питкэрн близки к базальтам о-ва Пасхи, Галапагосских и Маркизских о-вов. *Остров Гендерсон* — плоский коралловый остров размером 5×2,5 мили, поднятый до высоты 24 *м*. Берега его представляют собой крутые обрывы высотой до 15 *м*. В прошлом это был атолл, и на поверхности его хорошо сохранились кольцевой риф и впадина прежней лагуны. *Остров Дюси* — самый южный атолл в центральной части Тихого океана. *Остров Оэно* — аттол около двух миль в диаметре, с мелководной лагуной. Острова *Гамбье* все вулканические. *Мангарева* — главный остров этой группы. Он состоит из восьми маленьких вулканических островков, окруженных барьерным коралловым рифом. Самый крупный из этих островков имеет размеры 4×2 мили и высоту 400 *м*. Склоны его прорезают долины, устья которых затоплены. Остров сложен оливиновыми базальтами и цикритами. Окружающие остров коралловые рифы приподняты на северо-восточной стороне и погружены на юго-западной, что свидетельствует о наклоне острова в целом, возможно, вследствие поднятия свода восточного вала Туамоту.

Западный вал Туамоту лежит примерно в 100 милях от восточного вала и связан с ним перемычкой в районе о-вов Раевского и атолла Рароиа, но отделен широким прогибом на юге, в районе о-ва Ахунуи. Западный вал Туамоту, как и восточный вал, представляет собой широкое сводовое поднятие протяженностью около 600 миль, шириной примерно 120 миль и высотой порядка 2000—3000 *м* в северной, более приподнятой, части и порядка 1500—2000 *м* в южной, опущенной части. Глубины над сводом вала порядка 2000 *м*. На его поверхности располагается бóльшая часть о-вов Туамоту. Все эти острова коралловые и, за единственным исключением — о. Макатеа, — являются современными атоллами, некоторые из них слегка приподняты, как, например, самый крупный из них — о. Рангироа (Рароиа), коралловые постройки которого подняты на высоту до 5 *м*. В эту группу островов входят также атоллы Матахива (Лазарева), Аратуа (Рюрик), Тикеи (Румянцева), Факарава (Витгенштейна), атоллы Раевского, Анна, Марокуа, Ахунуи и др. Как уже говорилось, исключение среди них представляет *о. Макатеа* — коралловый остров, поднятый до высоты 70 *м*. Плато его покрыто фосфатами. Коралловые известняки острова имеют возраст третичный, и, вероятно, в нижней части их толщи — эоценовый.

Далее к западу лежит *восточный вал Общества* — широкое сводовое поднятие, оконтуриваемое изобатой 4000 *м*. Протяженность и ширина его меньше, чем у валов Туамоту. Он протягивается с северо-запада на юго-восток примерно на 500 миль, а ширина его — около 120 миль. От западного вала Туамоту он отделяется прогибом с глубинами до 4700 *м* и шириной около 100 миль. На поверхности восточного вала Общества располагается ряд гор, вершины которых выступают над водой в виде восточной группы о-вов Общества — о-вов Маупити, Райатеа, Муреа, Таити, Мехетиа, Херехеретуэ и Дьюк-оф-Глостер. В промежутках между горами глубины над поверхностью вала порядка 3000—4000 *м*. Поверхность вала хорошо выровнена в силу развития аккумулятивного шлейфа вокруг гор и островов. Среди островов этого вала преобладают вулканические, а меньшая часть — атоллы. Так, вулканическими являются о-ва Мехетиа, Таити, Муреа, Тубуаи-ману (Майао), Хуахине, Райатеа, Тахоа, Бора-Бора и Маупити, а атоллами — лишь о-ва Тетиароа и Мотуити. *Остров Мехетиа* — вулканический остров округлых очертаний около мили

в поперечнике, высотой 429 *м*. Близ вершины острова есть хорошо сохранившийся кратер глубиной около 120 *м*. По мнению Вилльямса, вулкан действовал еще 2000 лет назад. Остров сложен базальтами, необычно богатыми оливином и авгит-фенокристом. Трахиты и фонолиты отсутствуют.

Остров Таити-ити (*Таирапу*) — вулканический остров размером 14×9 миль, высотой 1219 *м* (пик Рониу). Вулканический конус острова хорошо сохранился, хотя склоны его расчленены глубокими долинами. Склоны вулкана значительно круче, чем склоны вулканов о-ва Гавайи. В кратере вулкана, видимо, имеется центральный плутонический шток, сложенный акцесситами и терралитами без нефелиновых сиенитов и с редким содержанием нефелиновых монсонитов.

Остров Таити (*Таити-нуи*) имеет очертания восьмерки, ибо он образован двумя сомкнувшимися узким перешейком вулканами. Его размеры — 23×18 миль. Вершина острова — пик Орохена — имеет высоту 2231 *м*. Крутые склоны его прорезаны глубокими долинами, но в общем вулканический конус хорошо сохранился. Плутонический шток вулкана состоит в основном из нефелинового монсонита (Marshall, 1912). Основными породами, слагающими остров, являются базальты (базальты-базаниты и базаноиды с некоторым содержанием анкарамитов и океанитов). Небольшую часть пород составляют таититы, трахиты и фонолиты, а дациты и риолиты совершенно отсутствуют. Встречаются, но очень редко, нормальные базальты, бедные щелочами, и андезиты. В общем базальты Таити необычно богаты щелочами. Оба вулканических конуса острова построены толщей тонких лавовых потоков, свидетельствующих об очень жидких лавах, переслаивающихся со слоями пирокластического материала, отмечены выходы углекислого газа. Вокруг всего острова протягиваются современные барьерные коралловые рифы, но на берегах отмечаются также и приподнятые рифы.

Остров Муреа — вулканический, имеющий в поперечнике 10 миль и высоту 1212 *м*. Он представляет собой остаток вулкана, в 4—6 раз более древнего, чем Таити. Этот вулкан был глубоко эродирован и на одну треть опущен по сбросам на северной стороне острова. Остров наклонен к юго-западу, так что береговые обрывы очень круты на северо-восточной стороне и низки на юго-западной. Поверхность острова покрыта латеритами. Изверженные породы в кратере о-ва Муреа — авгиты, оливиновые базальты с большим количеством фенокристов. Остальную часть острова слагают базальты, подобные базальтам Таити, но с очень малым содержанием нефелина. Довольно часты трахиты и фонолиты, встречающиеся здесь чаще, чем на Таити.

Остров Тетиароа — коралловый атолл. Остров *Тубуаи-ману* (Майао или Мотуити) — вулканический, размером 1×0,5 мили, высотой 168 *м*. Вулканические породы острова сильно выветрены и латеризованы. Преобладают оливиновые базальты, покровы которых залегают почти горизонтально. Встречены также нефелиновые тефриты. Вулканическое ядро острова окружено необычным двойным коралловым рифом. *Остров Хуахине* — двойной остров, вулканические конусы которого разделены проливом, но окружены общим барьерным коралловым рифом. Размеры его примерно 5×8 миль. Северный конус — островок Хуахине-нуи имеет высоту 680 *м*, а южный — 436 *м*. Острова сложены в основном лабрадоритовыми базальтами, но встречаются также фонолито-трахиты и фонолиты. *Острова Райатеа* и *Тахоа* — вулканические, окруженные одним общим коралловым рифом. Райатеа — южный из них, имеет размеры 11×7 миль и высоту 1033 *м*. Преобладающие породы — авгиты, оливиновые базальты. Как и на о-ве Таити, здесь отмечены выходы углекислого газа, которые можно рассматривать как следы недавней вулканической

активности. Остров Тахоа имеет диаметр 6 миль и высоту 590 *м*. Он сложен оливиновыми базальтами, отмечены интрузии габбро. *Остров Бора-Бора* состоит из нескольких вулканических островов, окруженных общим коралловым барьерным рифом. В целом этот остров имеет диаметр около 10 миль, а высота его вулканического конуса — 660 *м*. Преобладают оливиновые базальты и авгиты. Базальтовые лавы были очень жидкими. Отмечается сильная пористость лав. Первый вулканический конус был разрушен разломами, а затем глубоко эродирован. Возраст вулкана предполагается как плиоцен-плейстоценовый. *Остров Тубуаи* (*Мотуити*) — атолл размером около 6 миль в поперечнике. *Остров Маупити* (*Маруа*) — вулкан, глубоко эродированный около 1,5 мили в поперечнике, высотой 379 *м*, окружен коралловыми рифами. Слагающие его породы — базальты (свободные от нефелина). Отмечены дайки габбро.

Западный вал Общества — значительно уступающий в размерах восточному валу, лежит примерно в 50 милях к западу от него и отделяется глубинами более 4500 *м*. Он оконтурен изобатой 4500 *м* и имеет протяженность около 200 миль. На своде вала располагаются горы, вершинные части которых выступают над водой в виде о-вов Беллинсгаузена, Фенуа-Ура и Мопелиа, а подводные вершины лежат на глубинах 2836 и 300 *м*. *Остров Мопелиа* — атолл размером 10×4 мили. *Остров Фенуа-Ура* — атолл диаметром 6 миль. *Остров Беллинсгаузена* — также атолл, около 4 миль в поперечнике. Судя по преобладанию вулканических островов на восточном валу Общества и, наоборот, по их отсутствию и преобладанию атоллов на западном валу, первый из них испытывает поднятие, а второй опускание.

Описанные нами здесь горные системы, хребты и валы (Северо-Западный, Гавайский, Лайн, Туамоту и Общества) составляют огромную по своей протяженности зону, ориентированную примерно в меридиональном направлении. К западу от нее располагается еще несколько валов и горных систем также меридиональных простираний, но, кроме того, две из них имеют и широтные простирания. Широтное простирание имеет *вал и расположенная на нем горная система Маркус-Уэйк*, получившие свое название по двум островам — Маркус и Уэйк, представляющих собой вершины двух гор, одной в западной, а другой в восточной частях вала. Вал Маркус-Уэйк представляет собой очень широкое и невысокое поднятие, протягивающееся примерно из района желоба Волкано на западе до 170-го меридиана в. д. на востоке. На севере вал более или менее четко оконтуривается изобатами 5500 и 6000 *м*, на юге его очертания в рисунке изобат на батиметрической карте передаются плохо в силу небольшой разницы глубин вала и ложа Восточно-Марианской котловины. Однако на профилях (см. рис. 26, 33) переход от вала к талаплену заметен достаточно хорошо. Ширина вала достигает при этом почти 350 миль, а протяженность его — порядка 1200 миль. Высота вала, как мы уже отметили, невелика — порядка 300—400 *м*. Склоны его очень пологи, но заканчиваются, в ряде случаев, крутыми, хотя и невысокими, уступами. Особенно четко выражены эти уступы на южном крыле вала. В пределах вала имеются местные понижения с глубинами более 6000 *м*, которые можно связывать с пересечением вала узкими трещинами-разломами. Число подводных гор вала Маркус-Уэйк очень велико, по крайней мере около 80. Горы большей частью обособлены друг от друга и имеют более или менее правильную коническую форму, но местами они смыкаются, образуя массивы, которые иногда имеют простирание вдоль оси вала, а иногда — вкрест нее. Вершины подводных гор системы Маркус-Уэйк лежат на глубинах, колеблющихся в довольно широком диапазоне. Вот глубины вершин наиболее крупных гор: 1015, 2560, 2760, 2772, 3131, 1046, 1080, 877, 2448, 1333, 1929, 960,

1940, 3820, 863, 1765, 1609, 938, 2194, 1766, 1316, 73, 1828, 1609, 1319, 2743, 1316 *м* и т. д. *Остров Маркус* — вершина одной из гор — представляет собой поднятый коралловый атолл (Tayama, 1952). Размер его в поперечнике — около 1,5 мили. Понижение прежней лагуны занято болотом, а на склонах его отмечено до шести древних террас. Высота острова достигает 23 *м*. Берега его окружены современными окаймляющими рифами. Остров окружен отмелью. *Остров Уэйк* — это также приподнятый, но несколько меньше, чем Маркус, коралловый атолл. Размеры его — около 10 миль в поперечнике, лагуна очень мелководна и осыхает в отлив. Многие из подводных гор системы Маркус-Уэйк имеют плоские вершины,— предполагается, что в прошлом это были острова, срезанные эрозией, возможно, коралловые рифы, подобные о-вам Маркус и Уэйк (Hess, 1946; Dietz, 1954).

Подводные горы системы Маркус-Уэйк окружены аккумулятивными шлейфами. Судя по морфологии, горы являются вулканическими, а некоторые из них, возможно, имеют коралловые надстройки.

К востоку от 170-го меридиана з. д. лежит крупное подводное поднятие — *вал Уэйк-Неккер*, несущий ряд подводных хребтов. Вал назван нами по о-вам Уэйк и Неккер (Гавайские о-ва), между которыми он располагается, но в литературе он также часто называется Центрально-Тихоокеанскими или Срединно-Тихоокеанскими горами (Dietz, Menard, Hamilton, 1953; Dietz, 1954; Hamilton, 1956). В своей западной части это широкое сводовое поднятие шириной около 500 миль, несущее на себе несколько линейных хребтов, а к востоку оно сужается и приобретает морфологию узкого прямолинейного хребта шириной не более 100 миль. Всюду оно хорошо оконтуривается изобатой 5000 *м*.

В западной части над сводом поднятия глубины порядка 4800 *м*, а над располагающимися здесь хребтами — порядка 1200—2000 *м*. В восточной части глубины над хребтом (он называется часто хребтом Неккер) менее 2000 *м*. Полная протяженность всей горной системы — около 1200 миль.

Западная часть вала несет на себе по крайней мере пять небольших горных хребтов. Хребты в северо-западной его части ориентированы в широтном и северо-восточном направлениях. Протяженность каждого из них порядка 200—300 миль, ширина — около 20—30 миль. Глубины над их гребнями порядка 1134, 878, 1188, 1280, 1469, 1648, 1280, 2578, 2047, 1477 *м*. В южном углу вала лежит хребет с меридиональным простиранием и глубинами гребней 2944—3922 *м*, протяженностью около 200 миль. В северо-восточной части вала находятся горные массивы с глубинами вершин 1832, 2836, 1823, 2830 *м* и ориентированный в северо-западном направлении горный хребет протяженностью около 250 миль и шириной около 30 миль, одной из вершин которого является плосковершинная гора Кейп Джонсон (1738 *м*), а над другими вершинами глубины 814 и 1902 *м*. Между этими хребтами разбросан ряд одиночных гор с глубинами вершин 1902, 1526, 47, 31 *м* и другие, а также горы, несущие рифы Рионал и Рене.

Хребет, несущий плосковершинную гору Кейп Джонсон, смыкается с крупным подводным хребтом северо-восточного простирания, довольно широким и массивным в своей западной части и очень узким в восточной, где он известен как хребет Неккер. По существу, конечно, это не один хребет, а система нескольких хребтов. Самый западный из них своими вершинами поднимается до глубин 1440, 1051 и 1534 *м*. Ширина его в основании около 60 миль, а длина — 250 миль. На его северном склоне имеется поднятый массив с глубиной над вершиной 859 *м*, а на южной — подводная плосковершинная гора с глубиной над вершиной 1640 *м* (г. Хесса), к северо-востоку от которой на 100 миль протяги-

вается небольшой узкий хребет с глубиной вершины 1829 *м*. В районе близ 171-го меридиана з. д. лежит еще один хребет северо-восточного простирания длиной около 200 миль, заканчивающийся плосковершинной горой Хорайзн (1416 *м*). К северу от этого хребта лежит собственно хребет Неккер — очень узкий, шириной всего 15—20 миль, с крутизной склонов до 22°, а параллельно ему — также узкий хребет, протягивающийся к рифу Френч-Фригит. Глубины над гребнем хребта Неккер 1578 и 1821 *м*, а над смежным с ним — 2000—3000 *м*.

Рельеф вала и горной системы Уэйк-Неккер имеет сложное происхождение. Массивное поднятие — вал представляется нам крупным базальтовым сводом, вероятно, экструзивом, подобным Гавайскому валу. Располагающиеся же на нем горные хребты кажутся имеющими в основе своей глыбовую, горстовую структуру и подобны хребтам вдоль зон разломов. Кстати сказать, многие хребты системы Уэйк-Неккер, несомненно, связаны с крупными зонами разломов. Восточная часть хребтов лежит на продолжении зоны разлома Меррей, а один из горных массивов близ 171-го меридиана з. д. кажется нам связанным с продолжением оси горной системы Лайн. Вместе с тем ряд одиночных подводных гор, а также горы, надстраивающие вытянутые горстовые хребты, являются вулканами, так что в строении этой горной системы глыбовая тектоника сочетается с вулканизмом.

Пять плосковершинных гор вала Уэйк-Неккер были исследованы весьма детально экспедицией «Мидпасифик» (Dietz, Menard, Hamilton, 1953). На вершинах этих гор были проведены драгировки и сбор проб осадков (горы Хорайзн, Хесса, Кейп Джонсон и др.). При этом были получены базальтовые гальки, железо-марганцевые конкреции, фораминиферы от современных до нижнетретичных. На плоских вершинах гор Хесса и Кейп Джонсон имеются своеобразные «банки» — небольшие гряды высотой около 90 *м*. С вершин этих гряд были взяты образцы окатанных базальтовых и известняковых галек, а также множество остатков древней мелководной фауны: пелиципод, гастропод, строматопороидов, эхиноидов. Среднемеловой (апт и сеноман) возраст этой фауны устанавливается совершенно уверенно. В колонке донных осадков с глубины 3741 *м* вблизи подножия одной из плосковершинных гор были получены обломки верхнемеловой мелководной фауны, вынесенной туда, судя по ряду признаков, суспензионными потоками.

Бурение на плоской вершине г. Хорайзн позволило установить, что опускание ее до современных глубин произошло еще до среднего миоцена (Fisher, Heezen, 1969).

Хесс (1946), впервые открывший существование плосковершинных гор в центральной части Тихого океана, пришел в свое время к заключению, что они являются подводными вулканами, вершины которых поднимались ранее над уровнем воды и были срезаны эрозией и абразией, а затем опустились на современные глубины еще до того, как появились кораллы, которые могли бы создать над ними постройки атоллов. Гамильтон (1956) существенно уточнил и развил представления Хесса. По его мнению, хребты и горы были созданы главным образом за счет излияний базальтов вдоль системы трещин, параллельных и пересекающих ось вала. Вследствие своеобразных подводных излияний в формировании гор и хребтов большую роль играл пирокластический материал, так что поднимавшиеся над водой вершины очень легко эродировались и срезались абразией. Находки на вершинах гор окатанной базальтовой гальки и известняковых валунов, а также обильной мелководной фауны мелового возраста убеждают в правильности представлений о том, что хребты и вулканические горы были сформированы в позднем мезозое (или ранее) и вершины их превратились в мелководные банки в сере-

дине мела. Коралловые рифы в виде невысоких гряд образовались на абразионных платформах, но росли недостаточно быстро, чтобы компенсировать погружение и привести к формированию атоллов, подобных Маршалловым о-вам и др. Тот факт, что плоские вершины гор лежат сейчас на глубинах, колеблющихся в довольно широком диапазоне, свидетельствует о разновременности их образования и о дифференцированности их вертикальных движений.

Древняя фауна гор Хесса и Кейп Джонсон относится к туронскому ярусу и сходна с формациями Тэтиса в Мексике. Можно предполагать, что эти и другие плосковершинные горы Тихого океана были в то время островами, образовавшими мост для миграции фауны того времени. Без существования такого островного моста трудно понять миграцию фауны. Если же такие островные мосты действительно имелись, то вместе с существующим и сейчас о-вом Клиппертон и гипотетическими островами на вершинах гор Эрбен, Фиберлинг и др. близ берегов Калифорнии они могли бы обеспечить условия мощного широтно направленного движения фауны, так что и мексиканская фауна Тэтиса могла пересечь Тихий океан.

Отсутствие мелкозернистых осадков на вершинах гор и находки в осадках на их склонах одновременно современных и третичных форм фораминифер свидетельствуют о том, что над вершинами гор и верхней частью их склонов действуют придонные течения, достаточно сильные для того, чтобы не давать осаждаться мелкозернистому материалу на вершинах и делать осаждение на склонах настолько медленным, что третичные формы остаются не погребенными современными осадками.

Существование плосковершинных гор вызывает несколько вопросов: почему произошло опускание гор, почему это опускание было неодинаковым и почему опустившиеся горы лежат на поднятии вала? Ответы на эти вопросы могут основываться на следующих предположениях. Во-первых, относительное положение уровней ложа океана и уровня воды менялось во времени. Во-вторых, опускания захватывали в целом отдельные хребты, но разные хребты опускались в разное время и различными темпами. В-третьих, каждая из плосковершинных гор могла опускаться независимо от других. Первое объяснение требует допустить крупные всемирные изменения уровня океана в мелу. Второе объяснение нуждается в допущении движений вала в целом как цоколя хребтов в меловом периоде. Наконец, если плосковершинные горы опускались каждая в отдельности, независимо друг от друга, то должны были бы образоваться окружающие их прогибы-рвы, подобные Гавайскому прогибу и рвам вокруг гор на ложе Аляскинского залива и на поверхности других талапленов. Их нет. Правда, такие рвы могли бы быть заполнены осадками. Отсутствие наблюдаемых особенностей морфологии дна, которые должны были бы быть при том или ином допущении о происхождении плосковершинных гор, определяет известную нерешенность проблемы в целом.

Поверхность валов Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер покрыта в наиболее низких частях красными глубоководными глинами, а на поднятиях — карбонатными фораминиферовыми илами. Толща осадков образует шлейфы вокруг островов и гор и заполняет карманы между ними. По данным Вулларда и Стренджа (Wollard, Strange, 1962), с восточной частью — валом и хребтами Уэйк-Неккер — связаны пониженные значения аномалий силы тяжести в редукции Буге — порядка $+250 \div +300$ *мгал* и, следовательно, утолщение базальтового слоя коры, видимо, за счет относительно легких толеитовых базальтов. Сейсмологические данные (Santo, 1963) дают довольно сложную и не очень ясную картину, но из нее следует, что имеется определенное отличие коры опи-

сываемых валов от обычной коры талассократонов Тихоокеанского талассократона. По данным глубинного сейсмического зондирования экспедиции «Мидпасифик», вал Уэйк-Неккер покрыт слоем рыхлых осадков мощностью порядка 200—600 *м*, ниже которых залегает «второй» слой (скорости продольных волн 4,9 *км/сек*) необычно высокой мощности — порядка 2,2—2,5 *км*. Под «вторым» слоем лежат породы «базальтового» слоя, характеризующиеся скоростями 6,6—7,0 *км/сек*. Ниже лежат породы верхней мантии со скоростями продольных волн 8,28 *км/сек*. Суммарная мощность коры здесь достигает, следовательно, значительной величины — 8,22 *км*, т. е. почти на 2 *км* больше, чем обычно наблюдается на талассократонах.

Так же в широтном примерно направлении, как и валы Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер, ориентирован крупный вал западной части экваториальной зоны Тихого океана — *Каролинский*. Это широкое (шириной около 200 миль) и довольно высокое сводовое поднятие, оконтуриваемое изобатой 4000 *м*. Глубины в его сводовой части порядка 2000—2500 *м*, так что высота его над ложем котловин оказывается порядка 2000—2500 *м*. Каролинский вал протягивается примерно в широтном направлении от глубоководного геосинклинального желоба Яп на западе до ориентированного в меридиональном направлении вала Капингамаранги на востоке. Протяженность его, таким образом, достигает почти 700 миль. Морфология вала довольно сложная (рис. 64). Он приподнят в целом на западе и испытывает погружение в направлении к востоку. В осевой части и слегка наискось вал рассекает глубокий желоб-разлом, являющийся юго-восточной частью огромной зоны разлома Сорол-Айанте. Глубины в желобе достигают 4600—4800 *м*, и относительная глубина его вреза оказывается поэтому более 2500 *м*. Ширина этого желоба около 20—40 миль. Он протягивается от атолла Улити на западе до банки Айанте и далее примерно до 150-го меридиана в. д., где внезапно резко обрывается. Второй зоной резкого нарушения морфологии Каролинского вала является поперечная депрессия меридионального направления, являющаяся, видимо, северным продолжением зоны разлома Восточно-Каролинской котловины. Вся восточная оконечность Каролинского вала представляется нам смещенной к северу по этой зоне. Там, к востоку от меридионального разлома, можно видеть вновь продолжение разлома Сорол-Айанте с глубинами порядка 4600—4800 *м* (между атоллами Трук и Оролук).

На поверхности Каролинского вала располагается большое количество гор, как отдельных, конической формы, так и смыкающихся в линейные массивы длиной до 60—100 миль, а также линейные глыбовые хребты примерно такой же протяженности и очень узкие. Бо́льшая часть гор Каролинского вала поднимается до уровня воды и образует коралловые острова-атоллы, но есть и скрытые водами океана горы, такие, как г. Миклухо-Маклая с глубиной над вершиной 243 *м* (Канаев, 1960). Число подводных гор Каролинского вала исчисляется несколькими десятками, высота их колеблется от нескольких сотен до 2000 *м*, так что вершины их поднимаются до глубин в несколько сотен метров. Таковы, например, глубины вершин подводных гор 2250, 1650, 671, 1504, 1264, 938, 4 *м* (банка Айанте), рифы Таранг, Могами, Элен, Леди Элгин и др., в том числе семь плосковершинных гийо (Sato, Mogi, 1965).

За исключением одного поднятого кораллового острова — о-ва Фейс и вулканических о-вов Трук, Понапе и Кусайе, все остальные острова Каролинского вала, составляющие среднюю и восточную группу Каролинских о-вов, являются нормальными атоллами (Tayama, 1952). Так, нормальными атоллами являются Сорол, Эауриик, Ифалик, Волеау, Сатавал, Пигелое, Пулават, Пулап, Холл, Куон, Оролук, Номои и другие, под-

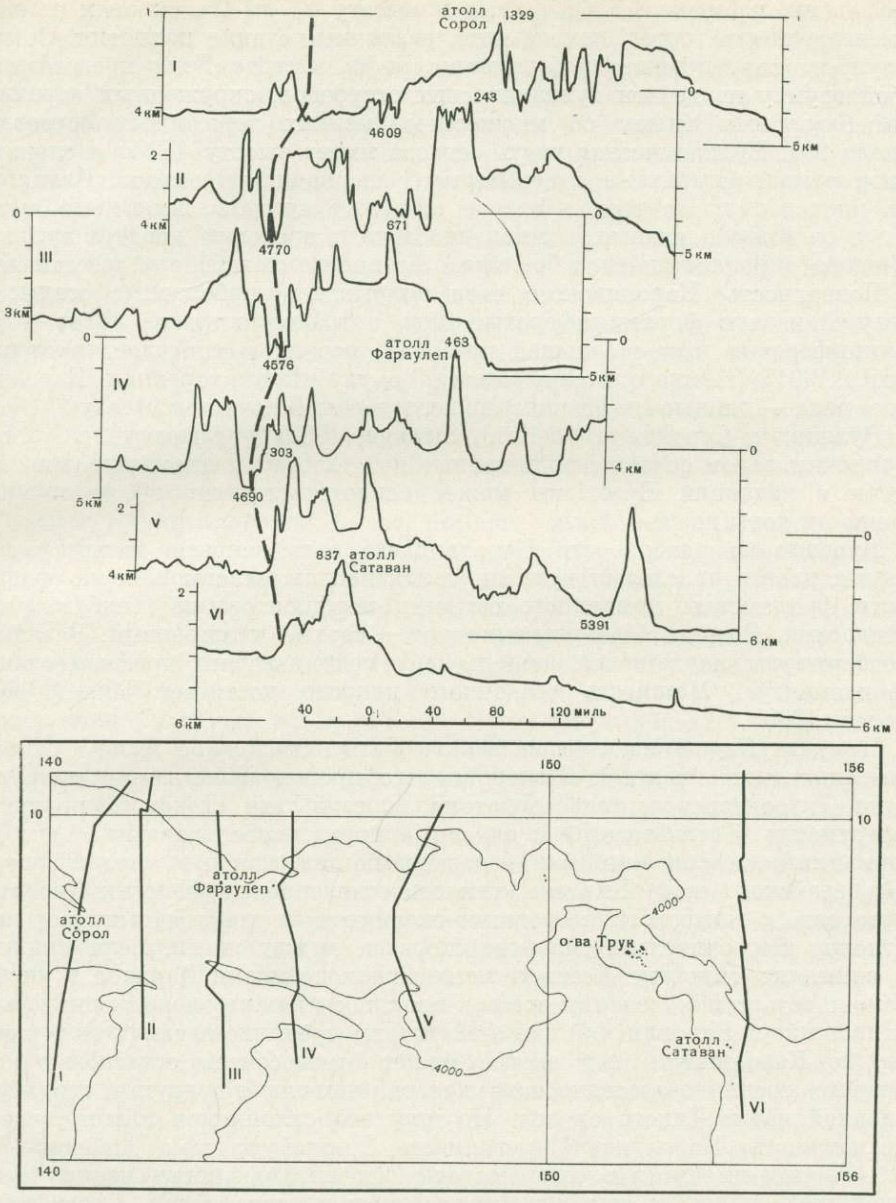


Рис. 64. Поперечные профили Каролинского вала
Пунктиром показано положение разлома Сорол-Айанте

робно описанные в капитальной сводке Тайяма (Tayama, 1952). Тайяма классифицирует коралловые острова и аналогичные им подводные горы по направленности движений на поднятые коралловые острова, большие атоллы, малые атоллы, атоллы, приближающиеся к столовым рифам, столовые рифы, затопленные атоллы, затопленные столовые рифы и подводные горы. Упомянутый выше *о. Фейс* в западной части Каролинского вала лежит на гряде, протягивающейся вдоль осевой зоны разлома, весьма напоминающей по своей морфологии рифтовую зону срединно-океанических хребтов. Остров Фейс имеет плоскую поверхность, покрытую

фосфатами, размеры 1,5×0,5 мили и высоту 23 *м*. На склонах острова отмечены шесть террас, отмечающих различные стадии поднятия. Остров окружают современные окаймляющие рифы. *Остров Трук* представляет собой группу из десяти вулканических островков, окруженных коралловым барьерным рифом со множеством мелких коралловых островков (около 60). Вулканическая часть острова имеет высоту 452 *м* и сложена оливиновыми базальтами с некоторым содержанием трахитов. Излияния лав происходили из трех кратеров щитового вулкана, имеющего вытянутые очертания, видимо, в миоцене. Вблизи прежнего кратера вулкана отмечена пирокластическая брекчия с ксенолитами габбро и известняков.

Поверхность Каролинского вала покрывают карбонатные осадки — большей частью фораминиферовые илы, а вблизи островов и гор — фораминиферовые илы с большой примесью коралловых песков (Безруков и др., 1961). Немного можно сказать о глубинном строении Каролинского вала — данные геофизических исследований почти отсутствуют.

Вуллард и Стрендж (Woollard, Strange, 1962) указывают, что с Каролинским валом связаны пониженные до +250 *мгал* аномалии силы тяжести в редукции Буге, что может свидетельствовать об увеличении мощности коры до 10—12 *км*.

Бурение на поверхности Каролинского вала вскрыло толщу карбонатных илов с прослоями вулканических пеплов, залегающих на поверхности фундамента, сложенного свежими порфиритовыми (диабазовыми) базальтами. Возраст базальных осадков — верхнеолигоценовый. Базальты соответствуют на записях непрерывного сейсмического профилирования «фундаменту». Мощность осадочного покрова достигает 330 *м* (Fisher, Heezen, 1969).

Природа Каролинского вала может быть истолкована двояко. Наиболее привычным является объяснение его происхождения, как и других валов Тихоокеанского талассократона, в результате сводового поднятия поверхности «базальтового» слоя, связанного скорее всего не с его деформациями, а с излияниями базальтовых лав, как это предполагается для Гавайского вала. Вместе с тем сопоставление морфологии Каролинского вала с морфологией срединно-океанических хребтов вызывает впечатление исключительно сильного сходства между ними. Если принять во внимание гипотезу Хесса о мезозойском поднятии Дарвина и учесть возможность существования здесь в прошлом и сейчас переставших быть активными (а Каролинский вал асейсмичен) срединно-океанических хребтов, то Каролинский вал скорее может быть сочтен остатком такого древнего срединно-океанического хребта, чем любая другая структура западной части Тихого океана. Поэтому мы склоняемся к тому, чтобы рассматривать Каролинский вал вместе с зоной разлома Тайвань—Сорол—Айанте именно в качестве остатка древнего срединно-океанического подвижного пояса, и еще вернемся к нему в главе пятой. Существование морфологического сдвига восточной части вала кажется нам признаком более позднего развития сдвиго-разлома, нарушившего первоначальную структуру вала, подобно тому как зоны разлома в восточной части океана нарушают структуру срединно-океанического хребта, например в провинции Гряд и желобов.

С юга к Каролинскому валу примыкают два вала значительно меньших размеров — *вал Эаурипик*, названный по ближайшему к нему атоллу из группы Каролинских о-вов, и *вал Капингамаранги*, названный по атоллу, располагающемуся на его западном склоне. Вал Эаурипик представляет собой широкое сводовое поднятие, протягивающееся в меридиональном направлении от района стыка геосинклинальных желобов Ново-Гвинейского и Западно-Меланезийского к Каролинскому валу, к которому он примыкает возле атолла Эаурипик. Ширина его по оконтури-

вающей изобате 4000 *м* — около 130 миль, а протяженность — порядка 500 миль. Свод вала лежит на глубинах менее 3000 *м*, а минимальные глубины — 1578 и 2217 *м*. Поверхность вала хорошо выровнена осадконакоплением — на нем относительно быстро накапливаются карбонатные фораминиферовые илы, тогда как в лежащих рядом Восточно- и Западно-Каролинских котловинах осадки накапливаются значительно медленнее.

По данным бурения, вал Эауripик покрыт 600-метровой толщей карбонатных илов от современного до среднемиоценового возраста. Подстилающий их фундамент сложен базальтами, содержащими ксенолиты писчего мела среднеолигоценового возраста. Средняя скорость накопления осадков на валу Эауripик достигает 20 *мм* в 1000 лет (Winterer, Riedel, 1969). В то же время скорость накопления карбонатных илов и карбонатных глин в Восточно-Каролинской котловине, по данным бурения, лишь в период до конца миоцена была такой (т. е. 20 *мм* в 1000 лет), а после этого уменьшилась до одной трети от этого значения (т. е. примерно до 6—7 *м* в 1000 лет). По аналогии с другими валами можно предполагать, что валу Эауripик соответствует утолщение коры — ее «второго» и «базальтового» слоев.

Вал Капингамаранги имеет ширину почти вдвое больше, чем вал Эауripик,— она достигает 380 миль в пределах оконтуривающей его изобаты 3500 *м*. Вал протягивается от антиклинальной дуги Соломоновых о-вов (от которых он отделен заметным прогибом дна с глубинами до 3600 *м*) на север к Каролинскому валу, с которым смыкается вблизи о-вов Номои и Нгатик, так что протяженность его оказывается порядка 850 миль. Поверхность вала наиболее приподнята в его южной части и постепенно погружается к северу. При этом глубины над сводом вала меняются от 1500—1600 до 3400—3500 *м*. В южной части вала на нем располагается несколько одиночных гор конической формы, выступающих над водой в виде атоллов *Нугурия, Килинаилау, Тауу, Нукуману, Онтонг-Джава,* а также рифов Ронкадор и Фриндсбери. В средней части вала, на его западном склоне находится гора, вершина которой выступает над водой в виде атолла *Капингамаранги*. Кроме того, здесь располагается ряд подводных гор конической формы, видимо, имеющих вулканическое происхождение, с глубинами вершин 1331, 1327, 1352, 643, 1646 *м* и др. Вал Капингамаранги покрыт быстро накапливающимися карбонатными осадками и с этим, видимо, связана значительная выровненность его поверхности (прил. 14, 15).

По данным непрерывного сейсмического профилирования, вал Капингамаранги покрыт мощным, хорошо стратифицированным осадочным чехлом — толщина его достигает 1000 *м*. Поверхность фундамента хорошо выровнена, и это позволяет предполагать, что в прошлом она была поднята до уровня океана и подвергалась волновому воздействию. Поверхность фундамента характеризуется скоростями сейсмических волн около 5,5 *км/сек*. Края вала нарушены сбросами. Бурение показало, что осадочный покров вала Капингамаранги сложен пелагическими карбонатными илами от современных до среднеэоценовых. Скорость их накопления в среднем достигает 23 *мм* в 1000 лет (Winterer, Riedel, 1969). Судя по данным о распространении поверхностных волн (Santo, 1963), оба вала — Эауripик и Капингамаранги, так же как и Каролинский вал, выделяются в область коры переходного типа, близкого к островным дугам.

К востоку от вала Капингамаранги, за Меланезийской котловиной, протягивается в направлении, близком к меридиональному, вал, несущий на себе три крупных горных системы, вершины которых образуют три группы островов: Маршалловы, Гилберта и Эллис. Соответственно этому мы называем его *валом Маршалла — Гилберта — Эллис*. В северной

части это очень широкое и невысокое сводовое поднятие, которое постепенно суживается в направлении к югу (в районе о-вов Гилберта) и становится совсем узким в южной части (в районе о-вов Эллис), где примыкает к северному выступу так называемого Меланезийского плато, между геосинклинальными островными дугами Восточно-Меланезийской и Тонга. Здесь же с ним смыкается горная система о-вов Уоллис и Самоа.

Ширина вала в районе Маршалловых о-вов достигает 300 миль. Поверхность вала образует как бы два сводовых поднятия, разделенных продольным прогибом. При этом над сводами — глубины порядка 4200 *м*, а в прогибе — более 4500 *м* и местами до 5500—5200 *м*. Вдоль обоих сводов располагаются две цепочки одиночных и смыкающихся в массивы гор конической формы. Бо́льшая часть гор поднимается своими вершинами над водой в виде атоллов, составляющих две более или менее параллельных островных гряды *Радак* (восточная) и *Ралик* (западная). Гряда Радак состоит из 20 атоллов и одного кораллового острова без лагуны (атоллы: Эниветок, Бикини, Аилингилаэ, Ронгелап, Ронгерик, Таонги, Бикар, Утирик, Така, Меджит, Аилук, Джемо, Ликип, Вотье, Эрикуп, Малоэлап, Аур, Майджуро, Арно, Мили, о. Нокс), гряда Ралик — из 10 атоллов и трех коралловых островов без лагуны (атоллы: Уджеланг, Уджав, Вото, Лаэ, Квадже́лейн, о. Лип, Наму, Аилингалапалап, о. Джабвот, Джалуит, о. Кили, Наморик, Эпон). Все эти острова и атоллы сложены коралловыми известняками и нигде на них не встречаются выходы вулканических пород.

Кроме островов в северной части вала имеется ряд подводных гор с глубинами 1024, 2440, 2750, 1243, 439, 1280, 2149, 2993 *м* и др., в том числе — 11 гийо (Sato, Mogi, 1965). Из них наиболее хорошо изучена плосковершинная гора Сильвейния — 951 *м* (Hamilton, Rex, 1959).

Все атоллы Маршалловых о-вов имеют очень сходную морфологию. Количество их велико в сравнении с другими валами Тихого океана, а размеры островов необычайно крупные (Ladd, Tracey, 1952). *Остров Квадже́лейн* является самым большим атоллом Тихого океана, его размеры: 70×20 миль. Если мысленно восстановить срезанную вершину вулканического цоколя атолла Эниветок, то высота его в целом получилась бы порядка 6000 *м*. Вулканическая природа цоколей атоллов Маршалловых о-вов была установлена в свое время по данным гравиметрических наблюдений. Существование вулканических цоколей было подтверждено затем путем глубинного сейсмического зондирования (Raitt, 1957). Первые данные о возрасте их были получены в результате находок третичных фораминифер (Yabe, Aoki, 1922). Гамильтон и Рекс получили с вершины г. Сильвейния карбонатный ил с нижнеэоценовыми фораминиферами (Hamilton, Rex, 1959).

На атолле *Бикини* были пробурены пять скважин. Самая глубокая из них дала третичную фауну уже на глубинах 130—221 и 284 *м*. На глубинах от 542 до 930 *м* была получена нижнемиоценовая фауна. Эти результаты сходны с полученными ранее на атолле Фунафути (о-ва Эллис), где на глубине 336 *м* скважина вышла из современных известняков, с результатами бурения двух скважин на Большом Барьерном рифе, где скважины вышли из современных известняков на глубинах 183 и 223 *м*, на шельфе о-ва Борнео, а также с результатами бурения на о-ве Кита-Дайто-Джима, где были получены плиоценовые и миоценовые фораминиферы, а на глубине 432 *м* были достигнуты верхнеолигоценовые породы.

На атолле *Эниветок* были пробурены три скважины (Cole, 1957). Две из них достигли базальта на глубинах 1287 и 1411 *м*, пройдя известняки с миоценовой фауной, сходной с фауной из скважины атолла

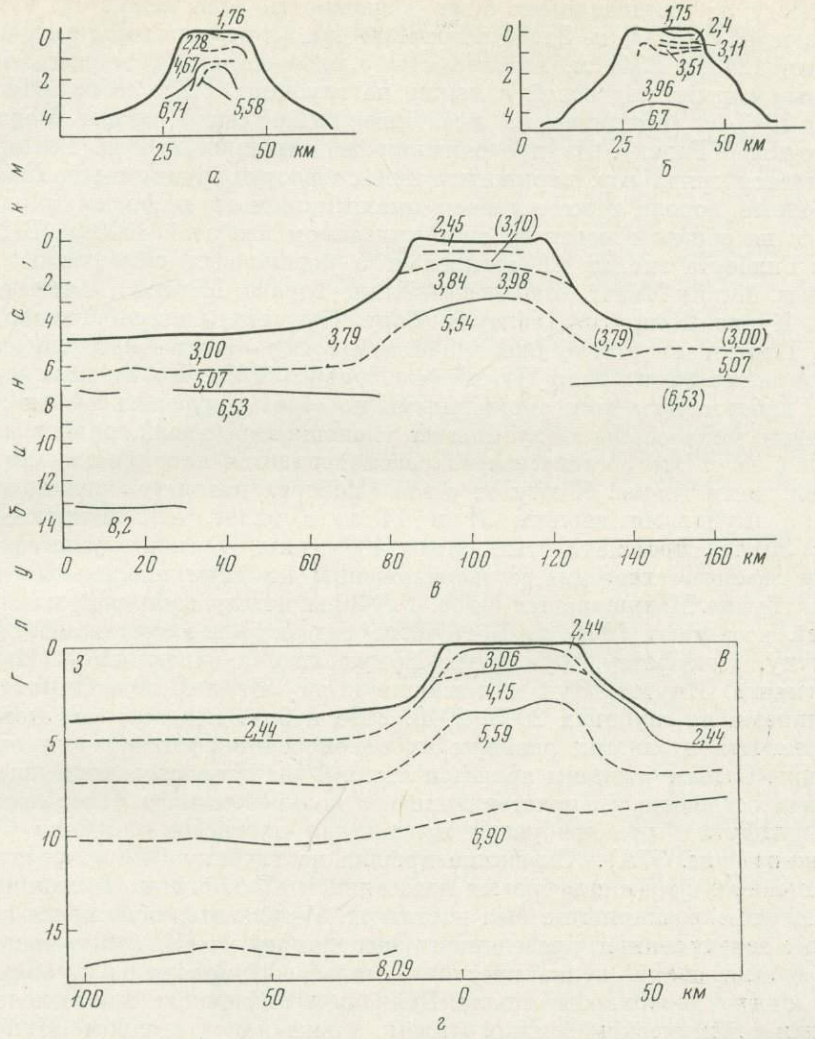


Рис. 65. Разрезы земной коры под атоллами Нукуфетау (*а*), Фунафути (*б*), Бикини (*в*) и Эниветок (*г*) по данным ГСЗ (Gaskell et al., 1958) и Райтту (Raitt, 1964)

Цифры на разрезах обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

Бикини. Ледд описал фауну наземных моллюсков из этих буровых скважин, аналогичную существующей сейчас на высоких лесистых островах, и пришел к выводу, что вулканические цоколи атоллов Бикини, Эниветок и Фунафути некогда были высокими островами. Кюнен считает, что опускание прежних островов должно было происходить независимо друг от друга (рис. 57А).

Результаты глубинного сейсмического зондирования, проведенного экспедицией «Мидпасифик», показали, что Маршаллову валу соответствует определенное увеличение мощности земной коры. Она слагается здесь слоем рыхлых осадков мощностью от 600 до 1000 *м*, подстилаемым «вторым» слоем со скоростями продольных волн 4,4—6,24 *км/сек* и мощностью от 1,6 до 2,6 *км*. «Базальтовый» слой характеризуется здесь скоростями продольных волн 6,6—6,9 *км/сек* и имеет мощность 3,14—5,69 *км*. Суммарная мощность коры достигает здесь, таким образом, 8,66 *км* (Raitt, 1964) (рис. 65).

К югу от Маршалловых о-вов поверхность вала лежит на глубинах порядка 4200—4300 *м*. Здесь встречены две подводные горы с глубинами вершин 1243 и 2341 *м*, а далее к югу идет система гор, часть вершин которых скрыта под водой и лежит на глубинах 1335, 3875, 3017, 1944, 2015, 2743 *м* (примерно на продолжении восточной гряды Маршалловых о-вов — Радак). На продолжении же западной гряды (Ралик) располагается гряда гор, вершины которых образуют группу о-вов *Гилберта*. Подводные цоколи этих островов имеют коническую форму и располагаются на общем основании, оконтуриваемом изобатой 4500 *м*. В группу о-вов Гилберта входят 11 атоллов и 5 коралловых островов без лагун (Макин, Макин-Меанг, Маракей, Абаянг, Тарава, Майана, Абемама, Аранука, Куриа, Ноноути, Табитуэа, Беру, Нукунау, Онотоа, Тамана, Арораэ). Протяженность ее около 500 миль. Все острова низменные. Подробное описание их дано Нугентом (Nugent, 1948). По мнению Нугента, о-ва Гилберта являются аномальными по своей морфологии — их лагуны необычно мелководны и глубины их уменьшаются вдоль гряды в направлении к югу. Это обстоятельство рассматривается как признак поднятия южной части гряды. К югу от о-вов Гилберта находятся две подводные горы с глубинами вершин 91 и 14 *м*, а далее, еще южнее,— гряда *о-вов Эллис* протяженностью около 400 миль. В этой группе островов также заметно тяготение к расположению по двум продольным рядам, как в группе Маршалловых о-вов. Глубины между восточной и западной грядой достигают 5895 *м*. Восточный ряд островов составляют атоллы Ваитупу, Нукуфетау, Фунафути, Нукулаелаэ, а западный — Нанумеа, Нануманга, Ниутао, Нуи и лежащие к югу от них подводные горы с вершинами на глубинах 2613, 2040, 2180 и 9 *м*. Все острова этой группы являются атоллами; размеры их в поперечнике колеблются от 1 до 13 миль. Самым большим является атолл Фунафути, состоящий из 30 маленьких островков, располагающихся на кольцевом рифе. Именно на атолле Фунафути была пробурена первая для океанских островов буровая скважина (рис. 57А). Скважина прошла на глубину 340 *м* через толщу современных фораминиферовых известняков и доломитов. Вулканический цоколь этой скважины не был достигнут. Результаты глубинного сейсмического зондирования, проведенного экспедицией на «Челленджере», показали существование вулканического базальтового цоколя на глубине около 3800 *м* ниже поверхности атолла. Вулканический цоколь был выявлен глубинным сейсмическим зондированием также и под атоллом Нукуфетау (рис. 65).

Южное окончание описанного выше вала Маршалла — Гилберта — Эллис не очень ясно. Он вплотную смыкается с северным выступом Меланезийского плато, относимого нами уже к складчато-геосинклинальному обрамлению Тихоокеанского талассократона. Возможно, что его структуры даже переходят в пределы этого плато в виде параллельных гряд так называемых *банок Дарвина*, представляющих собой 19 погруженных атоллов, риф Иглстон и *о. Нуракита*. Однако возможно также, что вал и связанная с ним горная система поворачивают к юго-востоку, и тогда их продолжением являются подводные горы и о-ва Уоллис и Самоа.

Морфология дна в этом районе очень сложна и изучена еще недостаточно. Важнейшие банки этого района, располагающиеся на выступах Меланезийского плато,— банка Робби, Тускарора, Гера и другие лежат в зоне перехода от края Меланезийского плато к ложу Меланезийской котловины, там, где проходит *вал Токелау*, несущий на себе ряд подводных гор с вершинами на глубинах 22, 29, 16, 830 *м* и др. Положение в этом районе границы талассократона неясно. Однако уже немного восточнее, близ о-вов Уоллис, положение этой границы наметить значительно легче благодаря существованию *желоба Уоллис*, который можно

рассматривать как не очень глубокий, но достаточно типичный геосинклинальный желоб на внешнем крае геосинклинальной Восточно-Меланезийской зоны.

Остров Уоллис (*Уэа*) — вулканический остров размером 8×4 мили, высотой 143 *м*. Вокруг него располагается несколько маленьких вулканических островков, и все они вместе окружены барьерным коралловым рифом. Вулкан о-ва Уоллис имеет, предположительно, третичный возраст, вершина его была в значительной мере срезана эрозией и абразией и надстроена коралловыми рифами, перекрытыми затем вновь потоками лавы (Stearns, 1945a; MacDonald, 1945). Лавы на поверхности острова сильно выветрены и имеют предположительно среднеплейстоценовый возраст. Основная масса изверженных пород о-ва Уоллис — оливиновые базальты, очень сходные с базальтами Самоа и Гавайи, и лишь в центральной части встречены олигоценовые андезиты. На склонах острова отмечены поднятые террасы, но вместе с тем есть признаки существования погруженного на глубину около 50 *м* кораллового рифа — все это говорит о том, что остров испытывал вертикальные движения различного знака.

Гряда подводных гор продолжается к востоку от о-ва Уоллис и заканчивается далее горным хребтом *о-вов Самоа*. Это довольно монолитный хребет длиной около 2000 миль и шириной до 60 миль в основании. На востоке он заканчивается несколькими подводными горами и островом — атоллом Роз. Вершины хребта Самоа поднимаются над водой в виде о-вов Самоа. В целом группа о-вов Самоа включает вулканические острова — вершины гребня хребта и упомянутый атолл Роз. Это три крупных вулканических острова — Савайи, Уполу и Тутуила — и ряд мелких вулканических островков — Мануа, Тау и др. Хребет Самоа вытянут в северо-западном направлении. *Остров Савайи* — самый крупный, имеет длину 47 миль и ширину 27 миль, а высота его 1829 *м*. Острова Савайи и Уполу являются двумя крупными куполами оливинового базальта, излившегося в конце третичного времени из трещины, ориентированной в северо-западном направлении (Kear, Wood, 1959). На поздних стадиях вулканизма базальтовые лавы этих островов включали трахиты. Вулканическая деятельность началась в ледниковое время и продолжалась до наших дней: извержения отмечены в 1760, 1902, 1905 и 1911 гг. Вся северная часть о-ва Савайи опущена по сбросу. *Остров Тутуила* также сложен оливиновыми базальтами, прорезаемыми дайками трахитов (Stearns, 1945a; MacDonald, 1945). По мнению Дэли, здесь существуют признаки опускания острова, однако мною были найдены близ его вершины довольно мощные (порядка 10—15 *м*) слои поднятых красных глин, очень похожих на красные глубоководные глины, что свидетельствует о поднятии острова. Это вполне соответствует данным о том, что на о-ве Савайи отмечены береговые абразионные обрывы, поднятые на высоту 76 *м*. Вдоль берегов вулканических островов имеются окаймляющие рифы. *Остров Роз* — нормальный атолл.

2. Глыбовые поднятия и горные хребты

Важную разновидность структурных поднятий Тихоокеанского талассократона составляют глыбовые хребты. Число их сравнительно невелико. Некоторые из них уже были рассмотрены нами при описании зон разломов, так как они теснейшим образом связаны с ними, а те из них, которые на первый взгляд не связаны с таковыми, в действительности, возможно, отмечают плохо выраженные в рельефе дна зоны разломов. Так, глыбовый гористый характер имеют рассматривавшиеся нами ранее хребты широтных зон разломов Северо-Восточного талаплена, хребты

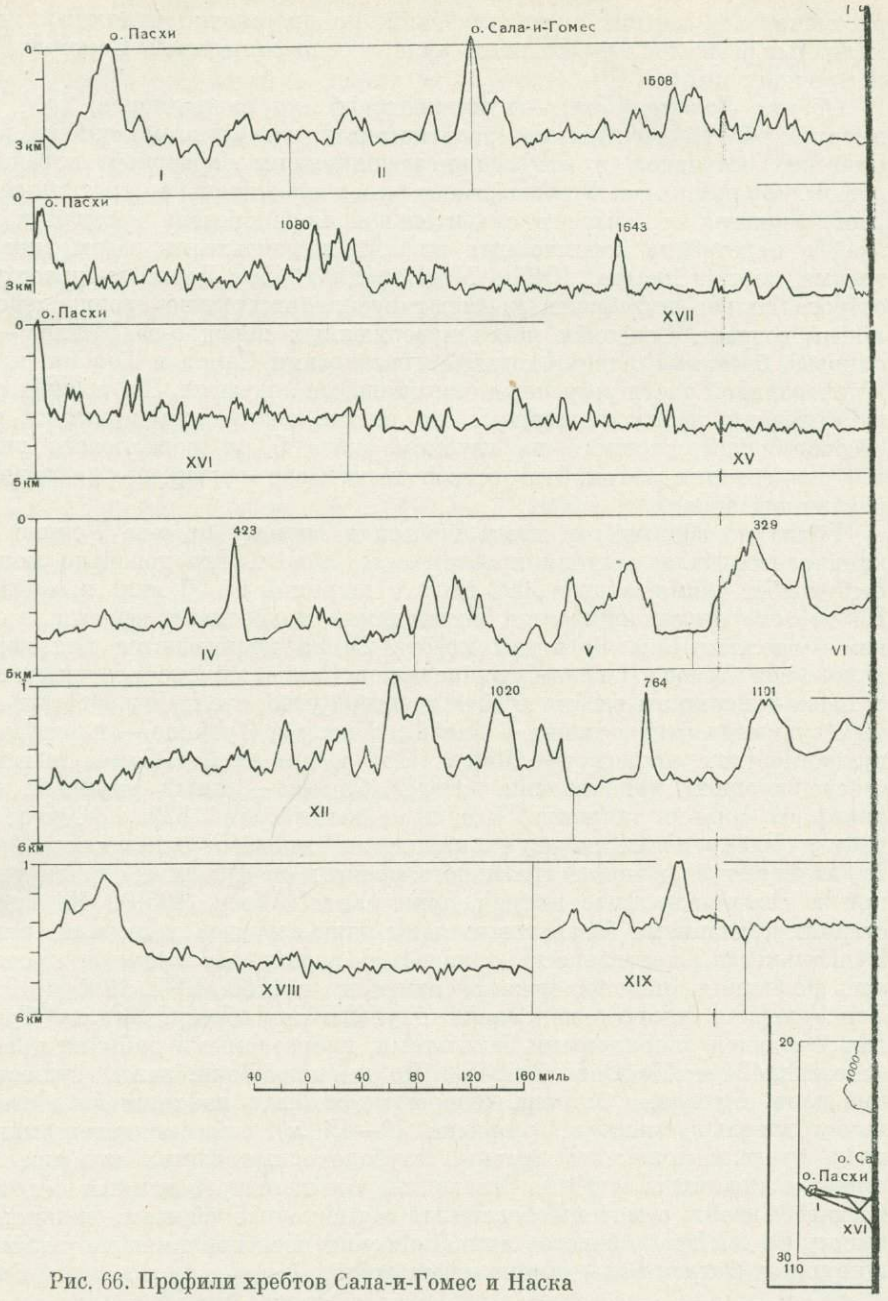
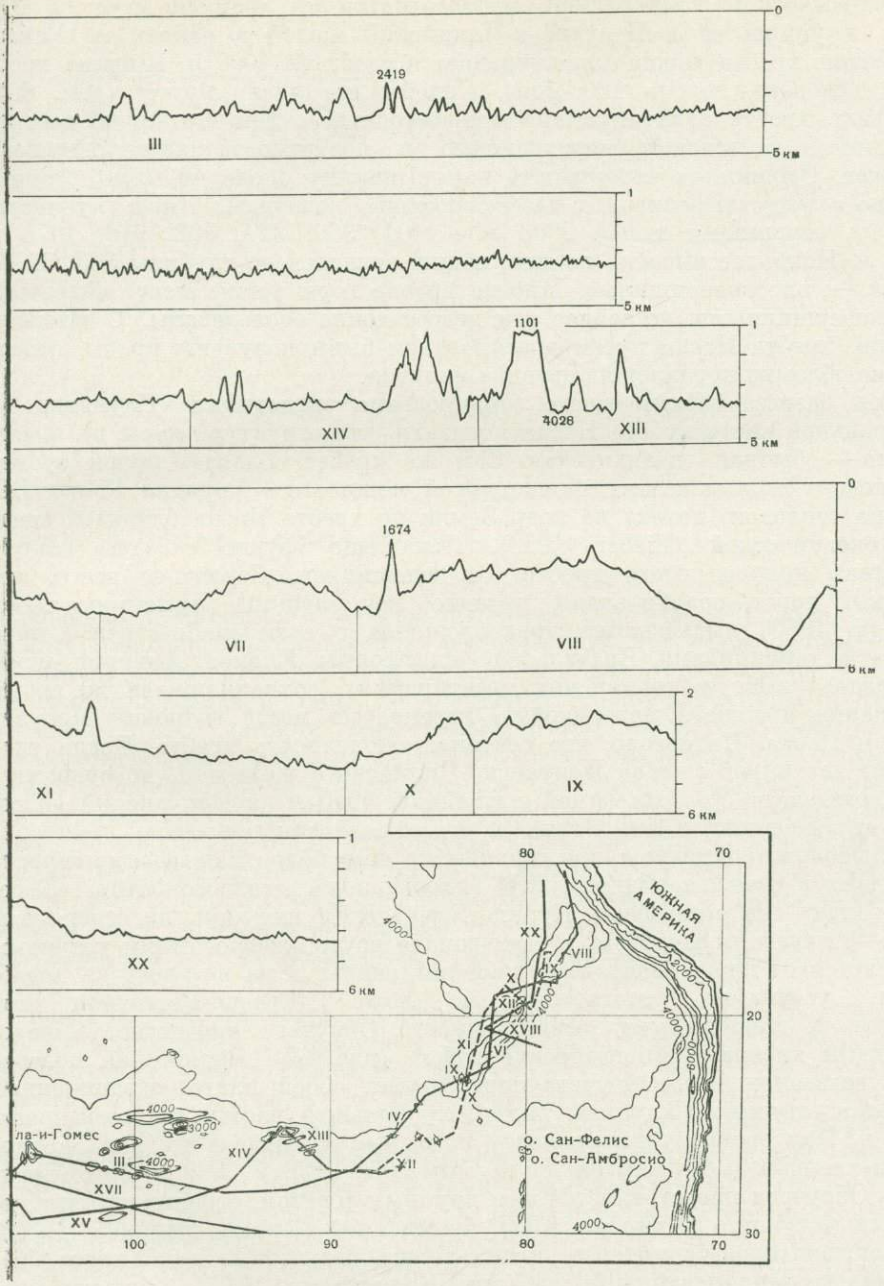


Рис. 66. Профили хребтов Сала-и-Гомес и Наска

Теуантепек и Неккер. Поэтому в данном разделе мы рассмотрим лишь те хребты, которые еще не были охарактеризованы нами ранее.

Серия горстовых хребтов связана с *зоной разлома о-ва Пасхи*, протягивающейся в широтном направлении к востоку от о-вов Пасхи и Сала-и-Гомес (Fisher, Norris, 1960). Протяженность отдельных массивов здесь порядка 120 миль при ширине их около 30 миль. Глубины над гребнями хребтов 1304, 862, 497, 1488, 1101 *м*, следовательно, относительная высота их над уровнем окружающих талапленов довольно зна-



чительна — порядка 3000—3500 *м*, а над дном узких и глубоких желобов зоны разлома еще больше, поскольку глубины последних достигают 5537, 5738 *м*. Общая протяженность зоны разлома Пасхи оказывается около 1200 миль, но морфология ее на этом протяжении существенно меняется и горстовые хребты являются лишь одной из форм, свойственных этой зоне разлома (рис. 66).

Хребет Наска примыкает к восточной части зоны разлома Пасхи близ 83-го меридиана з. д. под углом 45°. Хребет этот, ориентированный в

северо-восточном направлении, протягивается по крайней мере на 600 миль и упирается в Перуанско-Чилийский желоб в районе м. Уакас. Подножие хребта хорошо оконтуривается изобатой 4000 *м*. Ширина хребта в основании около 100 миль. Склоны его очень круты (рис. 66). Профиль хребта асимметричен: юго-восточный склон его круче северо-западного, постепенно переходящего в поверхность аккумулятивного шлейфа. Вершинная поверхность имеет ширину около 40 миль, сравнительно хорошо выровнена и несет несколько подводных гор с глубинами над их вершинами менее 2000 *м* — 1101, 300, 329, 402, 916, 1674 и 2028 *м*. Наиболее высокие из них, поднимающиеся до глубины 300, 329 и 402 *м*, — плосковершинные. Многие другие горы также могут оказаться плосковершинными, но сейчас они недостаточно обследованы. С плоских вершин хребта Наска путем драгирования были получены пробы, содержащие обломки кораллов не древнее миоцена.

Три разреза сейсмического зондирования экспедиции «Даунвинд» в центральной части хребта Наска показали, что структура коры по краям хребта — обычная океаническая. Сам же хребет обладает корой субматерикового типа и весьма значительной мощности — порядка 15 *км*. Величина теплового потока из недр Земли на хребте Наска близка к средней океанической (Fisher, 1958). Пока еще трудно сказать, какова истинная природа этого хребта. Он асейсмичен. Вероятнее всего, это крупный горст, сравнительно недавно испытавший опускания. Рюег (Ruegg, 1960) высказывает предположение о возможной связи хребта Наска с герцинидами Бразильской платформы Южной Америки и об унаследованных им герцинских простираниях, сохранившихся во время опусканий прежнего материкового массива на месте котловин Перуанской и Наска. Интересно, что северная оконечность хребта Наска вызывает частичное сжатие Перуанско-Чилийского желоба и, по существу, даже разделяет его седловиной с глубиной 4910 *м* на Перуанский (к северу от седловины) и Чилийский (к югу от седловины) желоба.

Глыбовым поднятием представляется нам подводная *возвышенность Обручева* в северо-западном углу Тихоокеанского талассократона. С северо-запада она ограничена Курило-Камчатским желобом, на северо-востоке — Алеутским желобом, на юго-западе крутыми сбросовыми уступами отделяется от ложа Северо-Западной котловины, а на юго-востоке подобными уступами отделяется от ложа Северо-Восточной котловины. К южному углу возвышенности Обручева примыкает Северо-Западный хребет (Императорские горы) (рис. 67). Вершинная поверхность возвышенности Обручева представляет собой плато, ограниченное крутыми уступами. Глубины над плато большей частью не превышают 3500 *м*. Над общим уровнем плато возвышаются отдельные холмы, вершины которых поднимаются до глубин 2887, 2138 и 2889 *м*. Возвышенность Обручева представляется нам крупным горстом, ограниченным сбросовыми уступами (Удинцев, 1955; Затонский, Канаев, Удинцев, 1962).

Исключительный интерес представляют результаты глубинного сейсмического зондирования (Гальперин, Косминская, 1964). Согласно этим данным, поверхность возвышенности Обручева слагает толща осадочных пород мощностью 1,5—2,5 *км*, что совершенно необычно для поверхностей талапленов и валов талассократона. Ниже залегает обычный для океанической коры «базальтовый» слой. Поверхность Мохоровичича испытывает пологое поднятие в направлении к краю Алеутского геосинклинального желоба, а затем круто падает вниз, до глубин порядка 30 *км*. Интересно, что повышенные мощности осадков отмечаются Шором (Shor, 1962) для северной окраины Северо-Восточного талаплена и объясняются им как образовавшиеся в результате отложения суспензионными потоками еще до того, как развился прогиб Алеутского желоба. Возможно, такое

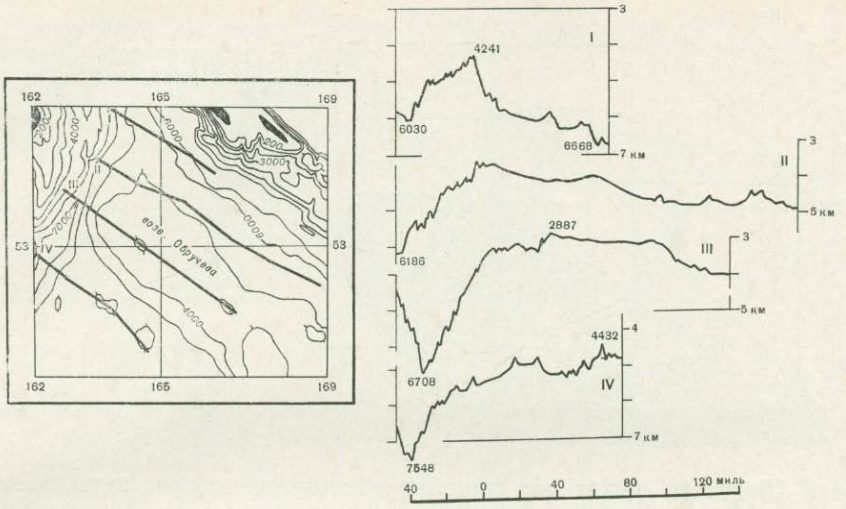


Рис. 67. Профили подводной возвышенности Обручева

объяснение применимо и к возвышенности Обручева. Впрочем, можно сделать и другое предположение; нам кажется, что возвышенность Обручева представляет собой блок материковой коры, вовлеченной в развитие геосинклинальной зоны, опущенной на океанские глубины и трансформированной с потерей ряда геофизических признаков своей первоначальной материковой структуры. Это была, возможно, часть периферической складчатой зоны или молодой платформы, разбитой затем на ряд фрагментов (возвышенность Обручева, хребет Бауэрс, хребет Ширшова, Командорские о-ва). Положение возвышенности Обручева за пределами геосинклинальных желобов свидетельствует, как нам кажется, о том, что в ряде случаев складчато-геосинклинальное обрамление Тихоокеанского талассократона развивается не только с ростом материковых платформ, но и с их разрушением, с отступлением их и наступлением океана.

Заметим, что, несмотря на отсутствие данных глубинного сейсмического зондирования о наличии в составе коры глыбовых хребтов «гранитного» или «гранитно-метаморфического» слоя, можно предполагать, что осадочные складчатые и метаморфические толщи играют большую роль в их структуре. Именно этим, как нам кажется, следует объяснить отсутствие сколько-нибудь значительных магнитных аномалий, которые связывались бы с глыбовыми хребтами. Возможно поэтому, что глыбовые хребты надо рассматривать как реликты складчатых антиклинальных структур, причлененные к талассократону.

Подводная возвышенность Шатского представляет собой крупное сводовое поднятие в центральной части Северо-Западной котловины, вытянутое в северо-восточном направлении (рис. 68). Протяженность этой возвышенности, оконтуриваемой изобатой 5500 *м*, достигает 900 миль, а ширина — примерно 300 миль. Возвышенность Шатского разбивается на четыре крупных массива: три из них лежат примерно на одной оси, ориентированной в северо-восточном направлении, а четвертый смещен несколько к северо-западу. Вершины массивов поднимаются до глубин 1962, 3177, 3845 и 3130 *м*. Глубина седловин между этими массивами не превышает 4700—5000 *м*, что позволяет говорить о наличии единого цоколя возвышенности. К северу от самого северного массива возвышен-

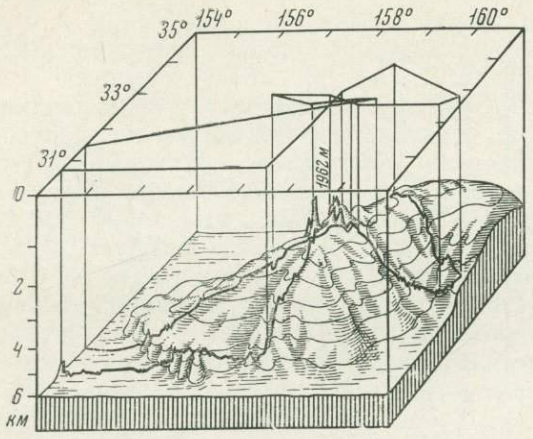


Рис. 68. Подводная возвышенность Шатского (блок-диаграмма)

ности Шатского лежат две линейно вытянутые гряды шириной каждая не более 30—50 миль и длиной до 300—400 миль. По своей морфологии они резко отличаются от возвышенности Шатского и должны рассматриваться как независимые от нее поднятия. Поперечные профили возвышенности Шатского показывают пологий наклон склонов, их хорошую выровненность и постепенный переход как к окружающему ее ложу Северо-Западной котловины, так и к выровненной вершинной поверхности. Вместе с тем на этом спокойном фоне выделяются ограниченные по площади участки сложнораздробленного рельефа на склонах возвышенности и ряд обособленных пиков по краям вершинной поверхности. По-видимому, эти участки раздробленного рельефа и пики связаны с разломами и сбросами и проявлениями вулканизма вдоль них. Упомянутые пики возвышаются над склонами возвышенности на 1000—1500 *м* и именно к ним приурочены минимальные глубины над возвышенностью, тогда как выровненные вершинные поверхности ее залегают несколько глубже.

Возвышенность Шатского покрыта чехлом алевритово-глинистых и мелкоалевритовых илов. По составу своему эти илы являются известковистыми, а в нижней части склонов возвышенности приобретают слабомарганцевистый характер. Накопление карбонатных илов на возвышенности Шатского идет значительно более быстрыми темпами, чем накопление красных океанических глин на ложе Северо-Западной котловины. На склонах возвышенности местами обнажаются слои древних уплотненных осадков, а отдельные невысокие пики, поднимающиеся над ее вершинной поверхностью, имеют, по-видимому, вулканическое происхождение.

Структура осадочного покрова возвышенности Шатского исследовалась методами сейсмического зондирования (Зверев, Ковылин, Удинцев, 1960; Ewing et al., 1966; Den et al., 1969; Ewing, Ewing, 1970; Здоровенин и др., 1970). Осадочный покров этот обладает наибольшей мощностью — до 1000 *м* в сводовой части возвышенности и утоньшается на склонах, постепенно достигая мощности, обычной для прилегающих частей ложа Северо-Западной котловины,— порядка 100 *м*. На крутых участках склонов, представляющих собой, видимо, сбросовые уступы, осадочный чехол отсутствует. В сводовой части возвышенности осадочный чехол погребает и выравнивает сложный рельеф фундамента. По данным непрерывного сейсмического профилирования, в строении осадочного покрова возвышенности Шатского участвуют обычные для ложа Северо-Западной котловины слои: верхний «прозрачный», «непрозрачный» и

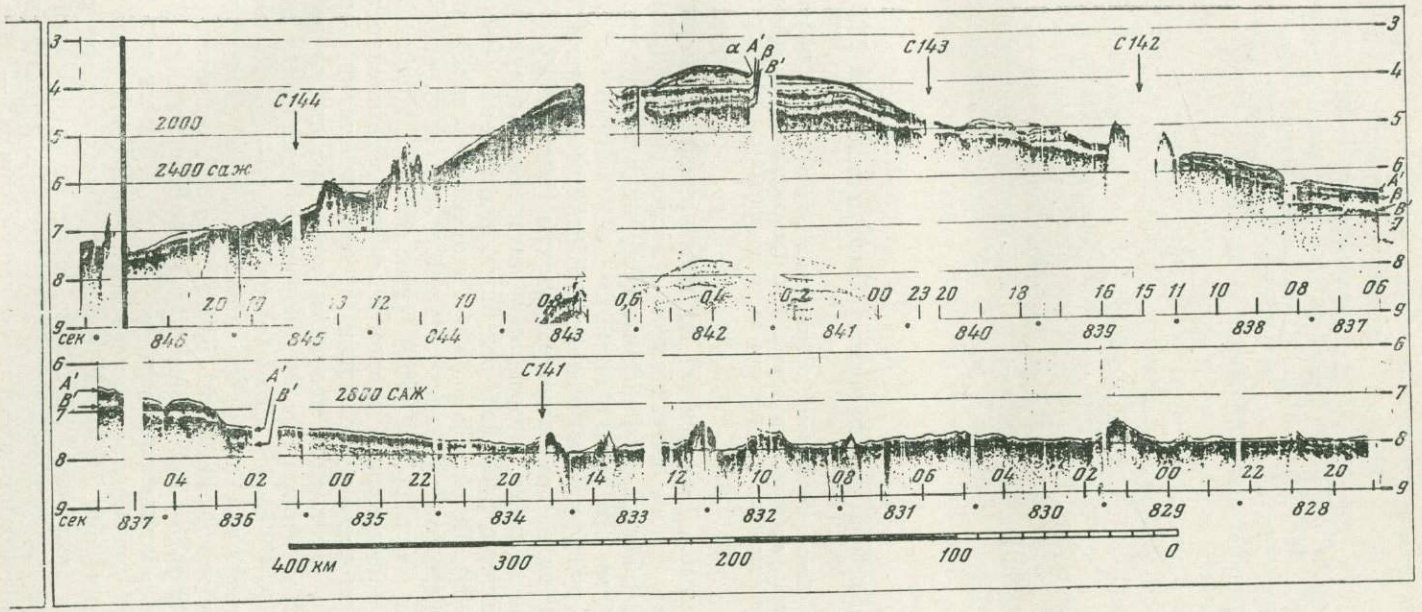


Рис. 69. Разрез осадочного покрова возвышенности Шатского по данным непрерывного сейсмического профилирования (Den et al., 1969)

Положение разреза показано на рис. 70

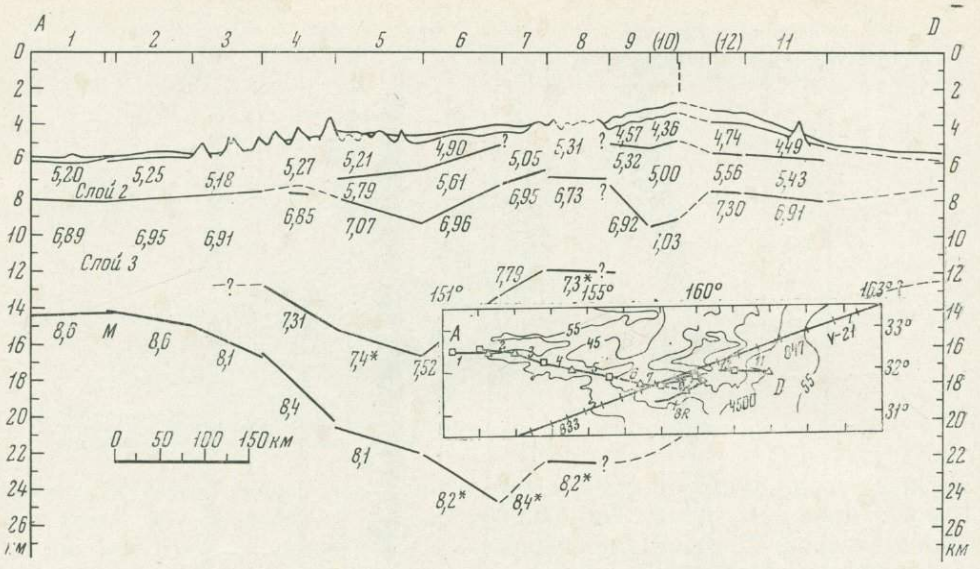


Рис. 70. Разрез земной коры возвышенности Шатского по данным ГСЗ (Den et al., 1969)

Цифрами на разрезе обозначены скорости сейсмических волн в *км/сек*. Цифры у верхней рамки разреза соответствуют номерам профилей ГСЗ. Положение разреза непрерывного сейсмического профилирования (рис. 69) показано на схеме линией с поперечными штрихами

нижний «прозрачный». Выявленные по этим данным обнажения «непрозрачного» слоя на склоне возвышенности исследовались драгированием, и были получены образцы карбонатных осадочных пород нижнемелового (альбского) возраста (Ewing et. al., 1966).

Глубинную структуру возвышенности Шатского в первом приближении характеризовали в свое время результаты сейсмического зондирования отраженными волнами, позволившие выявить сложную топографию фундамента и наличие разломов, осложняющих склоны (Зверев, Ковылин, Удинцев, 1960). Значительно более полными являются данные, полученные затем методом глубинного сейсмического зондирования преломленными волнами (Den et al., 1969) (рис. 69, 70). При этом установлено, что суммарная мощность земной коры под возвышенностью значительно больше, чем под окружающими ее пространствами плиты, достигая 22 *км*. Такое увеличение мощности коры происходит за счет возрастания мощности «второго» слоя (скорости сейсмических волн 4,36—5,79 *км/сек*) до 3—6 *км*, а «базальтового» слоя — до 18 *км*. Правда, следует оговориться, что структура «базальтового» слоя здесь весьма необычна: он делится на два слоя: верхний характеризуется скоростями сейсмических волн 6,73—7,07 *км/сек* и мощностями от 0 до 6 *км*, нижний — скоростями сейсмических волн от 7,03 до 7,79 *км/сек* и мощностями от 5 до 12 *км*. Следует заметить, что отнесение слоя со скоростями сейсмических волн 7,03—7,79 *км/сек* к «базальтовому» слою коры может показаться неверным, поскольку скорости эти близки к скоростям в мантийных породах, однако под этим слоем достаточно уверенно была выделена поверхность раздела со скоростями 8,1—8,6 *км/сек*, интерпретируемая как кровля верхней мантии.

Необходимо обратить внимание на хорошо выраженную асимметрию структуры коры под возвышенностью Шатского: верхняя часть «базальтового» слоя уверенно выделяется только под западной частью возвы-

шенности, а нижняя часть слоя резко утолщена под восточной частью и утоньшена под западной. Суммарная мощность коры к западу от возвышенности Шатского на 2 *км* больше, чем к востоку от нее, и это напоминает нам ситуацию в районе Гавайского хребта. Здесь эта особенность структуры также вызывает у нас представление о результатах пододвигания края плиты, лежащей к востоку от возвышенности Шатского, под край плиты, лежащей к западу от нее. Это пододвигание, вероятно, сопровождалось «торошением», поднятием возвышенности, переплавлением пододвигаемого края плиты, сопровождавшимся формированием нижней части «базальтового» слоя и проявлениями вулканизма, сформировавшего выступы «второго» слоя — вулканические пики. Дальнейшее тектоническое развитие возвышенности Шатского после этого, по-видимому, приостановилось: сейчас здесь нет признаков активного вулканизма и проявлений сейсмической активности.

Над возвышенностью Шатского наблюдаются аномалии силы тяжести, имеющие значение в редукции Буге порядка +200 *мгал*, что отвечает, по представлениям Вулларда и Стренджа (Woollard, Strange, 1962), увеличению мощности коры до 13 *км*. Учитывая новейшие данные глубинного сейсмического зондирования, можно считать эту цифру заниженной.

О возрасте возвышенности Шатского, как морфологически выраженного поднятия, можно судить по результатам бурения «Гломар Челленджера» (Fisher, Heezen, 1969). Здесь были пробурены четыре скважины. Первая скважина в западной части возвышенности прошла примерно 50 *м* неогеновых карбонатных осадков, залегающих несогласно на непрерывной свите карбонатных илов от эоцена до верхнего мела. Кровля верхнемаастрихтского горизонта содержит кремневые линзы и прослои на глубине 129 *м* от поверхности дна. Вторая скважина в западной части возвышенности вновь прошла примерно 50 *м* неогеновых карбонатных илов, залегающих также несогласно на меловых карбонатных илах среднемаастрихтского яруса, содержащего кремневые прослои. Третья скважина была пробурена на западном склоне возвышенности и прошла сквозь красные плейстоценовые глины, слой которых имеет мощность всего 10 *м* и лежит несогласно на верхнеюрских (титон) или нижнемеловых (неоком) кремнисто-карбонатных осадках, войдя в них на 9 *м*. Четвертая скважина пробурена еще ниже на западном склоне возвышенности, прошла тонкий покров плейстоценовых осадков и вошла в кремнисто-карбонатные илы верхнеюрского возраста (титон), содержащие гальки базальтов и яшмовые кремни. Судя по этому, фундамент под осадочным слоем представлен базальтами вулканического комплекса.

Как видно, осадочный чехол возвышенности Шатского уже с верхнеюрского времени образуют карбонатные илы. Учитывая, что на поверхности плиты Северо-Западной котловины, по данным бурения, осадки, уже, начиная, по крайней мере, с мелового времени, имеют характер красных глин и должны были накапливаться на достаточно больших глубинах, можно считать, что возвышенность Шатского была поднята также, по крайней мере, в меловое время — в это время там существовали уже условия относительного мелководья, благоприятствовавшие накоплению карбонатных илов. В верхнемеловое время это поднятие, видимо, продолжалось, а затем до начала неогена, возможно, происходило абразионное срезание и выравнивание вершин возвышенности, представлявших собой отмели или острова. Последующее опускание возвышенности вновь создало условия для накопления осадков.

Интересен также вопрос о возрасте не только возвышенности, как морфологического поднятия, а о возрасте самой коры, ее слагающей. Судя по данным непрерывного сейсмического профилирования, под осад-

ками титонского яруса в сводовой части возвышенности залегают еще достаточно мощные осадочные толщи — порядка 500—600 *м*. Исходя из этого, можно предполагать, что возраст фундамента должен быть достаточно древним, вероятно, палеозойским. При этом следует учитывать, как и во всех других случаях, что кровля фундамента, выделяемого, по данным непрерывного сейсмического профилирования, может быть представлена базальтовыми покровами, погребающими под собой еще более древние осадки. Все это заставляет быть очень осторожным при оценке возраста земной коры.

Повышенные, по сравнению с окружающими пространствами дна Северо-Западной котловины, мощности осадочного покрова на возвышенности Шатского вряд ли следует объяснять инверсией тектонического режима и образованием возвышенности на месте впадины, в которой перед этим накопились значительные массы осадочного материала, как это было предположено Юингом и др. (Ewing et al., 1966). Различие в характере осадков — красных глин на ложе котловины и карбонатных илов на возвышенности — достаточно хорошо объясняет разницу темпов осадконакопления и мощностей созданных осадочных толщ.

Самым крупным поднятием, нарушающим структуру Центрального талаплена, является поднятие о-вов Кука (Северные), или *поднятие Манихики*. Это поднятие имеет очертания ромба, ориентированного углами по странам света, и состоит из двух или трех гряд северо-восточного простирания, сливающихся в юго-западной части воедино. Ширина его с востока на запад около 600 миль, с севера на юг — столько же. Юго-западная часть поднятия наиболее высокая и наиболее монолитная, так что вершинная поверхность его там представляет плато, тогда как на северо-востоке это горные гряды. Юго-западный и юго-восточный склоны поднятия, а также северо-западные склоны отдельных его гряд ограничены разломами — крутыми сбросовыми уступами с желобами у их подножия, углубленными на 300—400 *м* относительно поверхности ложа котловины. Наиболее высоко поднятой является юго-восточная часть поднятия, получившая название плато Манихики (по о-ву Манихики). Оно располагается на глубинах около 2600 *м* и имеет чрезвычайно хорошо выровненную поверхность. В юго-западной части плато лежит о. Суворова, в северо-восточной — о-ва Манихики и Ракаханга. *Остров Манихики* является атоллом с замкнутым кольцом коралловых рифов и лагуной. *Ракаханга* — коралловый остров без лагуны. *Остров Суворова* — также атолл диаметром около 8 миль. Юго-западная часть поднятия несколько ниже — поверхность его также выровнена и представляет собой плато, лежащее на глубинах порядка 3800 *м*. У края этого плато располагаются о-ва Нассау и Дейнджер и риф Тема.

Остров Нассау — это маленький коралловый островок, около 600 *м* в диаметре, с окаймляющими рифами. Острова Дейнджер — это три замкнутых коралловых рифа-атолла.

Северо-восточная часть поднятия Манихики расчленена на гряды, разделяемые желобами с глубинами до 4000—4500 *м*. Глубины над гребнем гряд в среднем около 2000 *м*, но отдельные вершины поднимаются до меньших глубин: 1371 *м* и близких к поверхности воды (о. Виктория, существование которого сомнительно, и риф близ 6° ю. ш., положение которого также сомнительно).

По своей морфологии поднятие Манихики во многом напоминает возвышенность Шатского Северо-Западного талаплена и плато Науру-Ошен Меланезийского талаплена. Характерной особенностью поднятия Манихики является положение его на стыке двух зон разломов — зоны северо-западного направления, примыкающей далее к северу к той зоне разлома, вдоль которой лежит горная гряда Хауленд-Суэйнс, и зоны северо-

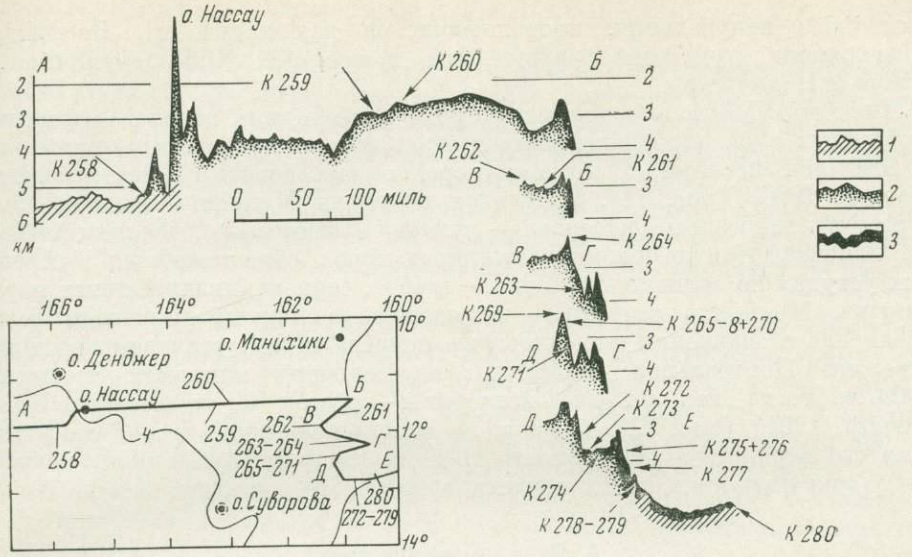


Рис. 71. Профили поднятия Манихики (Heezen et al., 1966)

1 — красные глины; *2* — фораминиферовые илы; *3* — марганцевые конкреции

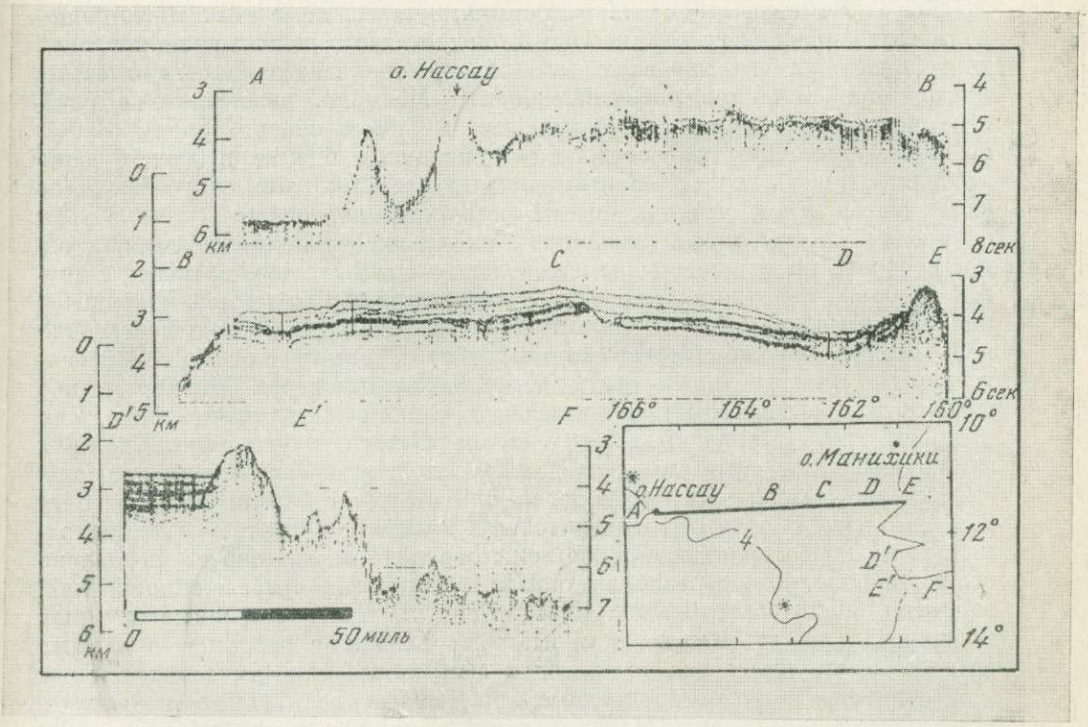


Рис. 72. Разрез осадочного покрова возвышенности поднятия Манихики по данным непрерывного сейсмического профилирования (Heezen et al., 1966)

восточного направления, продолжающейся далеко на юг. На южном продолжении этой зоны разлома, уже в пределах Южного талаплена, лежит о. Палмерстон.

Поднятие Манихики покрыто чехлом карбонатных осадков — фораминиферовых илов, накапливающихся очень высокими темпами — до 10 *мм* в 1000 лет, песками, а местами коралловыми песками (Heezen, Glass, Menard, 1966) (рис. 71). В осадках поднятия Манихики важную роль играет вулканогенный материал — вулканическое стекло, обломки базальта. Отмечены также обломки глубинных пород, обнажающихся в сбросовых уступах по склонам поднятия,— габбро, серпентинизированных перидотитов. Мощность осадочного покрова на поднятии Манихики резко увеличена в сравнении с мощностями покрова на окружающем пространстве дна Центральной котловины: на поднятии мощности достигают 1000 *м*, тогда как на дне котловины — всего 100 *м* (Heezen, Glass, Menard, 1966) (рис. 72). Правда, на склонах поднятия и на окаймляющих его вершинную поверхность гребнях мощности осадочного покрова резко сокращаются и местами этот покров там прерывается.

3. Вулканические горы

Одним из наиболее характерных типов поднятий на дне Тихого океана являются обособленные подводные горы. Описывая котловины ложа океана, мы упоминали многие из известных и достаточно крупных подводных гор. Вопрос о морфологии подводных гор и их происхождении, преимущественно вулканическом, уже был подробно рассмотрен в монографии Г. Менарда (1966). Мы ограничимся здесь замечанием, что общее количество подводных гор в Тихом океане и масштабы вулканической деятельности в его пределах до сих пор оцениваются лишь в самом первом приближении. Известная оценка Менарда, назвавшего в качестве вероятного числа подводных гор в Тихом океане цифру 10 000, по нашему мнению, не соответствует реальной оценке и может даже дезориентировать, хотя и охотно используется многими авторами. Дело заключается в том, что при оценке количества подводных гор ни в коем случае нельзя допускать осреднения их числа без подразделения, с одной стороны, на крупные горы и небольшие сравнительно холмы и, с другой стороны, без учета частоты встречаемости гор и холмов в пределах каждой определенной тектонической системы. Так, нам уже достаточно ясно сейчас, что количество крупных гор в Тихом океане в действительности существенно меньше, чем предполагавшееся Менардом, ибо частота их встречаемости в пределах котловин определенно ниже, чем предполагалось Менардом. Вместе с тем частота встречаемости холмов, также имеющих, судя по всем данным, вулканическое происхождение, значительно выше, чем предполагал при своих подсчетах Менард. Сейчас еще трудно оценить действительную частоту встречаемости подводных холмов, ибо практически все ложе океана, там, где оно не выровнено осадконакоплением, состоит из холмов, и число их чрезвычайно велико, вероятно, значительно больше 10 000. Если же говорить о числе крупных подводных гор, то следует принимать во внимание различия в частоте встречаемости таких гор в пределах различных тектонических систем.

Количество крупных подводных гор Тихого океана было подсчитано в Институте океанологии Н. И. Ларионой с учетом распределения в пределах важнейших тектонических систем. При этом оказалось, что суммарное количество гор на ложе котловин океана достигает 1800, на валах и в пределах хребтов ложа океана — 1200, а в пределах мобильного срединноокеанического пояса — 360. Учитывая частоту встречаемости гор в пределах каждой системы, можно оценить общее количество крупных

гор в Тихом океане цифрой 5—6 тыс. Однако эта оценка весьма приблизительна, и предстоит еще выполнить более точный расчет. Число подводных холмов должно быть также определено с учетом пространств, занимаемых ими. Вероятно, цифра, определяющая это число, будет достаточно внушительной, порядка нескольких сотен тысяч.

Наибольшая концентрация крупных гор — высотой более 500 *м* — наблюдается в Тихом океане на поверхности валов и в вулканических хребтах. Мы рассмотрим распределение таких гор, опираясь на результаты работы Н. И. Лариной.

Самый северный вал Тихого океана лежит в основании Северо-Западного хребта, или Императорских гор. Здесь находятся 42 горы с высотами порядка 2000—3000 *м*. Примерно 85% вершин этих гор в интервале глубин от 0 до 3000 *м*. У шести гор вершины плоские, имеют, очевидно, абразионное происхождение и лежат на глубинах от 300 до 1900 *м* (Dietz, 1954). К югу от Императорских гор протягивается горная цепь Гавайского хребта. Кроме 12 вулканических островов и 6 атоллов в этой горной цепи находятся около 50 подводных гор. Высота их колеблется от 1500 до 4500 *м*. Около 40% вершин этих гор находятся в диапазоне глубин от 0 до 500 *м*, около 30% — на глубинах от 1500 до 3000 *м*.

Дальнейшее продолжение этих двух горных систем на юг можно видеть в гряде о-вов Лайн. Она включает 12 атоллов и 85 подводных гор, из которых 60 имеют высоту от 1500 до 3000 *м*. Примерно в 60% случаев вершины гор лежат на глубинах 1500—2500 *м*. Далее к юго-востоку следует вал Туамоту с лежащими на нем 70 островами-атоллами и 66 подводными горами, 50 из них имеют высоту до 2000 *м*. Среди этих гор известны три плосковершинные — гийо.

Максимальное число гийо известно в ориентированной в широтном направлении горной системе вала Маркус-Неккер (Hess 1946; Hamilton, 1956). Здесь находятся 265 подводных гор и 2 атолла. Вершины гор в 50% случаев лежат в диапазоне глубин 1000—2000 *м* и в 35% — от 2000 до 3000 *м*. Около 80 гор имеют высоту от 2000 до 3000 *м*, а 16 гор имеют высоту более 4000 *м*. Очень широко распространены здесь плосковершинные горы — гийо. Число известных гийо достигает 80. Их плоские вершины лежат на глубинах от 1300 до 2000 *м*. Конфигурация вершинных поверхностей обычно овальная, ширина их — 10—60 *км*, длина — 20—70 *км*.

Также в широтном направлении ориентирован Каролинский вал, лежащий южнее вала Маркус-Неккер. С Каролинским валом сливаются валы Эауripик и Капингамаранги. Однако основная масса гор лежит на валу Маркус-Неккер — примерно 140 — и около 30% из них являются атоллами, а 14% — коралловые банки. Более 30% гор имеют высоту от 500 до 1500 *м* и менее 30% — до 2500 *м*. Вершины гор лежат большей частью на глубинах не более 3000 *м*. Два острова имеют вулканическое происхождение. Среди подводных гор — 7 гийо, их плоские вершины лежат на глубинах от 1100 до 1700 *м* (Sato, Mogi, 1965). Один из коралловых островов (о. Фейс) приподнят.

К востоку от Каролинского вала в меридиональном направлении протягивается система гор Маршалловых о-вов, о-вов Гилберта и Эллис. Здесь находятся около 120 гор — из них 30% атоллы, 70% — подводные горы, в том числе 50 гийо. Более 30% гор имеют высоту от 1500 до 2500 *м*, а 17% — до 3500 *м*. Глубины горных вершин лежат в большинстве случаев в интервале 1000—2000 *м*. Глубины плоских вершин гийо колеблются от 500 до 2300 *м*.

На поверхности срединно-океанических хребтов Тихого океана — Южно-Тихоокеанского, Восточно-Тихоокеанского, Галапагосского, Хуан-де-

Фука — число подводных гор достаточно велико, но, по сравнению с горными системами валов, здесь преобладают сравнительно невысокие горы. По примерным подсчетам здесь располагаются около 360 гор, но расчеты эти весьма приблизительны, ибо часто трудно различить отдельные горы от вытянутых горных гряд. Преобладают горы высотой не более 1000 *м* и лишь 30% гор достигают в высоту 1000—1500 *м*. Вершины гор лежат большей частью на глубинах 2000—2500 *м*. В пределах срединно-океанических хребтов Тихого океана находится около 20 островов.

Несравненно реже разбросаны подводные горы на ложе котловин Тихого океана. Однако площадь котловин весьма значительна, и число гор оказывается также большим. Самая большая из котловин Тихого океана — Северо-Восточная, соответственно и гор в ней больше всего — около 900. Примерно около половины из них имеют высоты менее 1000 *м*, а около четверти — от 1000 до 1500 *м*. Распределение гор в пределах котловины неравномерно: большая часть гор лежит вдоль крупных зон разломов. Кроме того, имеются два района с повышенной концентрацией гор, не столь, очевидно, связанной с зонами разломов — в Аляскинском заливе и в районе Южной Калифорнии (горы Баха Калифорния). Среди гор Аляскинского залива — 11 гийо с глубинами вершин от 700 до 2100 *м* (Menard, Dietz, 1951; Hamilton, Huene, 1966). Среди гор Баха Калифорния многие имеют высоту более 1500 *м*, известно несколько гийо.

Низкие горы преобладают и в Северо-Западной котловине. Из 150 примерно гор около половины имеют высоту менее 1000 *м*, а лишь 17% — от 1000 до 1500 *м*. Известны два гийо с глубинами вершин 1342 и 1400 *м* (Удинцев, 1960; Сергеев, Удинцев, 1957).

В Восточно-Марианской котловине известно около 100 гор. Здесь преобладают высокие горы. Многие из них (20%) имеют высоту более 4000 *м*, довольно много (40%) гор высотой от 1500 до 3000 *м*, а остальные — высотой менее 1500 *м*. Среди гор этой котловины известны 24 гийо (Dietz, 1954).

В Центральной котловине насчитывается около 220 гор. Для котловины этой характерны сравнительно низкие горы. Более 50% гор имеют высоты менее 1500 *м*. Лишь 14 гор достигают высоты более 4500 *м*.

Для Южной котловины известно 180 гор и бóльшая часть их также сравнительно невысокие. 40% имеют высоту менее 1000 *м*. Лишь 18 гор имеют высоту около 4000 *м*. Вершины гор лежат большей частью на глубинах 2500—4500 *м*. Одна из гор поднимается над водой — это о. Ниуэ (Wilson, 1963). Среди гор Южной котловины известно 6 гийо (Menard et al., 1964).

Небольшое количество гор в котловине Беллинсгаузена — всего 50, возможно, следует объяснять малой изученностью рельефа дна этой котловины. Горы здесь большей частью невысокие — до 1500 *м* (70% гор).

Около 80 гор лежат в Перуанской котловине океана. Большая часть этих гор (80%) имеют высоты менее 1000 *м*.

Таким образом, на дне котловины Тихого океана распространены большей частью низкие горы с высотами не более 1500 *м*. Такие горы составляют до 70% общего числа.

Многие горы Тихого океана несут на себе признаки значительных погружений: это плосковершинные гийо и атоллы, вулканический фундамент которых погружен на значительную глубину (Ladd, Tracey, Gross, 1970). Однако наряду с опущенными горами в Тихом океане довольно много поднятых островов (Wilson, 1963) и более или менее стабильных гор. Попытки установить сколько-нибудь закономерную связь погружений и поднятий гор Тихого океана с крупными структурами дна не дают

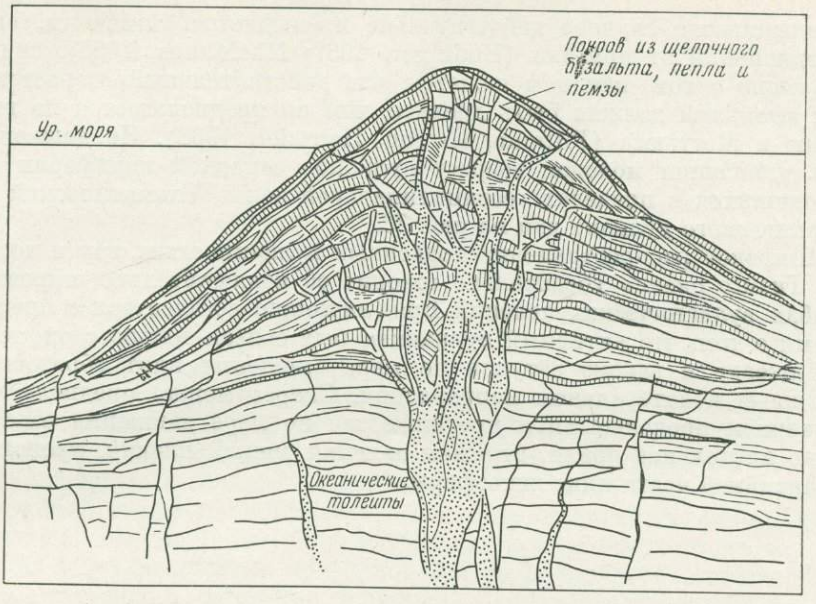


Рис. 73. Схематический разрез океанического вулкана, показывающий его внутреннюю структуру и соотношения толеитовых и щелочных базальтов (Энгель и Энгель, 1968)

успешных результатов. Известна гипотеза о погружениях древнего поднятия Дарвина, основывавшаяся Менардом на распространении в западной части океана значительного количества гийо. Однако глубоководное бурение не подтвердило эту гипотезу. Вертикальные движения гор следует, по-видимому, связывать либо с движениями локальных структур, к которым они приурочены (валы, хребты), либо с прогибанием океанических плит под весом самих гор (Менард, 1966).

Результаты драгировок и бурения на ряде атоллов (Ladd, Tracey, Gross, 1970) достаточно убедительно показывают вулканическое происхождение значительной части гор Тихого океана. Можно предполагать, что большинство гор, для которых еще не получены доказательства их вулканического происхождения, также являются подводными вулканами. Определения абсолютного возраста пород с подводных гор немногочисленны. Для пяти гийо вала Маркус-Неккер Гамильтоном были даны определения верхнемелового возраста, основанные на палеонтологических материалах (Hamilton, 1956). Для нескольких гор Северо-Восточной котловины верхнемеловой возраст базальтов определен калий-аргоновым методом (Dymond, Windom, 1968; Ozima et al., 1968). Для базальтов г. Кобб в этой же котловине определен олигоценовый возраст (Budinger, 1967). Для базальтов четырех гор Северо-Западной котловины калий-аргоновым методом определен верхнемеловой и верхнеогеновый возраст (Ozima at al., 1968). Гийо Тасмановой котловины имеют третичный и четвертичный возраст (Standart, 1961). Базальты срединно-океанических хребтов Тихого океана, как правило, имеют четвертичный возраст (Fisher et al., 1968; Terrara et al., 1969).

Высказывалось предположение, что возраст вулканов ложа Тихого океана должен находиться в соответствии с удалением от рифтовой зоны срединно-океанических хребтов и слегка отличаться от возраста магнитных аномалий в связи с продолжением вулканической деятельности в процессе движения плит литосферы (Menard, 1969). Такое соответствие

в большинстве случаев действительно наблюдается. Замечены, впрочем, и отклонения от правила (Budinger, 1967; MacManus, 1965), свидетельствующие о том, как нам кажется, что действительный возраст магнитных аномалий должен быть древнее, чем он предполагается по гипотезе Вайна и Мэттьюза (Pittman, Herron, Heirtzler, 1968). Не должен вызывать удивления молодой возраст вулканов западной периферии океана, находящихся в пределах геосинклинальной зоны. Схематический разрез океанического вулкана дан на рис. 73.

Широкое распространение подводных вулканических гор и холмов на дне Тихого океана убедительно говорит об исключительно широких масштабах вулканических явлений. Вряд ли можно согласиться с представлениями о том, что активный вулканизм был связан только с рифтовой зоной океана и вскоре затухал по мере смещения плит образовавшейся там коры в латеральном направлении. Скорее можно предполагать, что вулканизм продолжался и продолжается по мере движения плит достаточно длительное время, отражая явления зонной плавки, происходящей в мантийной части плит литосферы.

Глава пятая

МОБИЛЬНЫЙ ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИЙ ПОЯС ТИХОГО ОКЕАНА

Особую категорию структурных поднятий в пределах ложа Тихого океана составляет его мобильный внутриокеанический пояс.

Как известно, исследованиями последних лет установлено единство планетарной системы высокомобильных срединно-океанических хребтов. Эти хребты очень четко выражены морфологически и занимают действительно срединное положение в Атлантическом и Индийском океанах, а их продолжения в Северном Ледовитом и в Тихом океанах морфологически менее ясные и смещены относительно медианных линий обоих этих океанов. Тем не менее по всему комплексу морфологических, геологических и геофизических признаков эти продолжения бесспорно должны быть отнесены к категории мобильных внутриокеанических поясов, какими являются срединно-океанические хребты. Поэтому с некоторой условностью можно называть хребты Тихого океана, составляющие его мобильный внутриокеанический пояс, также срединно-океаническими.

Срединно-океанические хребты Атлантического и Индийского океанов представляют собой высокие — высотой до 3,5—4 *км* над уровнем океанского ложа — и широкие — шириной до 1000—2000 *км* — поднятия, протягивающиеся непрерывно на многие тысячи километров. Склоны срединно-океанических хребтов при этом довольно пологие, но в осевых частях их лежат сложные системы горных гряд и желобов, склоны которых бывают очень крутыми. Характерно присутствие в осевой зоне срединно-океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов цепочки узких и глубоких желобов — так называемых рифтовых долин или ущелий, окаймляемых рифтовыми горными грядами. Поэтому осевая зона этих хребтов в целом получила название рифтовой зоны. Именно к рифтовой зоне срединно-океанических хребтов приурочены проявления тектонической мобильности, и ее рассматривают как зону активного тектонического развития. Здесь наблюдается высокая сейсмическая активность, отмечаются признаки интенсивного преобразования земной коры под влиянием процессов, протекающих в глубинах мантии Земли, а сама земная кора в значительной мере сложена поднятым к поверхности глубинным мантийным материалом.

Срединно-океанические хребты, входящие в мобильный внутриокеанический пояс Тихого океана, являются прямым продолжением юго-восточной ветви системы срединно-океанических хребтов Индийского океана, отходящей от двух других хребтов этого океана в районе о-ва Родригес. Однако положение хребтов мобильного внутриокеанического пояса Тихого океана не является срединным: они резко смещены к востоку от медианной линии и рифтовая зона их проходит даже частично в области западной окраины материка Северной Америки. Морфологически эти хребты выражены также менее четко, чем в Атлантическом и Индийском океанах: они здесь ниже — высота их порядка 1000—1500 *м* относительно ложа океана — и шире, достигая в ширину 2500—3500 *км*. Осевая зона их во многих местах лишена характерного облика рифтовых

зон с их грядами и желобами. Однако по всем признакам их осевая зона столь же активна в тектоническом отношении, как рифтовые зоны срединно-океанических хребтов других океанов. Мы встречаем здесь все те же признаки тектонической мобильности и признаки столь же активного влияния на развитие земной коры процессов, связанных с мантией Земли.

Долгое время хребты мобильного внутриокеанического пояса Тихого океана не называли даже хребтами: по отношению к ним применялись термины вал, поднятие, плато, передававшие представление о их большой ширине, относительно малой высоте и пологих склонах. Однако в настоящее время нам кажется правильным использовать по отношению к ним также термин срединно-океанические хребты, чтобы подчеркнуть их несомненную принадлежность к единой планетарной системе срединно-океанических хребтов. Нам кажется возможным также называть осевую, тектонически активную зону этих хребтов рифтовой зоной, несмотря на отсутствие во многих частях ее типичных рифтовых гряд и рифтовых ущелий, по аналогии с ярко выраженными рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов других океанов.

Мобильный внутриокеанический пояс — срединно-океанический хребет — Тихого океана состоит из нескольких хребтов, представляющих собой как бы звенья единой системы. Это Южно-Тихоокеанский хребет, Восточно-Тихоокеанский хребет, поднятие Альбатрос, рифтовая впадина Калифорнийского залива, рифтовые впадины Береговых хребтов материка Северной Америки, хребет Горда, хребет Хуан-де-Фука, составляющие все вместе главную меридиональную систему пояса, а также его боковые ответвления — Западно-Чилийское поднятие и Галапагосское поднятие с хребтами Кокос и Карнеги и заключенной между ними рифтовой Панамской котловиной.

1. Южно-Тихоокеанское поднятие

В самом южном и западном звеньях срединно-океанический хребет Тихого океана известен как *Южно-Тихоокеанское поднятие* (хребет). Оно является непосредственным продолжением индоокеанского Австрало-Антарктического поднятия, которое входит в Тихий океан между материком Австралия, котловиной Тасманова моря, подводным хребтом о-ва Маккуори и Новозеландским плато на севере и материком Антарктида — на юге (рис. 74, 75). Это поднятие практически вплотную примыкает к подводной окраине материка Антарктиды в районе между 140 и 170° в. д. Оно заполняет проход между материком Антарктиды и лежащими севернее подводными окраинами материка Австралии и южной окраиной Новозеландской дуги и плато, как раз там, где ранее предполагалось существование так называемого Новозеландского порога. Предполагалось, что этот порог должен существовать как связующее звено между Новозеландским и Западно-Антарктическим звеньями Тихоокеанского складчато-геосинклинального подвижного пояса. Хотя подводный рельеф этого района чрезвычайно сложен и все еще изучен недостаточно, общая картина морфологии дна уже достаточно ясна, и теперь уже можно утверждать, что в действительности Новозеландский порог не существует, а на его месте находится Новозеландский проход. Через него, разрывая Тихоокеанское складчато-геосинклинальное кольцо, пробивается в Тихий океан срединно-океанический хребет с присущими ему типичной морфологией гряд и желобов и линейными магнитными аномалиями (Tomoda, Ozawa, 1965; Ross, 1967; Pittman, Heirtzler, 1966) (рис. 76, 77). Австрало-Антарктическое поднятие, как мы уже отметили, непосредственно переходит в Южно-Тихоокеанское поднятие, которое

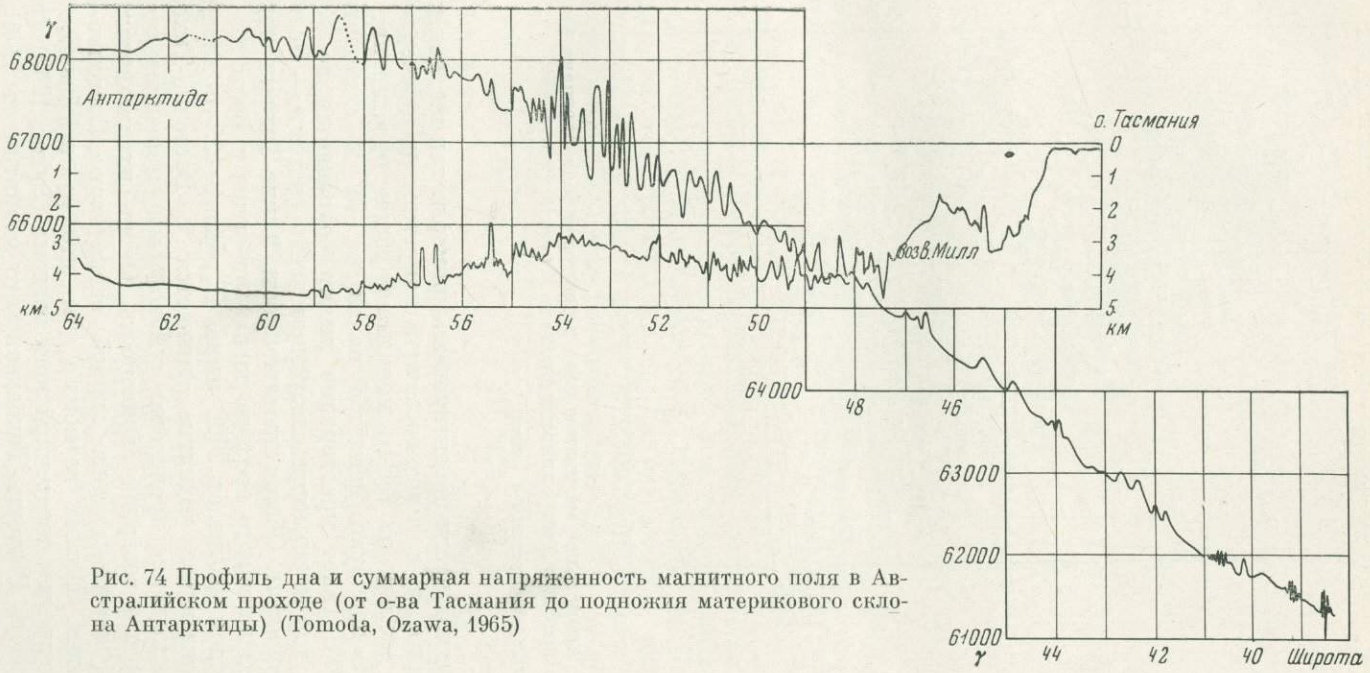


Рис. 74 Профиль дна и суммарная напряженность магнитного поля в Австралийском проходе (от о-ва Тасмания до подножия материкового склона Антарктиды) (Tomoda, Ozawa, 1965)

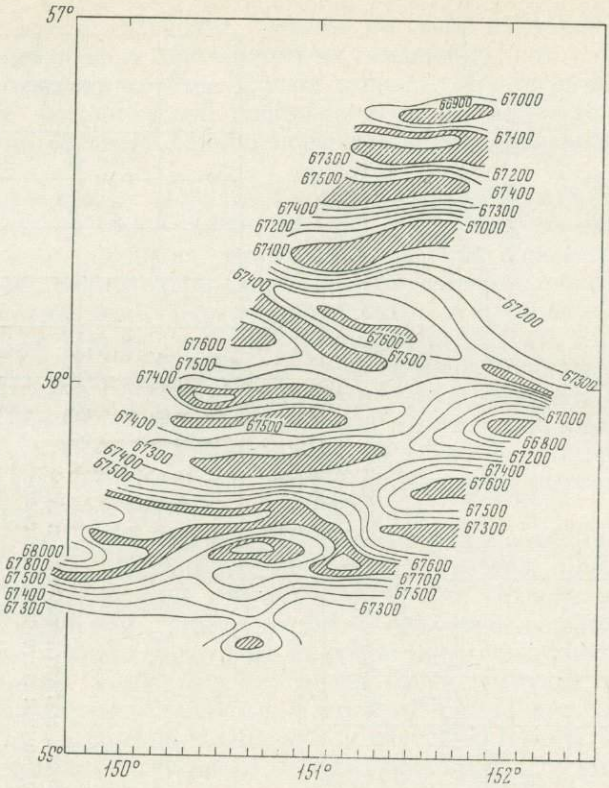
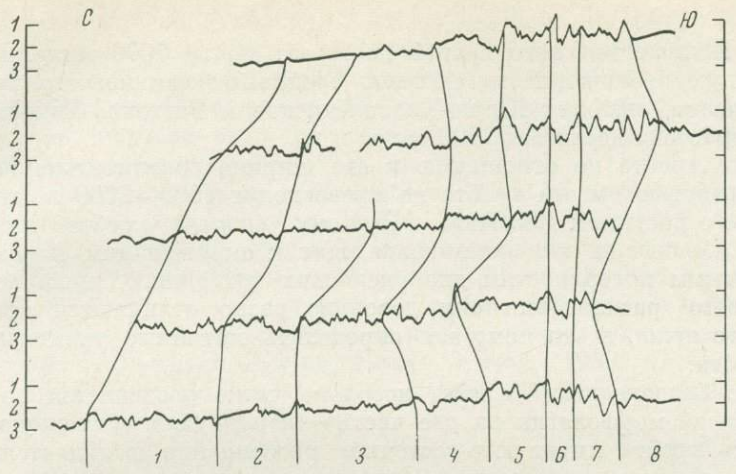


Рис. 75. Аномальное магнитное поле в рифтовой зоне Австрало-Антарктического хребта в Австралийском проходе (Tomoda, Ozawa, 1965)

Изоаномалы оцифрованы в *гаммах*

в своей западной части ориентировано примерно так же, как и Австрало-Антарктическое, т. е. в юго-восточном направлении, примерно по азимуту 110°. К востоку от 180-го меридиана общее простирание Южно-Тихоокеанского поднятия меняется почти на 45° и становится равным примерно 65°. Такое простирание хребта сохраняется до 130-го меридиана з. д., где начинается следующее звено системы — *Восточно-Тихоокеанское поднятие*. Общая протяженность Южно-Тихоокеанского поднятия от Новозеландского прохода до района стыка с Восточно-Тихоокеанским поднятием достигает 2400 миль. В районе 135-го меридиана з. д. Южно-Тихоокеанское поднятие смыкается с Восточно-Тихоокеанским, причем это смыкание происходит с некоторым смещением осей, кулисообразно, так что северная оконечность Южно-Тихоокеанского поднятия расположена северо-западнее южной оконечности Восточно-Тихоокеанского поднятия. Весьма возможно, что это кулисообразное смыкание осложнено наличием поперечной зоны разлома (Sykes, 1963) (рис. 78).

Южная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия от 57-й параллели ю. ш., вплоть до 40-й параллели ю. ш., ориентирована в северо-восточном направлении. К северу от 40-й параллели простирание хребта становится меридиональным. На параллели о-ва Пасхи гребень хребта резко отклоняется к западу, но затем ось хребта снова ориентирована в почти меридиональном направлении. Амплитуда смещения оси хребта к западу достигает при этом примерно 600 миль. Меридиональные в общем простирания хребта к северу от параллели о-ва Пасхи сохраняются до 10-й


С
Ю
1
2
3
1
2
3
1
2
3

лели до Калифорнийского залива достигает почти 5000 миль. Если же взять общую протяженность системы срединно-океанического хребта в Тихом океане, включая Южно-Тихоокеанское и Восточно-Тихоокеанское поднятия, то она достигает 7400 миль.

Высота хребта по отношению к его ширине сравнительно невелика. Большей частью высота хребта не превосходит 1500—2000 *м*, тогда как ширина его достигает 600 миль. Поэтому склоны хребта в среднем довольно пологие и постепенно переходят к окружающим его почти горизонтальным поверхностям дна океанских котловин. Однако по характеру своего расчленения они довольно резко отличаются от равнин океанского ложа, и это помогает определять истинные границы и ширину хребта.

Южно-Тихоокеанский хребет довольно четко разделяется по особенностям своей морфологии на две части — западную и восточную. Западная часть хребта имеет юго-восточное простирание и является, по существу, прямым продолжением Австрало-Антарктического поднятия, а восточная ориентирована в северо-восточном направлении.

В самой западной части Южно-Тихоокеанский хребет, как мы уже отмечали, вплотную примыкает своим северным склоном к подводной возвышенности Милл, т. е. к подводному цоколю материка Австралии, и к подводному цоколю Новозеландского плато, а южным склоном — к подводному цоколю материка Антарктиды. Ширина хребта, таким образом, примерно соответствует ширине подводного Новозеландского прохода — прохода между материком Антарктиды на юге и материковым массивом Новозеландского плато на севере, колеблясь от 600 миль на меридиане 150° в. д. до 300 миль на меридиане 160° в. д. и вновь возрастая до 600 миль на 180-м меридиане. Минимальные глубины над вершинами гребня хребта в этой части меняются от 956 до 1857 *м*, а над седловинами — от 2700 до 2000 *м*. Поскольку подножие северного склона хребта лежит на глубинах порядка 5000—5500 *м*, а южного — на глубинах от 4200 до 3000 *м*, относительная высота хребта оказывается довольно значительной и составляет 4500—2000 *м*.

Южно-Тихоокеанский хребет в районе до 180-го меридиана характеризуется весьма сложным рельефом. Амплитуда расчленения на склонах колеблется от 100 до 200 *м* при ширине неровностей около 2—3 миль. Амплитуда расчленения резко возрастает в осевой зоне хребта — до 1500—1000 *м*, при ширине неровностей — около 5—15 миль. Хотя рельеф этой части хребта детально не исследовался, но по аналогии с другими его частями можно предполагать, что здесь преобладает грядовый характер расчленения. В осевой зоне отмечаются глубокие желоба — с абсолютными глубинами до 3800—4600 *м*, соответствующие зоне рифтов. Относительная глубина этих рифтовых зон достигает 3000—4000 *м*.

Очень сложен рельеф южного склона хребта, где отмечается большое количество отдельных высоких пиков. Наиболее высокими из них являются о-ва. Баллени, о. Скотта и лежащая вблизи него банка Изелин. Следует заметить, что в силу явной связи простираний подводного цоколя о-вов Маккуори и Бишоп-энд-Кларк рассматриваемого нами как хребет Маккуори, с простираниями Тихоокеанского складчато-геосинклинального кольца мы не должны считать о-ва Маккуори и Бишоп-энд-Кларк частью структуры срединно-океанического хребта, хотя они и примыкают к ней вплотную или даже находятся в ее пределах. Это вулканические острова, сложенные базальтовыми лавами, интрудированными габбро, наложенные на основную структуру хребта. То же самое, видимо, должно быть сказано и об о-вах *Баллени*, также вулканических, сложенных оливиновыми базальтами и трахибазальтами. С нашей точки зрения, они относятся к обломкам

структур тихоокеанского кольца, хотя вулканизм их может быть был стимулирован развитием срединного хребта. *Остров Скотта* лежит очень близко к рифтовой зоне Южно-Тихоокеанского поднятия и в связи с этим может быть очень показательным для структуры этого хребта. Однако данных по геологии этого острова очень мало. Известно лишь, что он сложен базальтами.

Распределение мощностей осадочного покрова на поверхности Южно-Тихоокеанского хребта к югу от Новой Зеландии подчинено характерной для срединно-океанических хребтов закономерности: мощности осадков возрастают с удалением от оси хребта. В осевой зоне Южно-Тихоокеанского хребта, в полосе шириной около 400 *км*, сколько-нибудь ощутимый покров осадков, по данным непрерывного сейсмического профилирования, отсутствует (Ewing, Houtz, Ewing, 1969; Ewing, Ewing, 1970). По мере продвижения к северу, к подножию склона хребта, мощности осадков возрастают до 1000 *м*.

Далее к востоку, на участке от 180-го до 130-го меридиана з. д., ширина хребта возрастает до 700—900 миль. Склоны хребта и здесь очень пологие и в среднем равномерно поднимаются от самого подножия до гребня. Вместе с тем непрерывность склона нарушается несколькими крупными разломами, в одних случаях имеющими форму сброса, в других — глубоких трещин. Сводовая часть хребта представляет собой несколько приподнятый над склонами горст, ограниченный по северному склону одним-двумя ступенчатыми сбросами, а по южному — двумя-тремя разломными трещинами. Ширина этого горста, оконтуриваемого примерно изобатой 3000 *м*,— около 90—110 миль. Амплитуда сбросов, или, вернее, высота сбросовых уступов, на северном склоне хребта в районе 160—140-го меридианов з. д. достигает 1000—1500 *м*, если учитывать высоту асимметричного гребня относительно дна сопряженного с ним желоба, или 500—1000 *м*, если брать амплитуду регионального сброса. Глубины в разломных трещинах на южном склоне достигают 4450 *м*, т. е. достигают глубин океанского ложа, а их относительная глубина до 700—1200 *м*. Глубины ложа у подножия склонов хребта порядка 5000 *м* на севере и около 4200 *м* на юге. Поскольку минимальные глубины над гребнем порядка 2000 *м* (2158, 1950, 2385, 2083, 2230, 2250, 2110 *м*), то относительная высота хребта над окружающими пространствами океанского ложа оказывается порядка 2000—3000 *м*. В направлении к северо-востоку высота хребта постепенно снижается до 2000—2500 *м*, поскольку глубины над его гребнем возрастают от 1950—2083 до 2520—2360 *м*. Над поверхностью хребта поднимаются отдельные горные вершины, представляющие собой, видимо, не гряды, а обособленные пики относительной высотой до 1000 *м*, с минимальными глубинами 1875, 878, 823, 622 *м*. Характерно, что эти пики располагаются преимущественно не в осевой зоне хребта, а несколько смещены от нее. На этом участке хребта в осевой зоне не обнаружены рифтовые долины, довольно четко выявляемые в самой западной части хребта.

Расчлененность поверхности хребта вообще довольно сложная. Правда, осевая зона хребта не выделяется в этом отношении столь резко, как это отмечается для срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов, а также для самой западной части Южно-Тихоокеанского поднятия. Амплитуда расчленения колеблется от 100—200 до 500—700 *м*. Так, в нижней части северного склона хребта отмечается расчленение порядка 100—200, в верхней части того же склона — порядка 500—700 *м*, в осевой зоне, по ее краям,— порядка 100—200 *м*, а в средней части — порядка 300—500 *м*. Южный склон имеет расчленение с бо́льшим колебанием глубин — от 200—500 до 500—1000 *м*. На фоне

такого расчленения наблюдаются упоминавшиеся выше отдельные пики высотой до 1000 *м* и желоба глубиной до 800 *м*. Весьма характерно, что в осевой зоне большей части Южно-Тихоокеанского хребта не обнаружено столь четко выраженных рифтовых долин, которые характерны для хребтов Атлантического и Индийского океанов. Рифтовая долина обнаружена близ 179° в. д. (Heezen, 1960). Вместе с тем, например, на 160-м меридиане такая рифтовая долина в осевой зоне хребта вообще не найдена, а в районе 140-го меридиана обнаружена долина с глубиной вреза относительно средней поверхности хребта всего лишь на 300 *м* (хотя глубина ее относительно смежных гор достигает 700 *м*) при ширине долины около 6 миль.

2. Восточно-Тихоокеанское поднятие

Следующее звено — *Восточно-Тихоокеанский хребет (поднятие)* — оказывается в своей южной части смещенным относительно Южно-Тихоокеанского поднятия. Очевидно, такое смещение связано с существованием зоны разлома-сдвига, ориентированного в юго-восточном направлении и получившего сейчас название разлома Элтанин. Амплитуда смещения аналогичных морфологических элементов хребтов по линии этого сдвига достигает примерно 450 миль (см. рис. 16).

Восточно-Тихоокеанский хребет довольно четко делится по особенностям своей морфологии на три части: южную, от 60-й параллели ю. ш. до параллели 27° ю. ш. (параллель о-ва Пасхи), среднюю — от параллели о-ва Пасхи до экватора и северную (поднятие Альбатрос) — от экватора до м. Корриентес, т. е. до начала Калифорнийского залива.

Южная часть хребта имеет ширину от 600 до 500 миль. Осевая зона, оконтуренная изобатой 3000 *м*, имеет ширину около 100 миль. Глубины в осевой части хребта порядка 2400—2500 *м*, но отдельные пики в районе между 60-й и 40-й параллелями ю. ш. поднимаются до глубин 732, 1614, 1394, 1509, 1507, 1966, 1447, 1560, 1523, 1604 *м*. К северу от 40-й параллели глубины над хребтом колеблются от 2000 до 2800 *м*. Поскольку подножия склонов хребта на востоке и западе лежат на глубинах около 3700 *м*, то высота хребта над окружающими пространствами океанского ложа оказывается порядка 1700—900 *м*. Склоны хребта осложнены разломами, особенно четко выраженными на восточном склоне и имеющими вид глубоких разломных трещин. Существование разломов типа рифтов в осевой зоне хребта не совсем ясно, хотя местами обнаружены довольно широкие и неглубокие осевые депрессии. Соответствие их рифтовым долинам того типа, какой столь характерен для других срединно-океанических хребтов, остается проблематичным. Амплитуда расчленения рельефа на поверхности хребта порядка 100—300 *м*, но на этом фоне существуют отдельные пики высотой до 1000 *м*. Отмечается, что большая часть этих пиков располагается не на оси хребта, а несколько смещена от нее в сторону, на склоны (рис. 79).

На 33—36° ю. ш. к восточному склону хребта примыкает широкий подводный хребет юго-восточного простирания — Западно-Чилийское поднятие.

В районе о-ва Пасхи хребет суживается до 400—450 миль. Осевая зона хребта, оконтуриваемая изобатой 3000 *м*, вначале расширяется до 150 миль близ о-ва Пасхи, а затем сокращается до 90—120 миль. Изобата 3000 *м* замыкается в районе 120-го меридиана з. д. и лежащие далее к северу центральное и северное звенья хребта опущены глубже, так что осевая зона этих частей хребта оконтуривается уже изобатой 3500 *м*. Минимальные глубины над хребтом в области о-ва Пасхи равны в среднем 2300—2800 *м*, а над отдельными пиками — 1510, 1639, 1138, 1304 *м*

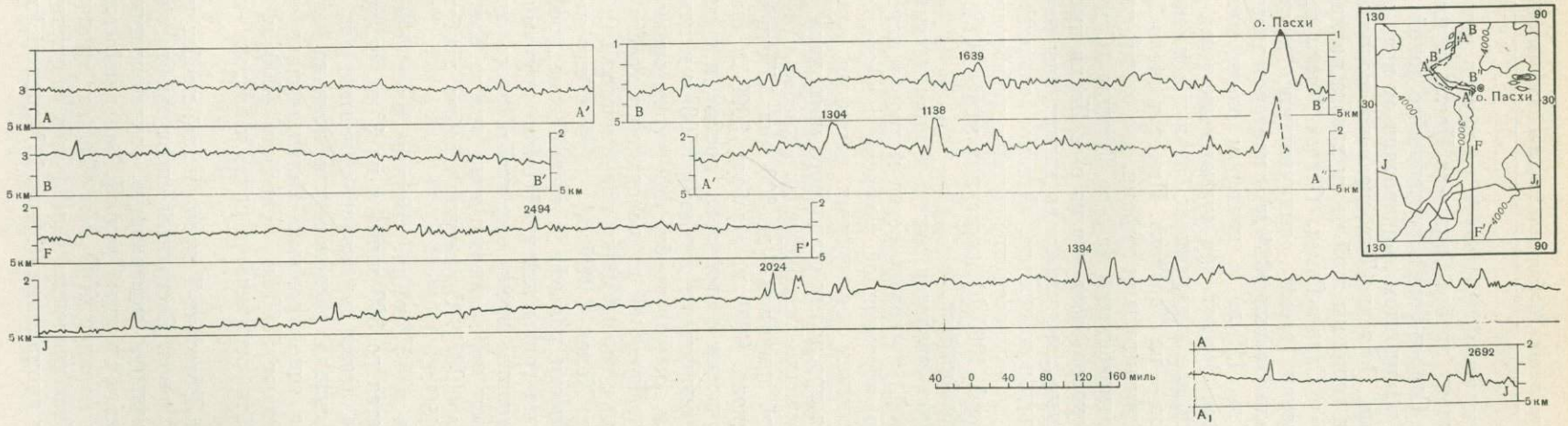


Рис. 79. Профили Восточно-Тихоокеанского хребта к югу от о-ва Пасхи и в районе о-ва Пасхи

Рельеф в этом районе весьма сложный, но изучен пока еще недостаточно. К восточному склону хребта близ о-ва Пасхи примыкает узкий вытянутый хребет о-ва Сала-и-Гомес, связанный с зоной разлома, протягивающейся примерно в широтном направлении от края океанского ложа и пересекающей, видимо, Восточно-Тихоокеанское поднятие.

Наиболее высокие вершины этой части хребта поднимаются над водой в виде о-вов Пасхи и Сала-и-Гомес. *Остров Пасхи* имеет треугольные очертания и образован тремя сомкнувшимися вулканами: Теравака (538 *м*), Поике, или Катики (411 *м*) с кратером диаметром 76 *м* и глубиной 6 *м* и Рана-Као (119 *м*) с кратером около мили в диаметре и пресным озером в нем. Все эти три вулкана сложены, главным образом, пеплами, хотя потоки лав андезитовых базальтов имеются на Рана-Као, а щелочных базальтов — на Теравака. Имеется около 20 паразитических конусов, сложенных риолитовыми туфами, а с одним из них связаны обсидианы, сходные с отмеченными на о-ве Тутуила (Самоа). Заметим, что кроме обычных для океана базальтов на о-ве Пасхи имеются олигоклазовые андезиты, подобные тем, что столь характерны для Тихоокеанского складчато-геосинклинального кольца. Однако большинство авторов считает, что эти андезиты являются продуктами дифференциации базальтовых магм (Engel, Engel, 1964 b), составляя менее 0,1% всей массы вулканических пород этого острова.

Остров Сала-и-Гомес является также вулканическим. Это скалы, составляющие небольшой (несколько сотен метров в поперечнике) массив, окруженный отмелью, абразионной террасой с несколькими скалистыми останцами. Остров сложен застывшими потоками оливино-базальтовых лав, перемежающихся прослоями осадочного материала (Fisher, 1958).

Среднее звено Восточно-Тихоокеанского хребта в южной своей части обладает значительной шириной — до 800 миль. Подножия его склонов лежат на глубине около 4200 *м*. Изобата 3000 *м* оконтуривает лишь наиболее поднятые участки осевой зоны хребта, и в целом осевая зона, как уже отмечалось, оконтурена изобатой 3500 *м* и лежит на глубинах порядка 3100—3300 *м*. Высота хребта над ложем океана порядка 1700—1200 *м*. Амплитуда неровностей на поверхности хребта в среднем равна 200—300 *м*, а отдельные горные пики поднимаются над хребтом на 500—1000 *м*, например, г. Хелен (1929 *м*), горы с глубинами 1867, 1560, 1993, 1828 *м*. Неровности рельефа в осевой зоне хребта представляют собой узкие вытянутые гряды шириной около двух миль и 300—500 *м* высотой. Рифтовые долины вдоль оси хребта здесь отсутствуют. Отмечен поперечный разлом через осевую зону хребта близ 14-й параллели ю. ш. (Herzen, Uyeda, 1967). Опускание гребня хребта по этому разлому достигает 100—150 *м*.

В северной части на 5° ю. ш. среднее звено Восточно-Тихоокеанского хребта суживается до 300 миль, а на 3° ю. ш. даже до 100 миль за счет того, что на западном склоне поднятия под углом примерно 45° к простиранию склона располагается цепочка глубоких желобов, связанных, видимо, с зоной разлома Галапагосских о-вов. Глубины в этих желобах превышают 5000 *м*, а изобата 4000 *м*, оконтуривающая подножие склона хребта, отклоняется резко к востоку, имея простирание по азимуту 45°.

В районе экватора Восточно-Тихоокеанский хребет примыкает к поднятию Галапагосских о-вов. Восточный склон хребта здесь представляет собой почти горизонтальную поверхность, сохраняющую, впрочем, свойственный склонам хребта сложный рельеф. Западный склон хребта полого спускается до глубин порядка 4000 *м* и обладает типичным для срединно-океанических хребтов грядовым рельефом и сопутствующими ему линейными магнитными аномалиями (Menard, Mammerickx, 1967).

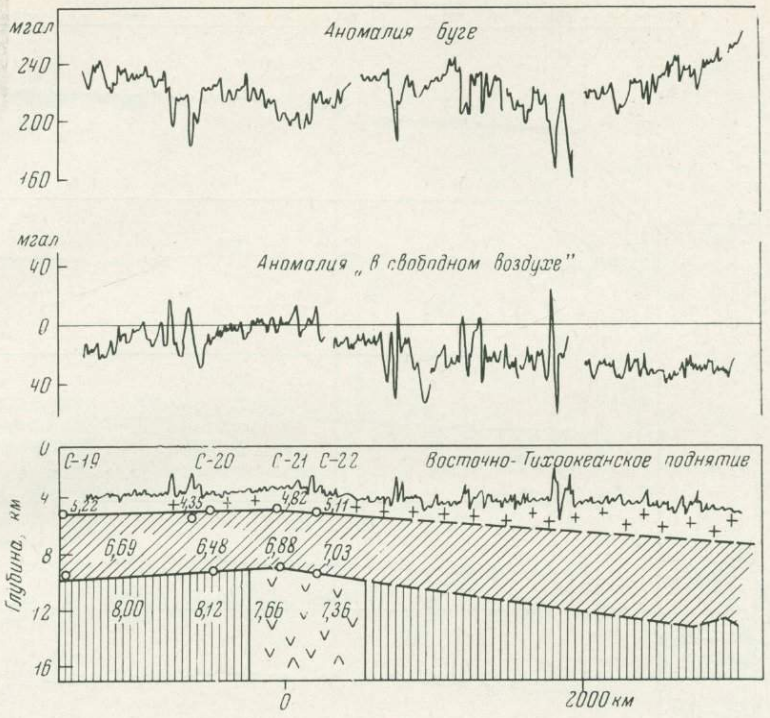


Рис. 80. Разрез земной коры Восточно-Тихоокеанского хребта по данным ГСЗ и гравиметрическим данным (Talwani, Le Pichon, Ewing, 1965)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

Непрерывное сейсмическое профилирование позволило обнаружить чрезвычайно характерную особенность распределения мощностей осадочного покрова Восточно-Тихоокеанского хребта — билатеральную симметрию структуры этого покрова (Talvani, Le Pichon, Ewing, 1965; Burckle, Ewing, Saito, Layden, 1967; Ewing, Ewing, 1967). В осевой зоне хребта мощности осадочного покрова ничтожно малы и зачастую осадки здесь вообще отсутствуют, а в стороны от оси хребта мощности осадков более или менее симметрично возрастают (рис. 80—82). Одновременно было установлено, что в колонках донных осадков по разрезам поперек хребта, по мере удаления от оси его, под слоем четвертичных осадков последовательно появляются горизонты третичных осадков: плиоценовых в верхней части склонов, верхне- и среднемиоценовых в средней части склонов и нижнемиоценовых в нижней части склонов. Такая закономерность возрастания древности осадков в нижних горизонтах осадочного покрова была обнаружена также при бурении на «Гломар Челленджере»: в скважинах 80, 79, 78 и 77 возраст базальных осадков последовательно увеличивался от 21 до 37 млн. лет (Hays, 1970).

Специфическая структура земной коры и верхней мантии была установлена для Восточно-Тихоокеанского хребта путем глубинного сейсмического зондирования (Raitt, 1964). Здесь было обнаружено утоньшение «базальтового» слоя коры до 3,5 *км* в осевой зоне при сохранении обычной для океанической коры мощности «базальтового» слоя порядка 5 *км* в нижней части склонов. Это утоньшение «базальтового» слоя сопровождается подъемом кровли верхней мантии и уменьшением скоростей сейсмических волн на ее поверхности до 7,5 *км/сек*, свидетельствующим о разуплотнении слагающих ее пород. Такое разуплотнение связывается

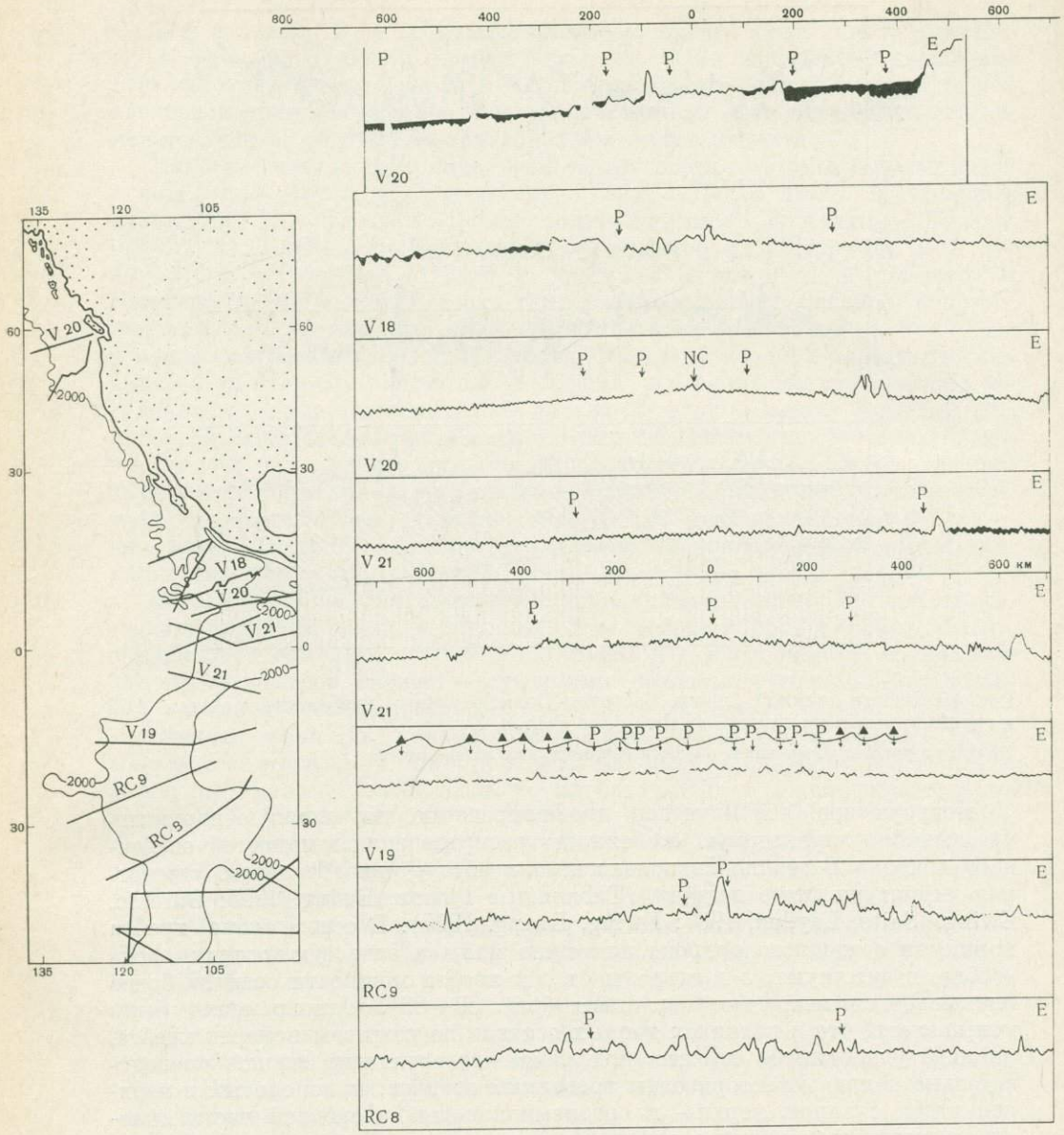


Рис. 81. Билатеральное распределение осадочного покрова на Восточно-Тихоокеанском хребте по данным непрерывного сейсмического профилирования и определений возраста поверхностных осадков (Burckle, Ewing, Saito, Layden, 1967)

Стрелками показаны места взятия колонок. *P* — плейстоценовый возраст осадков, треугольник — плиоценовый. *NC* — обнаженные коренные породы

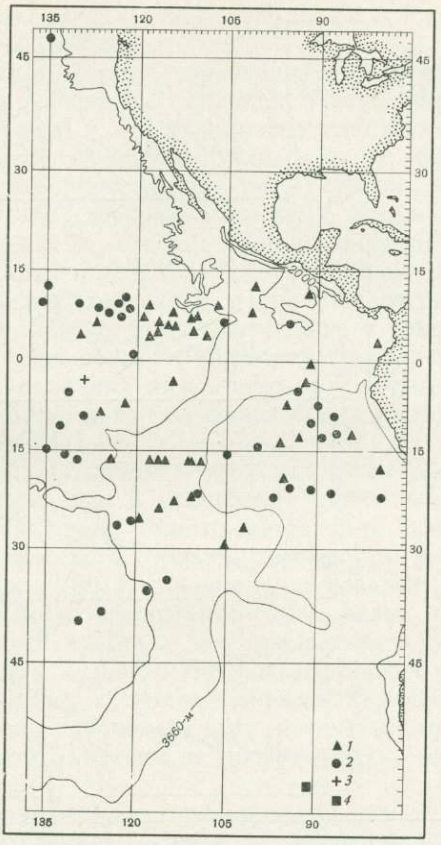


Рис. 82. Билатеральное распределение осадочного покрова на Восточно-Тихоокеанском хребте по результатам определения возраста поверхностных осадков (Burckle, Ewing, Saito, Layden, 1967)

1 — плиоцен; *2* — миоцен; *3* — олигоцен; *4* — эоцен. Гребень хребта оконтурен изобатой 2000 саженей (3660 *м*)

с разогревом вещества верхней мантии, происходящим здесь, судя по наблюдаемым высоким значениям теплового потока (Herzen von, Uyeda, 1963).

Магнитное поле в области Восточно-Тихоокеанского хребта характеризуется ярко выраженными и располагающимися симметрично относительно оси хребта линейными аномалиями (Talwani, Le Pichon, Heirtzler, 1965; Pitman, Herron, Heirtzler, 1968).

3. Поднятие Альбатрос и Калифорнийский залив

Северное звено Восточно-Тихоокеанского поднятия, известное также как *поднятие Альбатрос*, ориентировано в северо-западном направлении. Склоны поднятия очень пологи, и это обстоятельство послужило в свое время основанием к тому, что поднятие называли «плато Альбатрос». Подножия склонов лежат на глубинах порядка 4000 *м*. Ширина поднятия вблизи экватора и к северу от него вновь возрастает до 600—800 миль, но далее к северу поднятие прижимается своим восточным склоном к Центрально-Американскому желобу и суживается примерно до 300 миль близ параллели 15° с. ш. и до 100 миль к югу от м. Корриентес. Свод поднятия к югу от 10-й параллели большей частью лежит на глубинах несколько более 3000 *м* (около 3100—3400 *м*), но отдельные горы и гребни возвышаются над ним на 500—1700 *м*, поднимаясь до глубин 2476, 2150, 2438, 2250, 2480, 2150, 2432, 2871, 1920, 2250, 2050, 2871, 1836, 1752, 2425, 2107 *м*. К северу от 10-й параллели изобата 3000 *м* оконтуривает уже более крупные массивы осевой зоны хребта, свод кото-

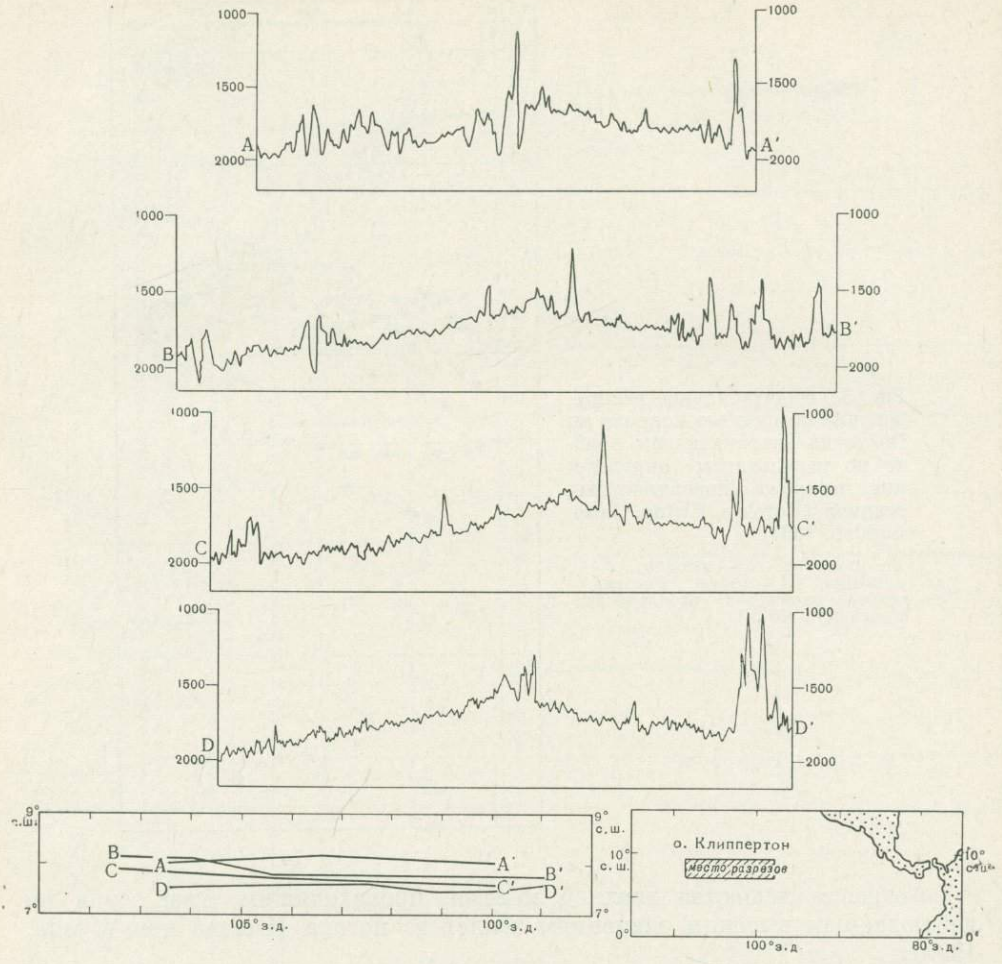


Рис. 83. Профили Восточно-Тихоокеанского хребта в районе к югу от о-ва Клиппертон (Менард, 1966)

рых лежит на глубинах порядка 2700—2800 *м*. В зону хребта мы включаем здесь упоминавшиеся ранее горы Математиков (Menard, Fisher, 1958). Отдельные горы возвышаются на 1000—1500 *м*. Таким образом, высота свода поднятия над окружающими пространствами ложа океана в среднем составляет 1000—1500 *м*.

Рельеф осевой зоны хребта довольно сложный (рис. 83). В южной части к западу от Галапагосских о-вов преобладает грядовый рельеф, связанный, по-видимому, с существованием здесь зоны разлома широтного простирания. Далее к северу с осевой зоной связаны многочисленные подводные гряды и желоба, располагающиеся симметрично относительно оси хребта (Menard, Mammerickx, 1967). Грядовый характер рельефа и характерные линейные магнитные аномалии, присущие срединно-океаническим хребтам, хорошо прослеживаются вплоть до самого горла Калифорнийского залива (Doel, Dalrymple, 1966; Larson, Spiess, 1969). Распределение мощностей осадочного покрова здесь подчинено обычной для срединно-океанических хребтов закономерности: мощность осадков

минимальна, порядка 2 *м*, в осевой зоне шириной около 22 *км* и возрастает до 20 *м* с удалением до 30 *км* от оси хребта.

Топография дна Калифорнийского залива характеризуется узкими отмелями и крутыми сбросовыми обрывами склонов Калифорнийского п-ова, сравнительно широким шельфом и пологими, выровненными осадконакоплением склонами со стороны материкового побережья, системой сбросовых уступов, диагонально пересекающих залив в северо-западном направлении и разделяющих его ложе на ряд замкнутых котловин, глубины в которых порядка 2200—2600 *м* (Rusnak, Fisher, Shepard, 1964). Глубинное строение коры под Калифорнийским заливом близко напоминает строение коры под Восточно-Тихоокеанским хребтом: «гранитно-метаморфический» слой, характерный для коры материкового типа, здесь разорван, под слоем рыхлых осадков залегает непосредственно «базальтовый» слой коры мощностью 6 *км*, а под ним отмечается поднятая поверхность разуплотненных мантийных пород со скоростями сейсмических волн порядка 7,8 *км/сек* (Philips, 1964).

Уже давно высказываются представления о происхождении Калифорнийского залива в результате сдвиговых и разрывных движений Калифорнийского п-ова по системе разломов. Эти представления обосновываются большим сходством геологического строения восточного и западного побережий залива (Hamilton, 1961). Дальнейшее развитие таких представлений дается в свете идей о расширении дна океана в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта и его продолжения под материком Северной Америки (Rusnak, Fisher, 1964; Larson, Menard, Smith, 1968; Normark, Curray, 1968). Вопрос о времени образования Калифорнийского залива является пока еще спорным в силу известных противоречий между данными материковой геологии и построениями, основанными на гипотезе Вайна — Мэттьюза.

В свете представлений о продолжении тектонической системы георифтогенального Восточно-Тихоокеанского хребта к северу через горло Калифорнийского залива следует рассматривать всю область дна к западу от берегов Калифорнийского п-ова и берегов Калифорнии, включая подводную окраину материка с ее шельфом и материковым склоном, и ложе океана до известных пределов к западу в качестве западного склона срединно-океанического георифтогенального хребта Тихого океана. Если такой подход правилен, то данные о весьма своеобразном грядовом характере рельефа так называемого Калифорнийского бордерленда (Emery, 1960; Uchupi) и о глубинном строении коры и мантии, близком к строению коры и мантии срединно-океанического хребта (Raitt, Shor, 1958), займут место в общем ряду фактов, характеризующих мобильный внутриокеанический пояс Тихого океана как единую тектоническую систему (см. рис. 137—140 в главе седьмой).

4. Продолжение мобильного внутриокеанического пояса к северу от Калифорнии

К северу от Калифорнии продолжение мобильного внутриокеанического пояса Тихого океана лежит в пределах так называемой провинции Гряд и желобов (Менард, 1966). Обладающая наиболее сложным рельефом осевая, рифтовая зона этого пояса прослеживается в двух горных хребтах — Горда и Хуан-де-Фука (иногда последний называют также хребтом Горда), разделяемых зоной разлома Бланко. Внимание на эти хребты, как на вероятное продолжение тектонической системы Восточно-Тихоокеанского хребта, было впервые обращено Харли (Hurley, 1960) и Менардом (Menard, 1964) на основе анализа геоморфологических и сейсмологических данных. Они указали, что хребты Горда и Хуан-де-Фу-

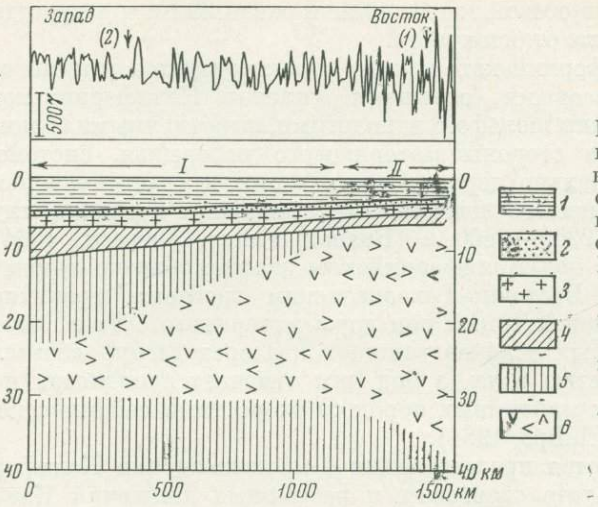


Рис. 84. Строение земной коры и верхней мантии самой северной части Восточно-Тихоокеанского хребта — в районе к северу от зоны разлома Мендосино (Talwani, Le Pichon, Heirtzler, 1965)

1 — водная толща; *2* — осадочный покров; *3* — второй слой; *4* — «базальтовый» слой; *5* — мантия нормальной плотности; *6* — мантия аномальной плотности. Тепловой поток: *I* — слабый или нормальный; *II* — сильный

ка имеют типичный для срединно-океанических хребтов грядовый рельеф и что с осевой зоной этих хребтов совпадает пояс высокой сейсмической активности. Затем было обращено внимание на то, что характер магнитных аномалий хребта Хуан-де-Фука чрезвычайно близок к наблюдаемому над остальными частями планетарной системы срединно-океанических хребтов (Talwani et al., 1965) (рис. 84, 85).

Рельеф хребтов Горда и Хуан-де-Фука был детально исследован в ряде экспедиций, одновременно была изучена структура линейных аномалий магнитного поля и поля силы тяжести (MacManus, 1964, 1965, 1967; Menard, Mammerickx, 1967, Melson, 1969). Эти исследования

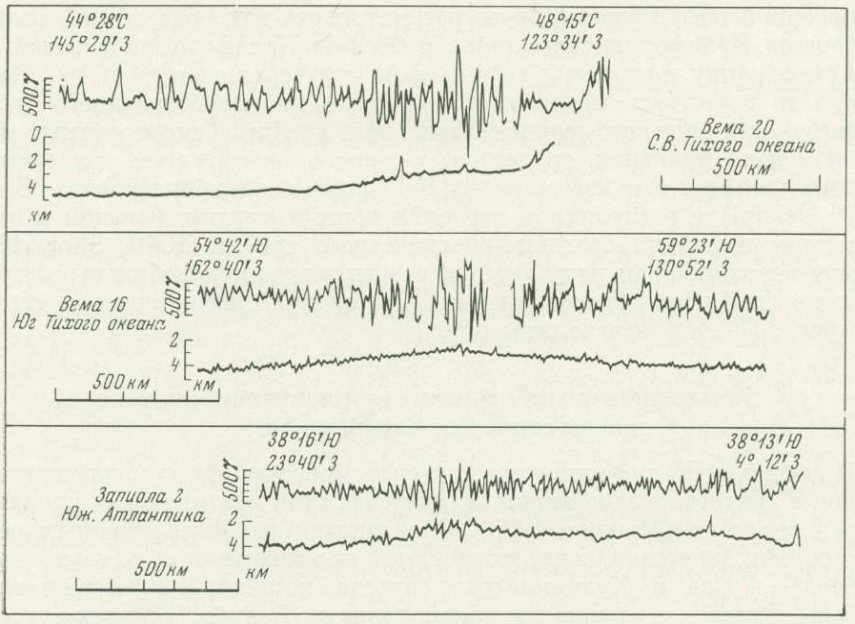


Рис. 85. Характерные профили рельефа и аномального магнитного поля Восточно-Тихоокеанского хребта в сравнении с профилями Срединно-Атлантического хребта (Talwani, Le Pichon, Heirtzler, 1965)

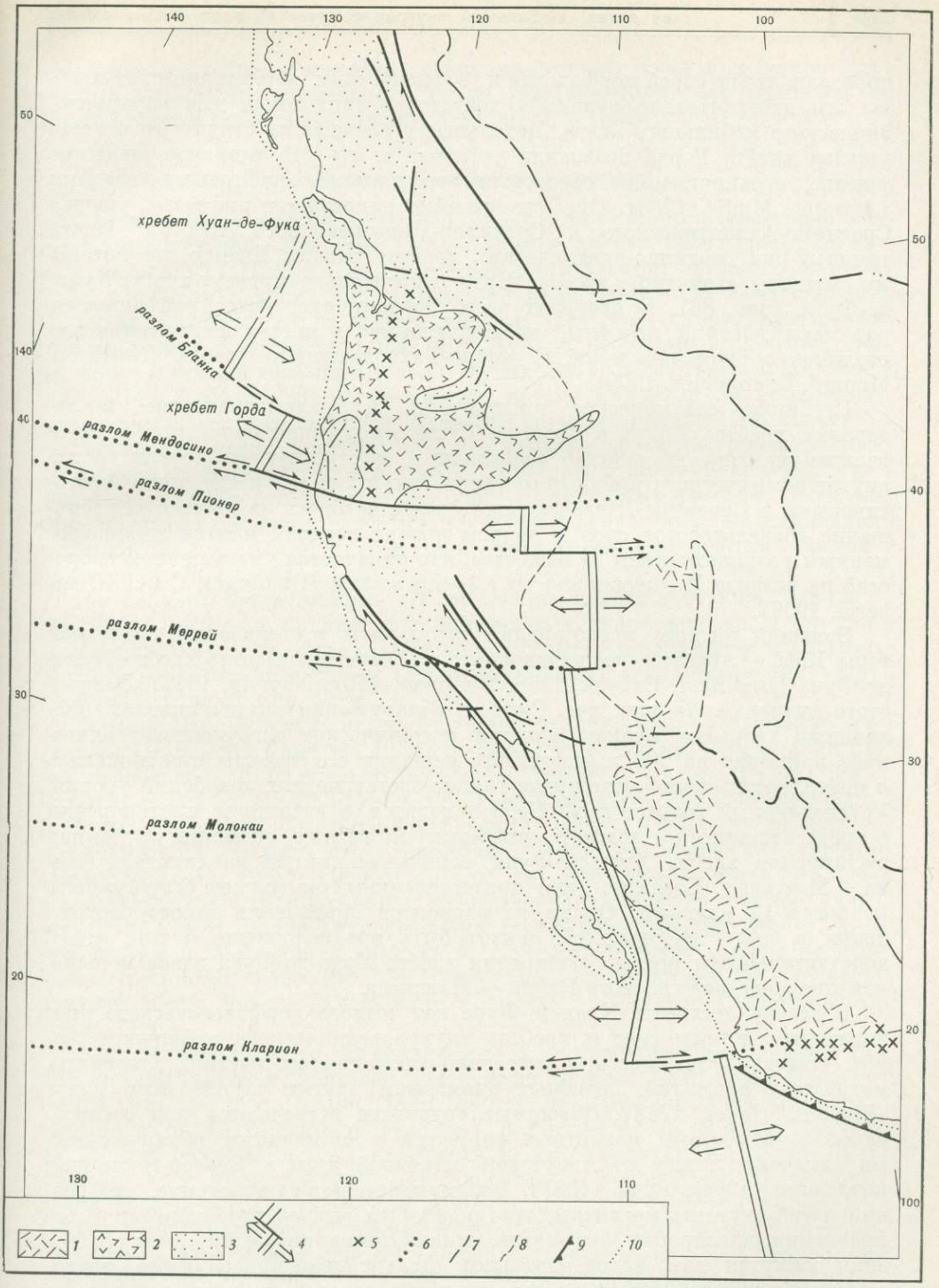


Рис. 86. Трансформирующие разломы и смещения по ним блоков литосферы в северной части рифтогенальной системы Восточно-Тихоокеанского хребта (Hamilton, Myers, 1968)

1 — известково-щелочное вулканическое поле; *2* — кайнозойский вулканический покров; *3* — мезозойская кристаллическая терраса; *4* — рифтовая зона, рифтовое ущелье и трансформирующие разломы; *5* — вулканы; *6* — трансформирующие разломы; *7* — изогипса 1 *км*; *8* — восточная граница структуры гряд и котловин; *9* — глубоководный краевой океанический желоб; *10* — подножие материкового склона

показали, что по своей морфологии и геофизическим характеристикам хребты эти действительно являются достаточно типичными для внутриокеанического мобильного пояса. Детальные исследования структуры осевого ущелья хребта Горда позволили установить, что это типичное рифтовое ущелье, ограничиваемое сбросовыми уступами и рифтовыми грядами (Atwater, Mudie, 1968). Оно чрезвычайно напоминает рифтовые ущелья Срединно-Атлантического и Срединно-Индоокеанского хребтов. Также типичен для срединно-океанических хребтов разлом Бланко, по которому смещены структуры хребта Горда относительно структур хребта Хуан-де-Фука (рис. 86). В пределах этого разлома отмечается рой эпицентров землетрясений, подобный наблюдающимся в местах пересечения зон разломов с рифтовой зоной Восточно-Тихоокеанского хребта (Northrop, Menard, Duennebier, 1968).

Глубинное сейсмическое зондирование и гравиметрические исследования хребтов Горда и Хуан-де-Фука обнаружили структуру коры и верхней мантии, совершенно аналогичную со структурами других частей внутриокеанического мобильного пояса Тихого океана и Срединно-Атлантического и Срединно-Индоокеанского хребтов. Здесь наблюдаются утоньшение «базальтового» слоя и подъем кровли верхней мантии с одновременным разуплотнением ее вещества, что отмечается уменьшением скоростей на разделе Мохоровичича до 7,2—7,5 *км/сек* (Dehlinger, Cokch, Gemperla, 1968).

Большой интерес представляют результаты исследований подводной горы Кобб — вулкана, расположенного на западном склоне хребта Хуан-де-Фука (Budinger, Enbysk, 1958; Budinger, 1967; Nayudu, 1962). Возраст этого вулкана — 27 млн. лет. Судя по обнаруженным на его склонах абразионным террасам, вулкан испытал тектоническое погружение в олигоцене примерно на 900 *м*, после чего вершина его трижды приближалась к поверхности океана вследствие гляцио-эвстатических колебаний уровня. Установленный возраст горы Кобб находится в известном противоречии с представлениями о возрасте линейных магнитных аномалий и темпах расширения хребта Хуан-де-Фука, основывающимися на гипотезе Вайна — Мэттьюза. Согласно этим представлениям, он должен был бы быть не более 12 млн. лет. Одним из вариантов объяснения такого расхождения в возрасте горы Кобб может быть предположение о том, что в действительности темпы расширения хребта Хуан-де-Фука вдвое меньше, чем предполагает гипотеза Вайна — Мэттьюза.

К северу от хребта Хуан-де-Фука нет четкого морфологического продолжения системы гряд и хребтов внутриокеанического мобильного пояса. Вместе с тем здесь установлено продолжение системы линейных магнитных аномалий, подобных аномалиям других частей этого пояса (Pittman, Hayes, 1968). Известные трудности встречаются при согласовании этой системы магнитных аномалий с аномалиями, обнаруженными западнее, к югу от Алеутской островной дуги в Северо-Восточной котловине (Elvers et al., 1967). Высказывается предположение, что резкий изгиб системы магнитных аномалий был вызван изменениями в направлении расширения дна океана, однако применяемые при этом построения кажутся нам маловероятными. Дальнейшее продолжение тектонической системы Тихоокеанского внутриокеанского мобильного пояса в северном или западном направлениях представляется нам пока еще неясным. Весьма вероятно, что такого продолжения может и не быть, Продолжение этой тектонической системы в западную часть океана, исходя только из данных о существовании там системы линейных магнитных аномалий, кажется нам также необоснованным,— с нашей точки зрения, правильнее предполагать для этих аномалий иную природу, чем природа аномалий срединно-океанических хребтов. Вместе с тем к восто-

ку от Восточно-Тихоокеанского хребта отходят два более или менее очевидных ответвления мобильного пояса: Западно-Чилийское поднятие и Галапагосское поднятие с хребтами Карнеги и Кокос.

5. Западно-Чилийское поднятие

Западно-Чилийское поднятие, по мнению многих исследователей, является ответвлением Восточно-Тихоокеанского хребта. Оно отходит от него в районе о-ва Пасхи в юго-восточном направлении, примерно на п-ов Тайтао побережья Чили, протягиваясь почти на 1200 миль. Гребень этого поднятия возвышается до глубин порядка 3000 *м* и оконтуривается на большем своем протяжении изобатой 3500 *м*. Вершины отдельных гор на этом поднятии возвышаются до глубин 2432, 2652, 2603, 2526, 2840, 2068, 2743, 2794 и 2831 *м*. В среднем высота поднятия над прилегающими пространствами ложа оказывается при этом порядка 1500. Западно-Чилийское поднятие характеризуется сложным рельефом, представляющим собой сочетание гряд и желобов. Характер этого рельефа очень сходен с характером расчленения срединно-океанических хребтов. В осевой зоне поднятия отмечена глубокая и широкая депрессия с максимальной глубиной 4631 *м*, в известной мере сходная с осевыми рифтами срединно-океанических хребтов.

По данным непрерывного сейсмического профилирования, Западно-Чилийское поднятие практически лишено осадочного покрова, и это свидетельствует о его сходстве с Восточно-Тихоокеанским хребтом и другими частями планетарной системы георифтогенальных срединно-океанических хребтов (Ewing, Ewing, 1970).

Западно-Чилийское поднятие является сейсмически чрезвычайно активным (Barazangi, Dorman, 1969) и в его пределах отмечены эпицентры землетрясений с относительно небольшой глубиной очага (Sykes, 1963; Гутенберг, Рихтер, 1948; Рихтер, 1963). Сейсмичность Западно-Чилийского поднятия дала в свое время основания Юингу и Хейзену высказать предположение о связи его с системой срединно-океанических хребтов (Ewing, Heezen, 1956). Однако до сих пор еще неясна морфология северо-западной части поднятия и существование морфологической связи между ним и Восточно-Тихоокеанским поднятием в районе 100° з. д. и между 34-й и 36-й параллелями ю. ш. Сейсмологические данные по изучению групповых скоростей волн Рэлея свидетельствуют все же о существовании связи Западно-Чилийского поднятия с Восточно-Тихоокеанским (Santo, 1963).

Высказывается также предположение о возможной связи Западно-Чилийского поднятия с рифтовой зоной моря Скотия. При этом предполагается, что эта связь не является прямой, а нарушена горизонтальным сдвигом меридионального направления, развитым вдоль окраины материка Южной Америки. Следует отметить, что такая связь может быть принята как гипотетическая, нуждающаяся в дальнейшем обосновании более надежными фактическими данными. Следует заметить также, что вопрос о тектонической природе Западно-Чилийского поднятия приходится считать до сих пор еще не решенным,— ответвление ли это рифтовой зоны или активный трансформирующий разлом, еще недостаточно ясно.

6. Хребты Карнеги и Кокос

Хребты Карнеги и Кокос составляют восточную часть срединно-океанического хребта в районе экватора (рис. 87). Это довольно широкие глыбовые хребты, оконтуриваемые изобатой 3000 *м*. Гребни их поднимаются до глубин порядка 2000—2500 *м*, но весьма неровны, и поэтому наимень-

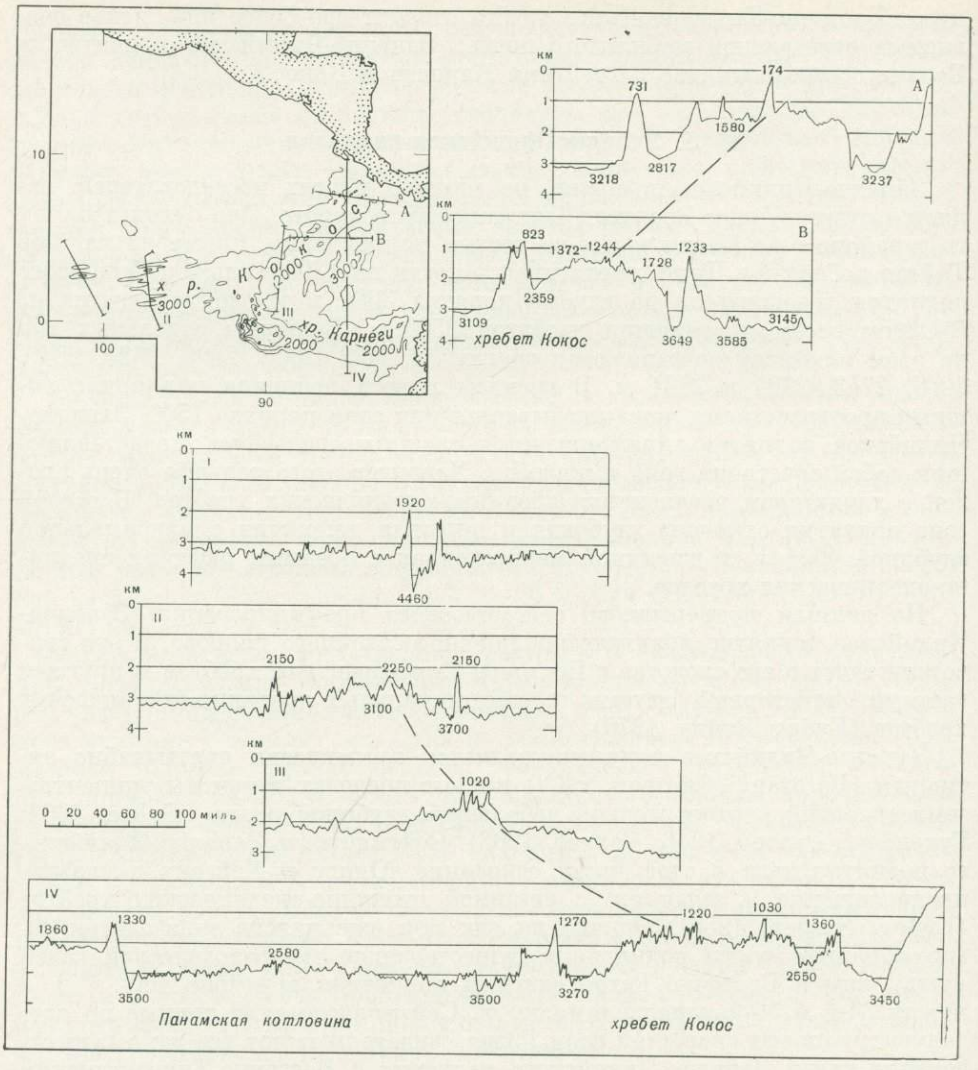


Рис. 87. Профили хребтов Кокос и Карнеги и заключенной между ними Панамской котловины

шие глубины над ними колеблются в широких пределах. Наиболее высокие вершины этих хребтов поднимаются над водой в виде о-вов Галапагос (о-ва Кулпеппер, Уэнман, Хеновеса, Фернандина, Исабель, Сан-Кристобаль и др.), а также в виде одиночного о-ва Кокос. Ширина валов Кокос и Карнеги в основании около 150 миль, а протяженность их — до 600 миль. Между этими валами заключена *Панамская котловина,* обладающая весьма сложным рельефом дна, с узкими желобами глубиной до 3657, 4201 и 4233 *м*, и поднятиями высотой в несколько сотен и даже в 2000—3000 *м*, с глубинами над вершинами всего в несколько десятков метров или даже нескольких метров (например, 3, 128, 124 *м*). Вершина одного из поднятий образует о. Мальпело. Весь этот район сложного рельефа, включая валы Карнеги и Кокос с заключенной между ними Панамской котловиной, является областью высокой сейсмической активности (Barazangi, Dorman, 1969) и высоких значений потока тепла

из недр Земли (Herzen, Uyeda, 1963). Уже одно это обстоятельство наводило на мысль о возможности рассматривать тектоническую систему хребтов Кокос и Карнеги с заключенной между ними Панамской котловиной в качестве ветви мобильного внутриокеанического пояса. Однако в последнее время исследования аномального магнитного поля дали еще более убедительную основу для таких представлений: в пределах Галапагосского поднятия и системы хребтов Кокос и Карнеги и Панамской котловины была выявлена обычная для срединно-океанических хребтов картина симметрично расположенных линейных магнитных аномалий (Herron, Heirtzler, 1968; Raff, 1968). Бурение в Панамской котловине подтвердило представления об относительной молодости ее коры: скважина прошла 254 *м* осадков плейстоцена и плиоцена, подстилаемых базальтовыми лавами верхнемиоценового возраста (Hays, 1970).

Вероятно, Панамская котловина представляет собой тектоническое образование, сходное со впадинами Калифорнийского и Аденского заливов. Она развилась, видимо, на месте прежнего материкового массива, существовавшего в виде выступа материка Южной Америки и разрушенного затем в ходе георифтогенального процесса. Признаки существования в прошлом такого материкового выступа отмечаются в данных наземной геологии (Ruegg, 1960), ими могут служить также данные биогеографии о былых связях фауны Галапагосских о-вов с Южной Америкой.

7. Общие особенности тектоники

Рассматривая отдельные звенья мобильного внутриокеанического пояса Тихого океана, мы уже обращали внимание на ряд особенностей их морфологии, глубинной структуры и физических полей, свидетельствующих о их тектоническом сходстве. Здесь мы вновь напомним об этих особенностях, характеризующих мобильный пояс в целом.

О подвижности, тектонической активности пояса свидетельствует высокая сейсмическая активность. За последнее время накоплены многочисленные данные о распределении эпицентров землетрясений на всем протяжении его от Новозеландского прохода до Аляскинского залива и в боковых его ответвлениях (Коган, Пасечник, Султанов, 1959; Рихтер, 1963; Barazangi, Dorman, 1969). Высокая точность определений места эпицентров новейшими методами (с погрешностью не болеее ± 10 *км*) делает возможным хорошее сопоставление сейсмологических данных с морфологией хребта. Все землетрясения внутриокеанического мобильного пояса являются мелкофокусными — глубина очага их не более 30 *км*. Магнитуда землетрясений — от 5 до 6. Наибольшая часть землетрясений располагается в осевой, рифтовой зоне хребта шириной менее 50 *км*. Вместе с тем в ряде мест наблюдаются рои эпицентров и ряды, простирание которых направлено поперек основного простирания хребта. Так, рой эпицентров отмечается в районе к югу от Тасманова моря. Ряд эпицентров, ориентированный вкрест простирания хребта, виден вдоль хребта о-ва Маккуори. Большое число эпицентров располагается вдоль зоны разлома Элтанин. Множество эпицентров лежит на боковых ветвях мобильного пояса — на Западно-Чилийском поднятии и в Панамской котловине. Рои эпицентров, как правило, приурочены к районам пересечения рифтовой зоны поперечными трансформирующими разломами. При этом наиболее активными в сейсмическом отношении являются участки разломов между смещенными относительно друг друга отрезками рифтовой зоны. Предполагается, что именно здесь смещения плит имеют противоположное направление и интенсивность напряжений, возникающих в литосфере, оказывается наибольшей. За пределами же этих частей смещения по разломам менее интенсивны, будучи одинаково направленны-

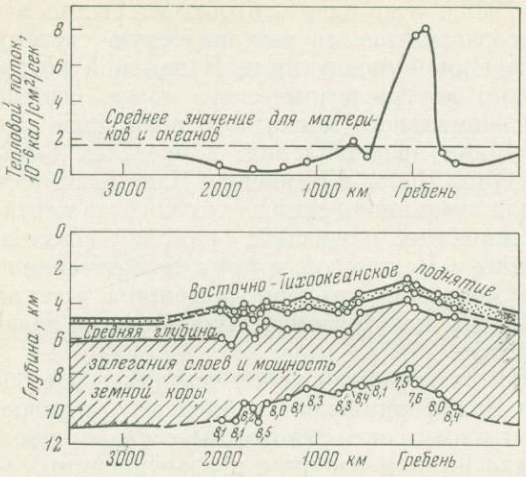


Рис. 88. Разрез земной коры и профиль интенсивности теплового потока в районе Восточно-Тихоокеанского хребта (Менард, 1966)

Скорость сейсмических волн на разделе Мохоровичича обозначена в *км/сек*

ми и различаясь только по темпам и во времени (Menard, 1960; Isaacks, Oliver, Sykes, 1968).

Сейсмологические данные, основанные на изучении групповых скоростей для волн Рэлея, привели к выводу об особой структуре коры и верхней мантии под Восточно-Тихоокеанским поднятием: об относительно малой мощности коры и низких скоростях волн в мантии (Santo, 1963).

Результаты сейсмического зондирования показывают, что кора Восточно-Тихоокеанского поднятия состоит из осадочного покрова, сложенного рыхлыми неуплотненными осадками, ниже располагается так называемый «второй», или «надбазальтовый», слой, слагаемый предположительно уплотненными осадками и изверженными породами, и еще ниже залегает «базальтовый» слой. Таким образом, по составу основных слоев кора Восточно-Тихоокеанского поднятия подобна нормальной океанической коре, подстилающей равнинные пространства ложа океана. Однако в мощностях коры и по свойствам подстилающей ее мантии отмечаются серьезные различия.

Результаты сейсмического зондирования показывают, что мобильный внутриокеанический пояс Тихого океана в структуре земной коры представляет собой сводовое поднятие базальтового слоя и верхней мантии (Raitt, 1956, 1964; Woollard, 1959; Dehlinger, Cokch, Gemperla, 1968) (рис. 88). При этом поднятие кровли верхней мантии имеет несколько бóльшую высоту, чем поднятие кровли базальтового слоя коры и поднятие поверхности дна. Это связано с тем, что кора, подстилающая осевую зону поднятия, несколько тоньше, чем на склонах и обычная океаническая кора окружающих пространств. Средняя мощность базальтового слоя коры в Тихом океане, по данным Райтта, составляет 4,9 *км*. В то же время мощность базальтового слоя коры под осевой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия всего 3,7—3,8 *км*, т. е. примерно на 1—1,5 *км* тоньше. Суммарная мощность осадочного и надбазальтового слоев составляет примерно 1 *км*. Суммарная мощность коры в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия сокращена до 4,5—2,0 *км* по сравнению с 6 *км* в области окружающих пространств ложа океана, т. е. на 1,5—4,0 *км* меньше.

Поднятие кровли верхней мантии под узкой осевой зоной хребта сопровождается уменьшением скоростей сейсмических волн до 7,5 *км/сек* (по сравнению со скоростями порядка 8,0—8,5 *км/сек*, характерными для мантии под нормальной океанической корой).

Скорость сейсмических волн порядка 7,2—7,4 *км/сек* примерно соответствует тем значениям, которые можно было бы наблюдать в веществе мантии, если бы оно было поднято на поверхность Земли. Это дает основание высказывать предположение, что в области Восточно-Тихоокеанского поднятия вещество мантии оказывается поднятым непосредственно к поверхности Земли.

Восточно-Тихоокеанскому поднятию соответствует пояс аномально высоких значений теплового потока из глубин Земли. Если нормальные значения теплового потока для ложа океана в среднем равны 1,2—1,4·10^{-6} *кал/см*^{2}·*сек*, то в области Восточно-Тихоокеанского поднятия значения теплового потока возрастают в 2—7 раз. При этом в пределах широкого пояса, шириной от 100 до 550 миль, наблюдаются в общем умеренно повышенные значения, превышающие 1,4·10^{-6} *кал/см*^{2}·*сек*. В пределах этого пояса наблюдаются также две узкие (шириной 30—50 миль) зоны, в которых значения теплового потока достигают исключительно высоких значений — от 4,0 до 8,0·10^{-6} *кал/см*^{2}·*сек*. Эти зоны аномально высоких значений отстоят друг от друга на 50—80 миль.

Рассматривая причину связи широкого пояса повышенных значений теплового потока из глубин Земли с Восточно-Тихоокеанским поднятием, ряд авторов пришли к заключению о существовании в веществе мантии Земли конвекционных ячеек, переносящих тепло из глубин Земли. Восходящие ветви этих ячеек располагаются под хребтом и вызывают усиленный приток тепла (Bullard, Maxwell, Revell, 1956) (рис. 89, 90). Было высказано также предположение, что гребню хребта соответствует ось зоны дивергенции восходящих конвекционных течений вещества мантии и растяжения коры. Вместе с тем существование узких локальных зон наиболее высоких значений теплового потока не может быть объяснено непосредственным действием конвекции вещества мантии планетарных масштабов. Предполагается, что эти зоны скорее всего отмечают сущест-

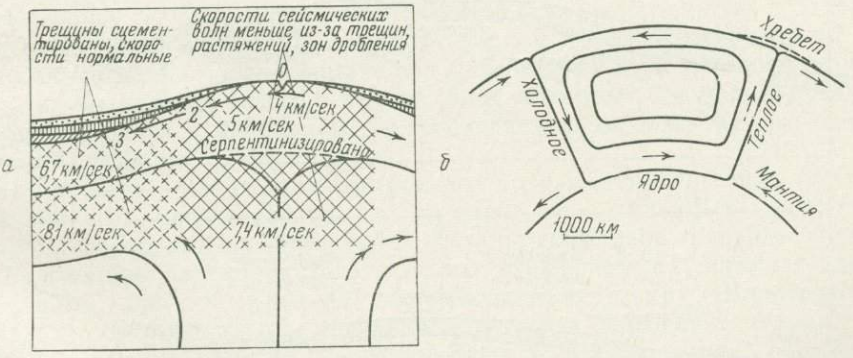


Рис. 89. Происхождение Срединно-океанического хребта в результате конвекционных движений веществ мантии и его серпентинизации по гипотезе Хесса (Hess, 1962; Хизен, 1966)

а — разрез коры и мантии в области Срединно-океанического хребта; *б* — схема конвекционной ячейки в мантии Земли. Восходящий поток вещества в конвекционной ячейке, располагающийся под гребнем хребта, доставляет к поверхности глубинное вещество мантии. У поверхности оно серпентинизируется, образуя слои пород со скоростями сейсмических волн 5 и 4 *км/сек*. Затем конвекция смещает эти породы в горизонтальном направлении. В результате десерпентинизации и заполнения трещин скорости сейсмических волн в них возрастают до обычных в «базальтовом» слое коры значений 6,7 *км/сек*. В то же время по мере остывания пород, залегающих ниже уровня серпентинизации, скорости сейсмических волн возрастают в них от 7,4 до 8,1 *км/сек*, т. е. обычных высоких значений, характерных для кровли мантии

вование либо расплавленных магматических тел, поддерживаемых за счет притока вещества из глубоких недр, либо остывающие интрузии или протрузии. Кровля этих горячих тел, имеющих мантийное происхождение, должна лежать на глубине порядка 10 *км* (т. е. в верхней мантии), а их ширина должна быть порядка нескольких десятков километров (Herzen, Uyeda, 1963).

Замечательной особенностью строения коры внутриокеанического мобильного пояса является билатеральная симметрия мощностей осадочного покрова, практически отсутствующего в рифтовой зоне и возрастающего по мощности с удалением от нее (Ewing, Ewing, Aitken, Ludwig, 1968; Ewing, Ewing, 1970; Burckle, Ewing, Saito, Layden, 1967) (рис. 91). Замечательно также последовательное увеличение возраста нижних горизонтов осадочной толщи, отмечаемое как в колонках, полученных грунтовыми трубками (Burckle, Ewing, Saito, Layden, 1967), так и по результатам бурения (MacManus, Burns, 1969; Hays, 1970).

К числу наиболее замечательных особенностей геофизических явлений, связанных со срединно-океаническими хребтами вообще и с мобильным внутриокеанским поясом Тихого океана в частности, относится существование системы ритмично чередующихся полос магнитных аномалий, располагающихся симметрично относительно оси хребта (Talwani et al., 1965; Wilson, 1965; Heirtzler et al., 1968; Pittman et al., 1968; Menard, Mammerickx, 1967). Такие линейные аномалии уже прослежены сейчас на огромном протяжении, а там, где они не обнаруживаются с помощью обычных, буксируемых у поверхности воды магнетометров, они выявляются с помощью придонных магнетометров (Larson, Spiess, 1969; Luyendyk, Mudie, Harrison, 1968). В вопросе о происхождении этих линейных аномалий еще много неясного.

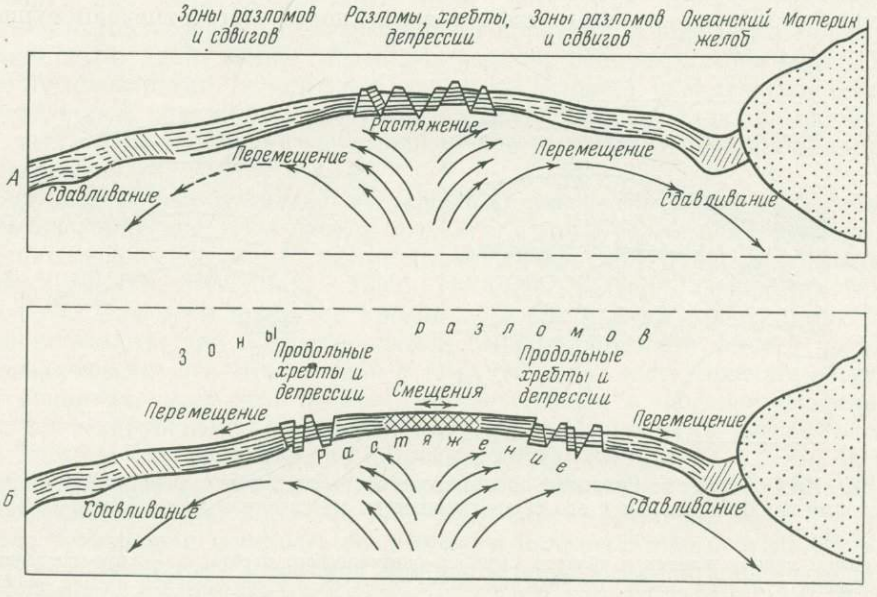


Рис. 90. Схема происхождения рельефа и структуры срединно-океанических хребтов в результате конвекционных движений вещества мантии (Менард, 1966)

А — образование рифтовых зон в области растяжения в осевой части хребта и перемещение блоков коры, ограничиваемых трансформирующими разломами, на склонах хребта; *Б* — образование рифтовых зон на склонах хребта. Перемещение блоков коры в стороны за пределами рифтовых зон. В осевой части хребта смещения меньшего масштаба, чем на склонах

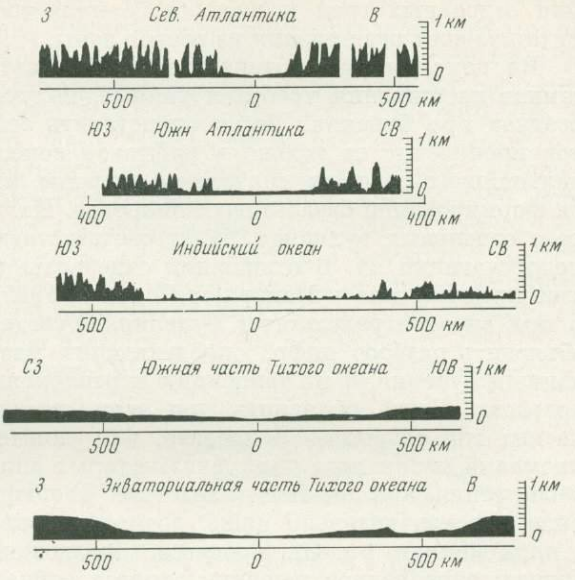


Рис. 91. Распределение мощностей осадочного покрова на поверхности срединно-океанических хребтов в зависимости от расстояния от оси хребта по данным непрерывного сейсмического профилирования (Ewing, Ewing, 1967)

Нижний график — обобщенный для трех разрезов. В восточной стороне его закономерное возрастание мощностей осадочного покрова осложнено наличием трансформирующего разлома или структур Галапагосских о-вов

Согласно гипотезе Вайна — Мэттьюза, образование их связано с излияниями базальтовых лав в зияющей рифтовой трещине в осевой зоне расширяющихся срединно-океанических хребтов. Застывающая лава фиксирует при этом полярность магнитного поля Земли, существующую в момент излияния. Раздвижение плит коры срединно-океанических хребтов ведет к разрыву базальтовых даек рифтового ущелья и образованию серии базальтовых полос, симметрично располагающихся по обеим сторонам рифтовой зоны на склонах хребтов, и вызванных ими полос магнитных аномалий. Движение коры подобно лентам двух гигантских магнитофонов, хранящих в себе запись истории магнитного поля Земли. Основываясь на этих представлениях и учитывая изученную в лавовых потоках суши и в колонках донных осадках хронологию инверсий полярности магнитного поля Земли, ряд упомянутых выше авторов определяют гипотетический возраст характерных линейных аномалий и темпы расширения коры в мобильном внутриокеаническом поясе Тихого океана равными примерно 4,5 *см* в год.

Нам кажется, что в таких построениях содержится серьезная ошибка. Прежде всего, представление о формировании линейных магнитных аномалий в результате образования базальтовых даек в рифтовой трещине довольно далеко от того, что мы наблюдаем в рифтовых зонах, где земная кора имеет сложную мозаичную структуру (Виноградов и др., 1969). Эта мозаичная структура в целом и определяет наличие линейных аномалий, хорошо коррелируемых с рельефом дна, образованным блоками различных горных пород,— как базальтами, так и серпентинитами и серпентинизированными лишь частично перидотитами,— покрытых базальтовыми лавовыми потоками различного возраста. Образование магнитных аномалий является, видимо, следствием весьма сложного процесса, и трудно предположить, что возраст аномалий строго последователен.

Симметрия расположения аномалий сама по себе не может служить доказательством последовательности их образования, последовательности их хронологии, она служит лишь доказательством расширения, идущего из осевой зоны. Точно так же симметрия морфологии хребтов не может служить доказательством хронологической последовательности образова-

ния отдельных гряд и желобов, а является лишь свидетельством развития за счет расширения из осевой зоны.

Не кажутся нам убедительными доказательствами верности расчета темпов расширения хребта и данные, полученные о возрасте базальных осадков при бурении. Легко представить себе, что выплавление базальтов происходит не только в рифтовой зоне, а продолжается и по мере дальнейшего раздвижения плит в стороны, и, следовательно, продолжается формирование базальтовых покровов. Их возраст при этом, как и возраст отдельных вулканов, будет соответственно моложе, чем фундамент, подстилающий их. В отношении отдельных вулканов такая возможность уже предполагалась Менардом (Menard, 1969), и ее следует иметь в виду и при анализе результатов бурения. В свете таких представлений легко объяснить разброс цифр, определяющих возраст базальных осадков по данным бурения, и их тенденцию к отклонению в сторону более молодого возраста. Легко объяснить при этом, что возраст некоторых вулканических гор оказывается древнее, чем гипотетический возраст линейных аномалий магнитного поля, близ которых они находятся (г. Кобб). Темпы расширения дна океана вследствие георифтогенального процесса, по-видимому, значительно ниже, возможно, вдвое ниже, чем определяемые с применением модели процесса, предложенной Вайном и Мэттьюзом. Однако однозначное решение вопроса сейчас еще невозможно. Бурение сквозь верхние горизонты не только осадочного покрова, но и базальтового покрова коры до глубинных горизонтов габбровых и серпентинито-перидотитовых толщ сможет, как нам кажется, дать однозначный ответ о действительном возрасте магнитовозмущающих тел, о возрасте коры и темпах ее расширения.

Характер рельефа в пределах системы срединных хребтов Тихого океана и результаты драгировок свидетельствуют об исключительно широком развитии здесь вулканизма (Bonatti, 1968). Все острова, располагающиеся на хребте и являющиеся вершинами его отдельных пиков, имеют вулканическое происхождение. Таковы упоминавшиеся выше о-ва Маккуори, Скотта и Баллени, лежащие в юго-западной части хребта, и о-ва Пасхи и Сала-и-Гомес в районе 27-й параллели ю. ш. Остров Пасхи образован тремя слившимися вулканами. Лавы этих вулканов, подобно лавам всех вулканических островов Тихого океана, имеют оливиново-базальтовый состав, но, вместе с тем, в отличие от большинства островов, содержат некоторые количества кислых лав, андезита и кремнисто-щелочного риолита и не содержат нефелина. Это рассматривается как результат дифференциации основной магмы и ее кристаллизации (Engel, Engel, 1964). Остров Сала-и-Гомес сложен оливиновыми базальтами (Fisher, Norris, 1960). Судя по морфологическим данным, вся область срединных хребтов Тихого океана представляет собой область сплошного вулканизма с преобладанием вулканических сооружений грядового типа, с ориентировкой гряд преимущественно вдоль основных простираний хребтов или, реже, вдоль пересекающих их линий поперечных разломов.

Широкое развитие проявлений вулканизма в области Тихоокеанского георифтогенального пояса было подтверждено бурением. Почти во всех скважинах, пробуренных в его пределах, были достигнуты базальтовые лавовые покровы.

В рифтовых зонах Срединно-Атлантического и Срединно-Индоокеанского хребтов в последние годы получены многочисленные признаки подъема к поверхности и обнажения на дне глубинных ультраосновных пород мантийного происхождения (Виноградов и др. 1963; Udintsev,Dmitriev, 1970). Однако в пределах мобильного внутриокеанического пояса Тихого океана выходы ультраосновных пород непосредственно на поверх-

ности дна до сих пор обнаружены не были, все образцы магматических пород, полученных здесь, представлены исключительно базальтами и габбро (Энгель, Энгель, 1968; Bonatti, 1968). Вместе с тем имеется ряд геохимических данных, свидетельствующих о том, что и здесь происходят подъем глубинного вещества, гидротермальная деятельность и дегазация мантии в рифтовых зонах. Вдоль оси Восточно-Тихоокеанского хребта отмечается высокая концентрация бария, содержащегося в осадках и выносимого из глубин мантии (Arrhenius, 1966). Осадки осевой зоны этого хребта обогащены также железом, марганцем, медью, хромом, никелем и свинцом, поступающими из глубин мантии в результате ее дегазации и благодаря протекающим здесь гидротермальным процессам (Bostrom, Peterson, 1966). В осевой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта отмечено повышенное содержание изотопа Ge-3, поступающего в воды океана только из мантии Земли (Suess, Wanke, 1965). Таким образом можно

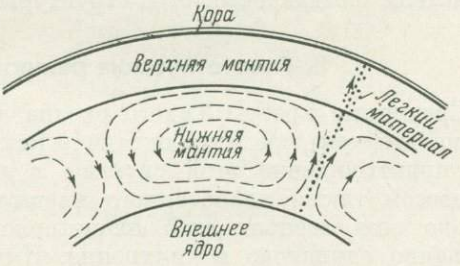


Рис. 92. Возможное распределение движений, связанных с гравитационной конвекцией, в мантии Земли (Артюшков, 1968)

думать, что процесс поднятия глубинного вещества мантии в рифтовой зоне Тихоокеанского георифтогенального пояса идет достаточно интенсивно, но в силу каких-то особенностей тектоники обнаружения ультраосновных пород мантии на поверхности дна маскируются базальтовыми покровами.

Все эти данные хорошо характеризуют мобильный внутриокеанический пояс Тихого океана как единую тектоническую систему, созданную и развивающуюся в ходе единого и общего для всех ее частей тектонического процесса. Опираясь на данные, поступившие в течение последнего десятилетия-двадцатилетия, ряд авторов выдвинули и развивали затем гипотезу о происхождении срединно-океанических хребтов в результате тепловой конвекции вещества верхней мантии Земли (Хесс, 1969; Хизен, 1966; Дитц, 1966; Hess, 1962; Dietz, 1961; Menard, 1964; Welson, 1963; 1965). По этой гипотезе срединно-океанические хребты представляют собой сводовое воздымание коры, испытывающей одновременно растяжение в зоне дивергенции конвекционных потоков вещества мантии. Под воздействием этого растяжения кора разрывается с образованием рифтового ущелья. Подъем глубинного вещества мантии сопровождается его серпентинизацией с увеличением объема и одновременно выплавлением из него базальтовых лав. При этом происходит как бы вспучивание хребтов, склоны которых испытывают при этом раздвижение в стороны. Слагающая их земная кора обладает все более и более древним возрастом по мере удаления от современной рифтовой зоны (Wilson, 1965). Поскольку разрывы земной коры в рифтовой зоне идут не по строго прямой линии, а по отдельным звеньям, несколько смещенным от геометрической оси хребтов, то латеральные смещения коры и мантии происходят неравномерно, и эта неравномерность компенсируется так называемыми трансформирующими разломами, разделяющими отдельные плиты (Wilson, 1965). Представления о тепловой конвекции как о причине развития срединно-океанических хребтов

вызывают серьезную критику. Поэтому сейчас развиваются представления о том, что причиной их развития может быть гравитационная конвекция в глубинах нижней мантии (Ван Беммелен, 1970; Артюшков, 1968; Сорохтин, 1970; Сорохтин и др., 1970 (рис. 92).

Специфика тектонического процесса, характер физико-химических явлений в мантии и коре срединно-океанических хребтов — все это позволяет видеть в них особую тектоническую систему, в пределах которой происходит интенсивное преобразование земной коры. По масштабам и значению этого преобразования рифтовые зоны срединно-океанических хребтов подобны геосинклиналям, поэтому мы применяем по отношению к ним специальный термин — георифтогенали. В мобильном внутриокеаническом поясе Тихого океана георифтогенальные условия выражены чрезвычайно ярко. Отдельные звенья этого пояса составляют систему георифтогенальных хребтов, плато и впадин, связанных между собой единством создающего эти структуры георифтогенального процесса.

8. Гипотетические реликты мобильного пояса

Срединные хребты Тихого океана являются частью огромной планетарной системы срединно-океанических хребтов Земли. Весьма вероятно, что происхождение этой системы в целом вызвано единой причиной, процессом также планетарного масштаба. Однако трудно предполагать, что во всех звеньях этой планетарной системы процесс протекал совершенно одинаково и синхронно. Именно различиями в региональных условиях, различиями возраста и стадий развития отдельных звеньев можно объяснить их морфологические особенности. Звенья системы срединно-океанических хребтов в Тихом океане — Южно- и Восточно-Тихоокеанские поднятия в этом отношении достаточно показательны. По сравнению со Срединно-Атлантическим и Срединно-Индоокеанским хребтами они значительно шире и ниже, имеют более пологие склоны, а осевая рифтовая зона развита на них значительно слабее, местами рифтовые долины вообще здесь отсутствуют. Срединные хребты Тихого океана занимают в нем далеко не «срединное» положение, будучи смещенными к востоку от медианной линии. Хессом и Менардом высказано предположение, что это связано с относительной молодостью хребтов, возникших в восточной части океана, тогда как более древняя система существовала ранее примерно вдоль медианной линии. Эта древняя система срединно-океанических хребтов — поднятие Дарвина — испытала погружение, и следы ее сохраняются лишь в цепочках вулканических и коралловых островов, концентрировавшихся некогда вдоль свода хребта (Menard, 1964; Hess, 1962) (рис. 93).

Идея о существовании в прошлом поднятия Дарвина как древнего срединно-океанического хребта представляется нам недостаточно обоснованной. Плосковершинные подводные горы распространены в Тихом океане достаточно широко и отнюдь не только там, где предположено существование этого поднятия. Кроме того, эти горы располагаются в пределах ряда вполне реальных структур и связаны с ними в своем развитии. Вряд ли образование таких структур могло произойти вне всякой связи с поднятием Дарвина, и поскольку они по своему характеру не имеют ничего общего с известными нам структурами типа срединно-океанических хребтов, то трудно понять, почему подводные горы в своем развитии были связаны не с ними, а с бесследно исчезнувшим Срединно-океаническим хребтом. Обращалось внимание и на то обстоятельство, что в пределах гипотетического поднятия Дарвина сейчас встречаются не только опущенные плосковершинные подводные горы, но и поднятые острова (Wilson, 1965). Следовательно, тектонические

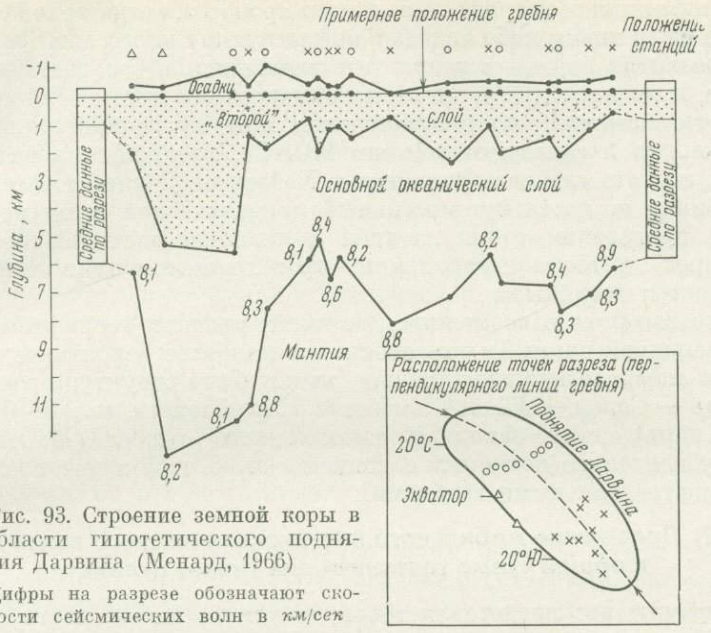


Рис. 93. Строение земной коры в области гипотетического поднятия Дарвина (Менард, 1966)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

движения в этой области происходили дифференцированно и в связи с реально существующими здесь структурами, а не в общем порядке, как это могло бы быть в случае опускания единого поднятия Дарвина. Впрочем вопрос о гипотетическом поднятии Дарвина сейчас уже почти решен после того, как бурение в котловинах западной части Тихого океана убедительно показало, что дно этих котловин уже в мезозое находилось на больших океанских глубинах (Winterer, Riedel, 1969), тогда как плосковершинные горы испытали погружение позднее, по-видимому, вместе с теми валами, на которых они располагаются.

Вместе с тем морфологические и глубинные различия между западной и восточной частями дна Тихого океана весьма существенны и неизбежно приводят к представлению о том, что развитие их шло различными путями. Если даже гипотетическое поднятие Дарвина в том виде, как его предположили Хесс и Менард, и не существовало, то во всяком случае есть основания думать, что западная часть Тихого океана сформирована не как часть структурной системы мобильного внутриокеанического пояса современного структурного плана, а следовательно, в ее пределах могла находиться более древняя аналогичная система.

Вилсон достаточно убедительно, как нам кажется, показал, что западная граница Тихоокеанского мобильного внутриокеанического пояса — георифтогенального хребта — проходит вдоль линии, соединяющей Северо-Западный хребет (Императорские горы), Гавайский хребет, хребет о-вов Лайн, вал Туамоту и островные дуги Тонга, Кермадек и Новой Зеландии. Эту линию он предложил называть «Линией Международного совета научных союзов», подчеркивая, что выявление этой линии стало возможным лишь благодаря тесному международному сотрудничеству в изучении океанов (Wilson, 1965). Все пространство к западу от «Линии МСНС» хотя и испытывает горизонтальные смещения вследствие происходящего расширения коры в рифтовой зоне современного георифтогенального пояса, но обладает корой, которая сформировалась, вероятнее всего, по крайней мере не в этой рифтовой зоне, и тогда ее происхождение следует связывать с

более древним циклом георифтогенального процесса, когда положение рифтовой зоны было иным, либо видеть в ней результат иного, платформенного процесса развития коры — в результате выплавления базальтов не в рифтовой зоне, а на всем пространстве талассократона путем зонной плавки. Заметим, что нам кажется неправильным поэтому распространять в область, лежащую к западу от «Линии МСНС», изохроны магматического основания, как это сделано Фишером и Хейзеном (Fisher, Heezen, 1969). Пока бурением не достигнут массивный магматический фундамент, оснований для проведения таких изохрон в западной части Тихого океана нет, а вопрос о георифтогенальном происхождении плит этой области океана остается открытым.

Если же говорить о возможных реликтах древних георифтогенальных поясов в западной части Тихого океана, то наиболее вероятным реликтом их, судя по морфологическим данным, может быть структура зоны разлома Тайвань — Сорол — Айанте вместе с Каролинским валом. Физиографическая карта северо-западной части Тихого океана (Марова, 1967, рис. 25), убедительно показывает сходство этой структуры с современными георифтогенальными хребтами.

9. Положение мобильного внутриокеанического пояса в общей схеме тектоники дна Тихого океана

Большой интерес представляет вопрос о том, какое место занимает мобильный внутриокеанический пояс в общей тектонической схеме тихоокеанской области. До недавнего времени тектоническим системам этого типа не придавалось должного значения. В них обычно видели либо молодые складчатые горные сооружения в соответствии с представлениями о геосинклинальном развитии, либо остатки разрушенных древних складчатых сооружений былых материковых платформенных массивов. которые в силу каких-то причин оказались погруженными на океанские глубины. Между тем сейчас уже достаточно ясно, что срединно-океанические хребты и подобные им образования составляют совсем особую и важную категорию тектонических систем океанических областей и Земли в целом.

Внимание к средино-океаническим хребтам было привлечено сравнительно недавно, когда ряд исследователей указали на несомненную связанность отдельных звеньев срединно-океанических хребтов в единую планетарную систему, охватывающую весь земной шар.

Срединно-океанические хребты оказались областью, где теснейшим образом связанные геологические и геофизические явления свидетельствуют об особенном положении ее в структуре дна Мирового океана. Здесь была отмечена высокая сейсмическая активность, свидетельствующая, что срединно-океанические хребты являются областью интенсивного современного тектонического развития. Было установлено, что срединно-океанические хребты характеризуются особым типом земной коры — с пониженными мощностями так называемого «базальтового» слоя и аномальной по своим упругим свойствам верхней мантией. Было показано, что область срединно-океанических хребтов характеризуется исключительно высоким потоком тепла из недр Земли. Это послужило основанием для многих исследователей связывать образование срединно-океанических хребтов с поднятием глубинного вещества мантии и с очень заманчивыми, хотя и трудно объяснимыми физически, представлениями о конвективных движениях вещества мантии.

Исследования аномального магнитного поля привели к выводу о ритмичном расположении полос вещества коры — носителя возмущений магнитного поля и об ее растяжении.

Все эти данные сделали неоспоримым огромное значение срединно-океанических хребтов в развитии общей структуры Земли. В новых тектонических гипотезах, развиваемых в последние годы Хессом (1969), Дитцем (Dietz, 1961), Вилсоном (Wilson, 1965), Вайном и Мэттьюзом (Vine, Matthews, 1963), Айзексом, Оливером и Сайксом (Isaaks, Oliver, Sykes, 1968) и другими, срединно-океанические хребты стали играть исключительно важную роль как активная тектоническая структура, отмечающая зону подъема и разуплотнения глубинного вещества мантии Земли, образования новых полосовых участков коры океанического типа и растяжения их в стороны, сопровождающегося горизонтальными перемещениями плит океанической и материковой литосферы.

Детальные исследования рифтовых зон Срединно-Индоокеанского и Срединно-Атлантического хребтов доставили обширный материал для суждения о вещественном составе земной коры и верхней мантии срединно-океанических хребтов (Удинцев, 1969; Виноградов и др., 1969). Этот материал позволяет утверждать, что в рифтовых зонах — георифтогеналях — происходит образование коры особого типа, отличающейся по своему составу от предполагаемого состава коры древних океанических плит.

Для формирования толщи этой георифтогенальной коры характерно не столько выплавление базальтов, создающих лавовые покровы относительно малой мощности, сколько внедрение протрузий ультраосновных пород мантийного происхождения. Можно думать поэтому, что объемное соотношение ультраосновных и основных пород в составе коры георифтогенальных областей и древних плит талассократона будет противоположным, ибо на плитах покров базальтов и габбро будет значительно мощнее вследствие продолжительного влияния процесса зонной плавки, идущего в стационарных условиях.

Не останавливаясь здесь на общей тектонической концепции, вытекающей из этих представлений (об этом будет сказано в последней главе), отметим, что особая тектоническая природа георифтогенальной системы Тихого океана обусловливает ряд особенностей общей тектонической схемы Тихого океана.

Прежде всего положение георифтогенального пояса обусловливает общую асимметрию структуры дна Тихого океана. Почти вся восточная часть Тихого океана занята георифтогенальным поясом — георифтогенальными хребтами и впадинами,— и восточный край этого пояса вплотную примыкает к окраинам материков Северной и Южной Америки. Вместе с тем западная часть океана, за пределами георифтогенального пояса, к западу от «Линии МСНС», занята, как нам кажется, древними плитами талассократона со свойственными им структурами и геосинклинальными системами островных дуг и краевых морей, возникающих в зоне пододвигания плит океанического талассократона под окраины материковых плит. Далее следует заметить, что георифтогенальный пояс Тихого океана является наиболее активной современной тектонической системой, он накладывается на все другие важнейшие системы, нарушая их целостность. Он прорывает тихоокеанское геосинклинальное кольцо в Новозеландском проходе и вызывает разрушение материковых платформенных структур в Калифорнийском заливе и Панамской котловине. Георифтогенальный пояс играет, видимо, первичную роль по отношению к другим структурам океанской области, если принимать представление о том, что георифтогенальный процесс является первой фазой более общего тектонического процесса. Этот процесс продолжается затем в горизонтальных перемещениях плит литосферы, сопровождающихся внутрикратонными деформациями «торошения» в их пределах и перикратонными деформациями на краю их и вызывающих развитие геосинклиналь-

ного процесса в зоне пододвигания океанических плит под окраины материковых.

В настоящее время трудно судить о том, какие части плит западной половины Тихого океана являются наиболее древними, ибо мы не знаем положения древней георифтогенали. Если предполагать, что она проходила по зоне разлома Тайвань — Сорол — Айанте, то наиболее древней должна быть плита Северо-Западной котловины океана. Можно думать также, что пододвигание западной и южной периферии древних плит талассократона под края материковых плит Евразии и Австралии, начавшееся в меловое время, хотя и привело к уничтожению части этих плит в полосе шириной около 700 *км*, что следует из глубины, на которую прослеживается погруженный край плит по сейсмологическим данным (Isaacks, Oliver, Sykes, 1968), но в меньшей мере захватило их северную часть. Эту северную часть древнего талассократона Тихого океана можно считать, перефразируя Зюсса, «древним теменем Тихого океана».

Глава шестая

ОБРАМЛЕНИЕ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

1. Основные черты строения переходной зоны

Обрамление ложа Тихого океана составляют подводные окраины окружающих океан материков и горные сооружения островных дуг с сопряженными с ними глубоководными желобами. На преобладающем протяжении периферии Тихого океана обрамление его ложа образуют молодые складчатые и современные геосинклинальные системы, объединяемые в так называемый Тихоокеанский подвижный пояс. Для этого пояса характерны чрезвычайная дифференцированность вертикальных движений и неоднородность структур земной коры, сопровождаемая признаками глубинной неоднородности коры и верхней мантии. Высокая сейсмическая активность, в том числе связанная с глубокими очагами, и активный вулканизм «Тихоокеанского огненного кольца» подчеркивают представление об исключительной напряженности протекающих здесь тектонических процессов.

Рельеф складчато-геосинклинального обрамления ложа Тихого океана характеризуется типичным комплексом форм, сочетание которых несколько меняется в различных частях. В случае наиболее полного состава этот морфологический комплекс включает горные сооружения островных дуг, сопряженные с ними глубокие геосинклинальные желоба и краевые геосинклинальные котловины морей. Такова морфология западной окраины океана. На южной и восточной окраинах морфология обрамления ложа океана значительно проще: краевые складчатые горные сооружения материков образуют материковые склоны, а сопряженные с ними глубокие геосинклинальные желоба местами выражены очень ярко, а местами отсутствуют.

Для обрамления ложа Тихого океана характерно сложное переходное строение земной коры. Здесь происходит резкое общее изменение мощности коры от 30—50 *км* в пределах материковых платформ до 10—6 *км* на талассократонах. Такое уменьшение мощности коры сопровождается выклиниванием «гранитно-метаморфического» слоя и нижней части «базальтового» слоя коры материковых платформ, сложным чередованием участков коры материкового (в островных дугах) и океанического (в геосинклинальных котловинах) типа, а также резким контактом коры материкового и океанического типа под глубоководными желобами, являющимися, таким образом, шовными структурами (рис. 94). Характерно также появление локализованных осадочных толщ очень большой мощности. Вулканизм островных дуг и краевых материковых складчатых сооружений резко отличен от океанического как по составу лав (андезито-базальтовому и кислому), так и по морфологии вулканических аппаратов типа стратовулканов.

Асимметрия структуры обрамления ложа Тихого океана вызывает представления о различной напряженности геосинклинального процесса и различных темпах миграции геосинклинальных зон со стороны материковых ядер в направлении к талассократону.

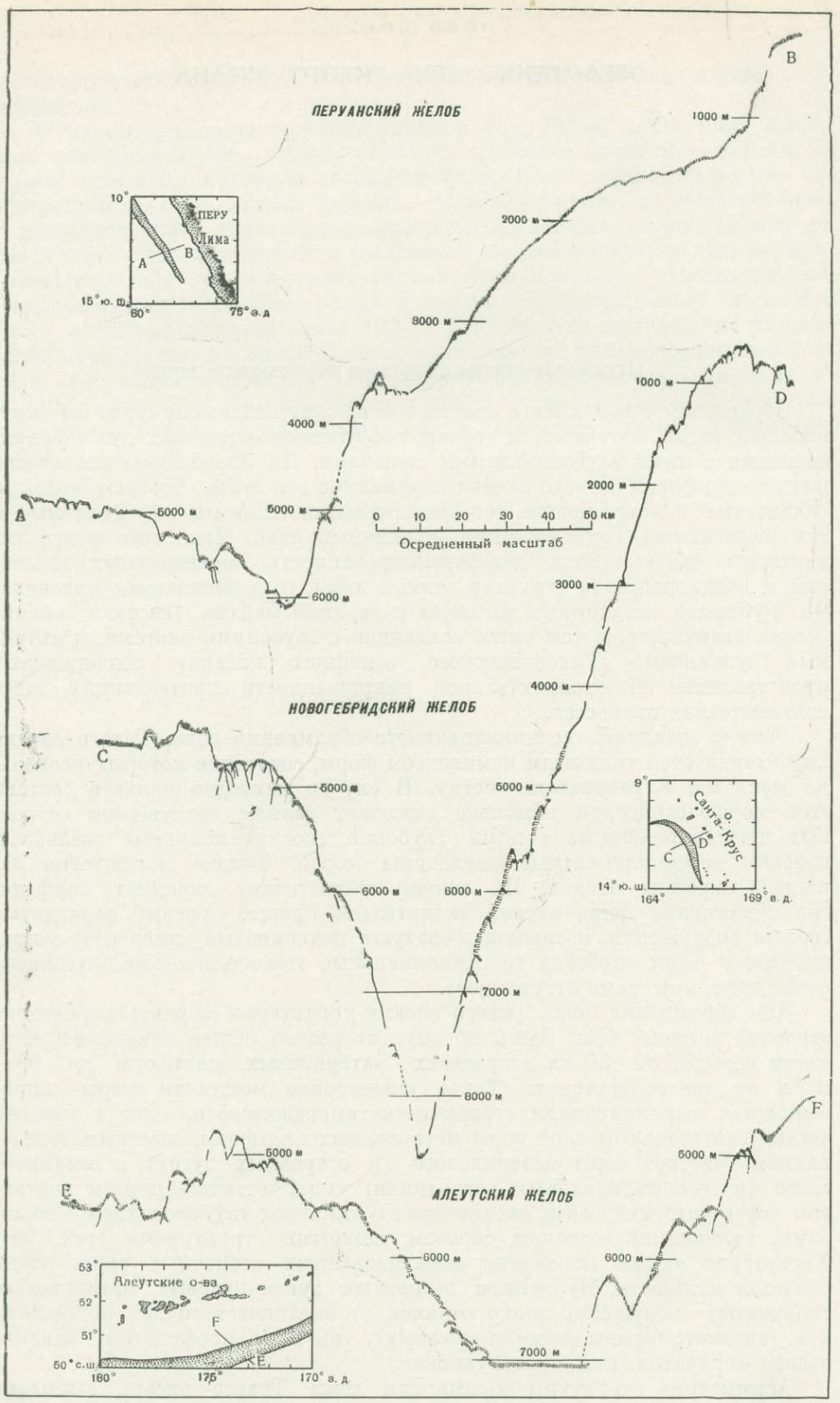


Рис. 94. Поперечные профили некоторых глубоководных краевых океанических желобов по эхограммам, полученным с помощью прецизионных самописцев глубин (Менард, 1966)

Развитие экзогенного рельефа в переходной периферической зоне Тихого океана также чрезвычайно дифференцировано: здесь сочетаются почти все известные нам рельефообразующие процессы, зачастую локализованные в узких полосах, а местами охватывающие значительные пространства. Интенсивнейшая абразионно-аккумулятивная переработка первичного рельефа происходит в зоне современного волнового воздействия. Развитие полосы прибрежных отмелей связано с миграциями зоны волнового воздействия в период послеледниковых колебаний уровня океана. Глубоко опущенные равнины материковой отмели подвержены менее интенсивному аккумулятивному выравниванию. Подводная эрозия, оползни и суспензионные потоки способствуют сохранению первичного рельефа и даже его усложнению на материковых склонах и склонах подводных хребтов. Дно глубоких геосинклинальных котловин и желобов играет роль отстойников и является ареной исключительно интенсивного осадконакопления и быстрого аккумулятивного выравнивания при активной роли суспензионных потоков.

Подробный анализ геоморфологии обрамления ложа Тихого океана не является основной задачей настоящей работы. Вместе с тем следует заметить, что именно эта геоморфологическая область Тихого океана наиболее изучена и имеющиеся о ней материалы наиболее обширны. Поэтому мы ограничимся здесь довольно кратким описанием важнейших особенностей геоморфологии дна в зоне обрамления ложа океана, оставив подробный анализ геофизических данных для более крупного монографического обобщения. Этот обзор мы выполним, рассматривая отдельные части обрамления, начиная с северной части океана против хода часовой стрелки.

2. Подводная окраина материка Евразии и островные дуги северо-западного сектора обрамления ложа Тихого океана

Самое северное звено западной половины обрамления ложа Тихого океана составляют Алеутская и Курило-Камчатская островные дуги вместе с сопряженными с ними глубоководными геосинклинальными желобами и с отгораживаемыми ими от океана геосинклинальными котловинами краевых морей Евразии — Берингова, Охотского и Японского.

Все три моря — Японское, Охотское и Берингово — располагаются в пределах сложной переходной зоны между материками Азии и Америки и ложем Тихого океана. При этом воды дальневосточных морей занимают как материковую отмель — наиболее опущенные участки поверхности материков, оказавшиеся затопленными либо в силу общего эвстатического поднятия уровня океана, либо в силу дифференцированных вертикальных движений окраины материков, так и зону материкового склона. Глубокие котловины всех трех морей рассматриваются нами как образования зоны материкового склона, т. е. переходной зоны, сопряженные в своем развитии с современными геосинклинальными системами островных дуг — Японской, Курило-Камчатской и Алеутской.

Участки погруженной окраины материка хорошо выделяются по своей морфологии: они представляют собой либо почти непосредственное продолжение материковых равнин, либо отделенные от них относительно крутыми уступами, но также равнинные в общем поверхности с широко развитыми следами реликтового субаэрального эрозионного или денудационного рельефа, в том числе со следами древних береговых линий. Местами окраины материков опущены довольно глубоко, свидетельствуя о значительном размахе вертикальных движений четвертичного времени. Например, в центральной части Охотского моря подводная окраина ма-

терика опущена на глубину 1300—1500 *м* (Удинцев, 1957). Относительно неглубоко залегает подводная окраина материка Северной Америки в восточной части Берингова моря — для нее характерны глубины 180—220 *м* (Бойченко, Канаев, Удинцев, 1959). Погруженный участок материковой отмели выделен в северной части Японского моря. Геофизические исследования — глубинное сейсмическое зондирование, сейсмологические наблюдения и измерения силы тяжести — свидетельствуют о том, что выделяемые по морфологическим признакам примерные границы геотектур в дальневосточных морях соответствуют границам трех основных типов земной коры: материковой, океанической и переходной между ними.

Комплекс структурных форм переходной зоны представлен в дальневосточных морях их глубокими котловинами и системами горных сооружений островных дуг, а уже за пределами дальневосточных морей он включает еще гигантские океанические желоба, отделяющие переходную зону от собственно океанического ложа (Удинцев, 1955). Морфологический комплекс переходной зоны связан с такими геологическими феноменами, как высокая сейсмическая активность, современный вулканизм, своеобразное линейное расположение зон осадконакопления, которые позволяют большинству геологов говорить о геосинклинальном режиме развития переходной зоны окраинных морей Восточной Азии (Безруков, 1955).

Для морфологии этой переходной зоны характерно сложное строение горных сооружений: они состоят из двух, как правило, параллельных горных хребтов, пересекающихся своими окончаниями с хребтами смежных систем и образующих в местах пересечения мощные узлы, такие как подводная возвышенность Ямато в Японском море, о. Хоккайдо, северная часть Камчатки. При этом в пределах горных систем островных дуг наблюдается наложение нескольких различных по своему возрасту и простираниям структурных систем, выраженных в подводных морфоструктурах значительно лучше, чем в наземном рельефе. Сочетание структурных форм рельефа с вулканическими формами значительно осложняет общую картину подводного рельефа переходной зоны, и это проявляется особенно ярко в дальневосточных морях, поскольку основные проявления вулканизма тяготеют к внутренней стороне островных дуг, обращенной к материку. Тектонические формы относительно меньшего порядка, такие как сбросовые уступы и линейные разломы, с которыми связаны многочисленные подводные долины, также повсеместно осложняют картину подводного рельефа в области островных дуг и уступов материкового склона (Канаев, 1959).

Пересекающиеся своими концами сегменты островных дуг проникают местами в пределы материковой отмели, и там сопряженные с ними тектонические депрессии типа передовых прогибов третичного и четвертичного возраста развиты уже на поверхности затопленных окраин материка. Таковы, например, котловины северной части Охотского моря. Пространства материковой отмели, отсекаемые сегментами островных дуг, имеют значительно более простой характер рельефа. Структурные возвышенности этих пространств отмели имеют, по-видимому, по крайней мере мезозойский возраст (Удинцев, 1955).

Экзогенное рельефообразование в дальневосточных морях связано с деятельностью морского волнения, аккумуляцией различного типа донных отложений, с постоянными и периодическими придонными течениями и суспензионными потоками, с оползанием масс осадочного материала. Все это обусловливает значительное разнообразие малых форм подводного рельефа. Комплексы этих форм, характеризующие генетически однородные поверхности, распределяются по весьма сложным закономерностям, в настоящее время исследованным еще далеко не полно. Следует

указать, что до сих пор еще не выявлены, по-видимому, многие из донных рельефообразующих процессов, и поэтому в трактовке вскрытого новейшими исследованиями сложного и разнообразного подводного рельефа содержится существенная доля гипотезы. Например, много неясного в механике придонного перемещения материала, отражающегося, как нам кажется, в чрезвычайной неравномерности осадконакопления. Геоморфологические карты, позволяющие отразить природные черты распределения различных типов поверхностного рельефообразования в сочетании с тектоническим рельефом, представляются нам одним из путей к раскрытию закономерных связей между тектоникой и осадконакоплением и к выявлению истинных причин различного направления развития подводного рельефа.

Волновое воздействие, столь интенсивно перерабатывающее поверхность дна на мелководье, в масштабах дальневосточных морей ограничено лишь весьма узкой полосой с глубинами до 100—150 *м*. За пределами этой мелководной зоны лежит область гравитационной седиментации, осложняемой деятельностью течений — поверхностных и глубинных, влияющих на поступление осадочного взвешенного материала, придонных, перемещающих материал в придонном слое, затрудняющих его выпадение и даже вызывающих его переотложение. По-видимому, значительную роль играют при этом суспензионные перемещения осадочного вещества, ведущие к перераспределению осадочного материала в горизонтальном направлении. Оползни донных осадков, являющиеся одной из наиболее вероятных причин образования суспензионных потоков, по-видимому, широко развиты на участках крутых склонов.

Длительное проявление экзогенного рельефообразования на фоне структурных форм и преобразующих их тектонических движений привело в дальневосточных морях к формированию ряда поверхностей выравнивания и к последующим деформациям их. Наиболее ярко выражена абразионно-аккумулятивная поверхность выравнивания ледникового и послеледникового времени, вырабатывавшаяся в процессе миграции зоны волнового воздействия при эвстатическом поднятии уровня океана в четвертичное время. Эта поверхность, столь характерная для всего Мирового океана, в дальневосточных морях сложно деформирована новейшими тектоническими движениями и разбита на ряд ступеней, отражающих интенсивные вертикальные движения отдельных блоков материковой окраины и деформации горных сооружений переходной зоны. Помимо островной прибрежной отмели, мы наблюдаем здесь целый ряд изогнутых, поднятых или опущенных на различные глубины поверхностей абразионно-аккумулятивного выравнивания. Например, в северной части Охотского моря участки этой поверхности развиты на трех-четырех уровнях. Им сопутствуют характерные реликтовые формы берегового рельефа, например древние подводные береговые валы. Сложно деформированы поверхности выравнивания на внешнем хребте Курильской островной гряды. Изучение характера деформаций этих поверхностей в сопоставлении с новейшей тектоникой суши Дальнего Востока, несомненно, может дать весьма интересные результаты (Канаев, 1963).

Отдельные, наиболее глубоко опущенные участки абразионно-аккумулятивных поверхностей выравнивания, вероятно, имеют более древний возраст, чем послеледниковый. Данные микропалеонтологического анализа донных отложений дальневосточных морей пока еще во многом противоречивы, но все они в общем свидетельствуют о погружениях участков древней суши, имевших место в позднетретичное — раннечетвертичное время. Такими погруженными участками суши в свете данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов являются, например, подводная возвышенность Ямато в Японском море, возвышенность

Академии наук СССР в Охотском море, подводный хребет Ширшова в Беринговом море.

Обширные пространства аккумулятивных равнин образуют в дальневосточных морях второй тип поверхностей выравнивания. Эти равнины поражают своей исключительной выровненностью и близостью к почти идеальной горизонтальной поверхности. Такие равнины широко распространены в открытых частях Атлантического и Тихого океанов и получили у зарубежных исследователей название абиссальных равнин.

На примере дальневосточных морей можно видеть, что определяющим фактором для развития таких равнин является отнюдь не абсолютная глубина, а тектоническая обстановка и положение по отношению к морфоструктурам. Поэтому в наших работах эти равнины были названы субгоризонтальными. Такие равнины развиты во всех котловинах дальневосточных морей, за исключением котловины ТИНРО, где слои осадочной толщи подверглись четвертичному складкообразованию. Поверхность субгоризонтальных равнин образована верхними горизонтами мощной осадочной толщи, заполняющей тектонические котловины, которые являются как бы гигантскими отстойниками для массы осадочного материала, сбрасываемого с материка. Местами поверхность субгоризонтальных равнин прорывается реликтами погребенных тектонических поднятий, как это имеет место, например, в Японском море, где хребет Богорова прорывает осадочную толщу субгоризонательной равнины. Мощность аккумулятивных толщ в котловинах краевых морей, по данным сейсмического зондирования, достигает 1—2 *км* и меняется в соответствии с положением погребенных границ коренных пород базальтового слоя земной коры (Андреева, Удинцев, 1958; Ewing et al., 1965; Sholl et al., 1966).

Поверхность субгоризонтальных аккумулятивных равнин деформирована в меньшей степени, чем поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, хотя следует заметить, что в некоторых случаях наблюдается наклон поверхностей, который можно связывать с тектоническими деформациями. Упоминавшаяся выше котловина ТИНРО близ западного побережья Камчатки имеет сложное строение поверхности дна, несмотря на все признаки интенсивного осадконакопления. Высказывается предположение, что сложный рельеф дна этой аккумулятивной поверхности связан с современным осадкообразованием в условиях углубляющегося передового прогиба. Опыт геоморфологического картирования дна дальневосточных морей интересен тем, что он позволил вскрыть чрезвычайное разнообразие форм и типов рельефообразования на морском дне и по-новому подойти к геоморфологической интерпретации данных о рельефе дна морей, омывающих берега Советского Союза. Несмотря на значительную проблематичность решения многих вопросов, этот опыт дал своеобразный толчок к пересмотру многих устоявшихся ранее и не вполне верных представлений об однообразии и монотонности рельефообразования в субаквальных условиях.

Алеутская островная дуга — огромное горное сооружение, отделяющее впадину Берингова моря от Тихого океана. Горный хребет ее протягивается от берегов Северной Америки к берегам Евразии в виде дуги радиусом около 760 миль с центром вблизи м. Наварин. Горное сооружение Алеутской островной дуги в значительной мере скрыто водами океана и выступает над уровнем воды лишь своими вершинами и гребнями — островами Командорской и Алеутской островных гряд и п-овами Аляска и Кенай. Протяженность только островной части этой дуги составляет около 1220 миль, а протяженность всей дуги в целом, включая ее подводную часть, несущую полуострова, и сопряженный с ней параллельный горному хребту Алеутский желоб, достигает 2240 миль.

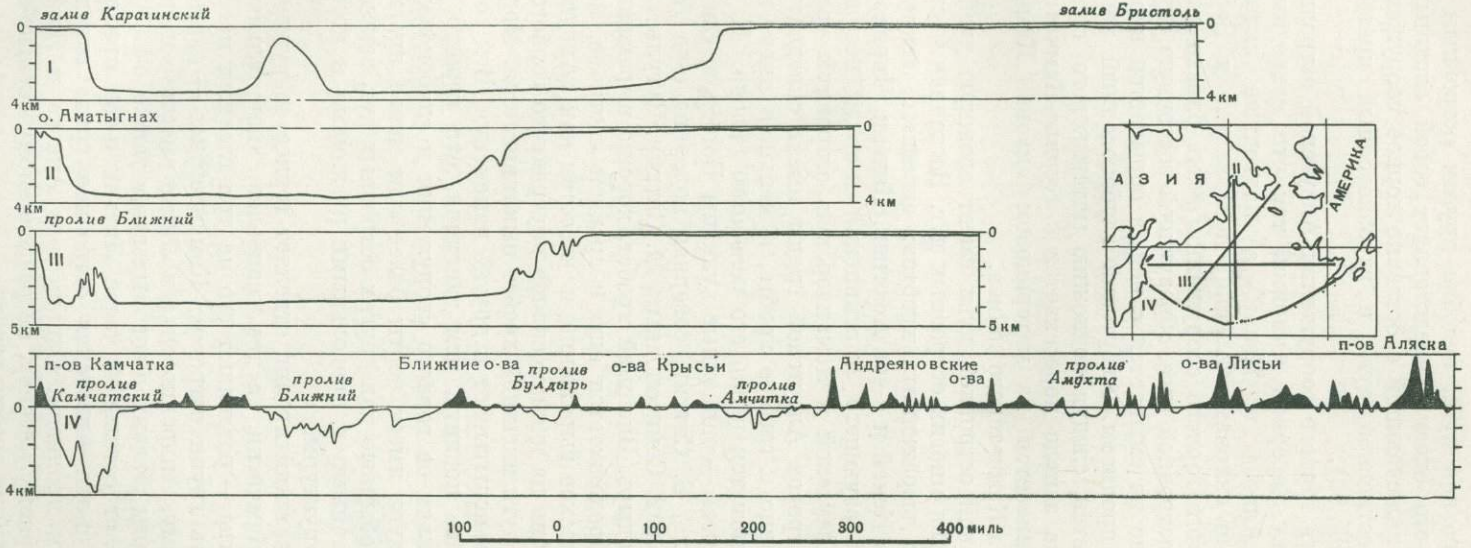


Рис. 95. Профили дна Берингова моря и Алеутской островной дуги

Алеутская островная дуга, подобно другим островным дугам западной окраины Тихого океана, представляет собой сложный морфологический комплекс, включающий собственно горное сооружение островной и частично полуостровной дуги и глубоководный краевой океанический желоб (рис. 95, 96).

Восточная часть горного сооружения Алеутской островной дуги примыкает к материку Северной Америки, так что надводные гребни его образуют п-ова Аляска и Кенай, а подводные склоны сливаются с материковыми склонами Аляскинского залива и Берингова моря. Западная часть этого горного сооружения очень близко подходит к Курило-Камчатской островной дуге, образующей восточную окраину материка Евразии, однако не смыкается с ней, а обрывается перед ней глубоким Камчатским проливом. Алеутский глубоководный желоб при этом на востоке изгибается, следуя подножию материкового склона Аляскинского залива, а на западе пересекается с Курило-Камчатским желобом и, видимо, выклинивается на материковом склоне Камчатки в виде подводного каньона Камчатского залива.

Хребет Алеутской островной дуги имеет сложную двойную структуру, характерную для многих островных дуг. Восточная часть дуги состоит из двух четко выраженных хребтов: внешнего, выступающего над водой в виде п-ова Кенай и о-вов Афогнак, Кадьяк, Чирикова и Троицы, и внутреннего, образующего Аляскинский п-ов и несущего на себе основную часть Алеутской и Командорскую островную гряды. При этом бо́льшая часть островов Алеутской гряды имеет складчатую структуру и приурочена именно к гребню хребта, а меньшая имеет вулканическое строение и располагается вдоль его северного склона. К числу последних относятся острова — одиночные вулканы Богослов, Сигуам, северная половина о-ва Атха, Б. Ситхин, северная половина о-ва Адах, о-ва Канага, Танага, Горелый, Семисопочный, М. Ситхин, Чугуль, северная часть о-ва Кыска, о. Булдырь. Внешний хребет, хорошо выраженный в восточной части дуги, продолжается еще в средней части ее, но уже теряет четкое морфологическое выражение и известен как «Алеутский бенч» — своеобразная ступень на южном склоне внутреннего горного хребта дуги. В западной части дуги внешний хребет выклинивается. Морфология дуги с востока на запад испытывает и другие изменения. Вся восточная часть дуги в целом более поднята, чем западная, что хорошо отражается в продольных профилях ее горного сооружения и глубоководного желоба. Восточная часть дуги имеет черты более или менее правильной складчатой структуры, обычные для других островных дуг, западная же сложно разбита поперечными и продольными разломами и носит скорее характер блоковой структуры.

Глубокий Камчатский пролив отделяет горное сооружение Алеутской дуги в целом от Камчатки, а два наиболее значительных пролива — Ближний и Амчитка — разделяют его на три главных массива, которым соответствуют пять групп островов: Командорские — первому, Ближние и Крысьи — второму, Андреяновские и Лисьи вместе с п-овом Аляска — третьему. Из группы Лисьих о-вов выделяют также о-ва Четырехсопочные, отчлененные от остальной части Лисьих о-вов проливом Самалга. От Аляскинского п-ова Алеутская островная гряда отделена узким и мелким Исаноцким проливом. Однако п-ов Аляска и Лисьи о-ва относятся к одному горному массиву, не разделяемому сколько-нибудь значительными понижениями гребня хребта.

Ширина горного сооружения Алеутской дуги и его высота над дном котловины Берингова моря и дном Алеутского глубоководного желоба меняются в довольно широких пределах. На востоке, где отмель Алеутских о-вов смыкается с мелководьем залива Бристоль в Беринговом море

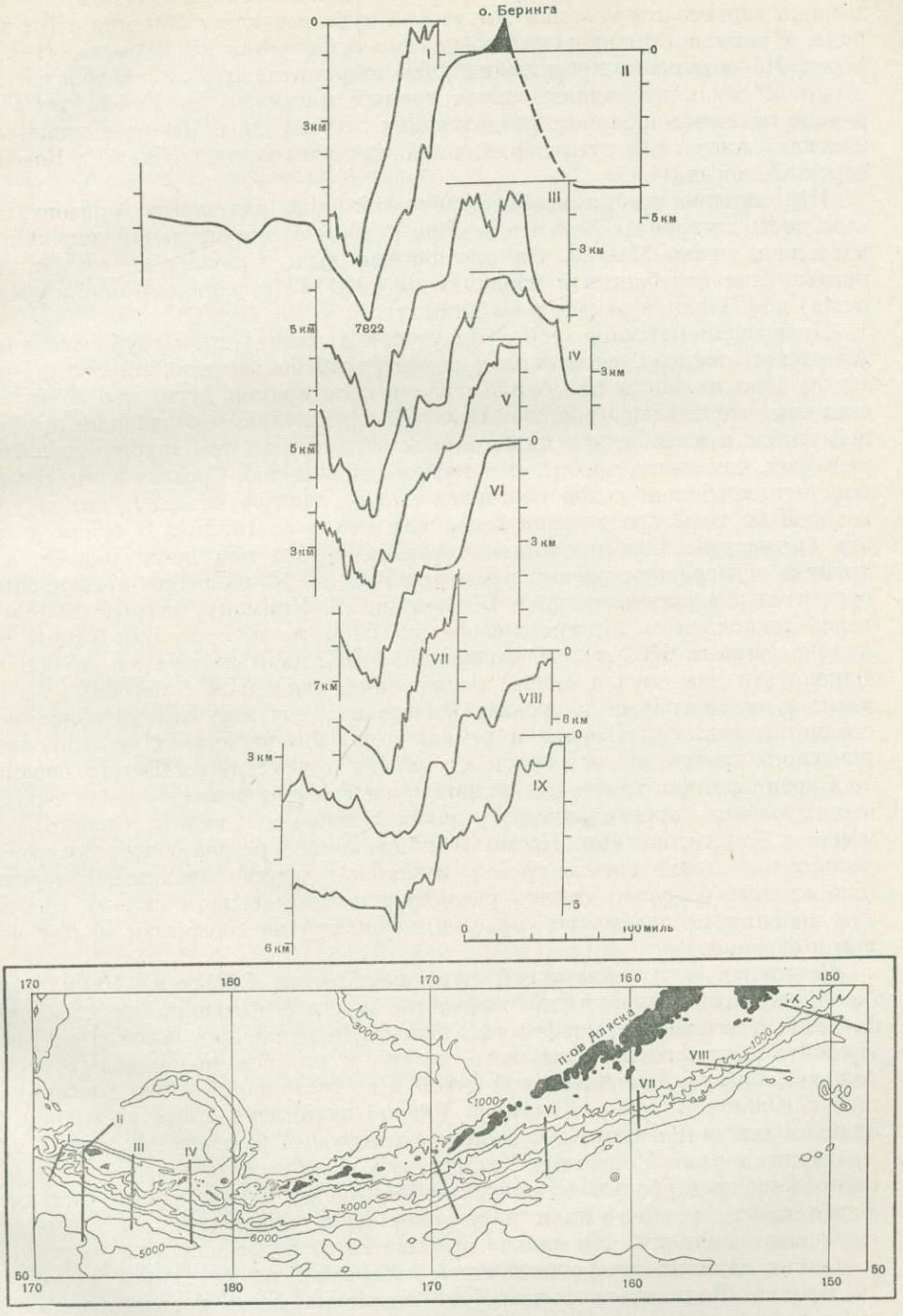


Рис. 96. Профили Алеутского глубоководного желоба

и с отмелью восточного побережья Аляскинского залива в Тихом океане, ширина горного сооружения Алеутской дуги достигает 250 миль. На западе, в районе Командорских о-вов, оно суживается до 50 миль, т. е. в 5 раз. На остальном протяжении дуги ширина ее цоколя колеблется от 75 до 30 миль в средних частях горных массивов, до 15—25 миль в районе седловин-проливов, разделяющих эти массивы. Из пяти основных массивов Алеутской дуги наименьшей шириной цоколя обладает Командорский массив.

Превышение гребня хребта Алеутской дуги над почти горизонтальным дном котловины Берингова моря достигает значительной величины: в среднем около 5500 *м*. На протяжении дуги с запада на восток это превышение колеблется в пределах от 4500 *м* (в районе Командорских о-вов) до 6500 *м* (в районе о-ва Унимак).

Превышение гребня хребта Алеутской дуги над дном глубоководного Алеутского желоба, естественно, значительно больше, но, вместе с тем, подвержено меньшим колебаниям вдоль простирания дуги. Это объясняется тем, что наблюдается своеобразный параллелизм продольных профилей хребта и желоба: чем ниже оказывается хребет, тем глубже желоб и, наоборот, чем выше хребет, тем мелководнее желоб. Создается впечатление, что хребет и желоб составляют одну единую складку, амплитуда которой на всем протяжении более или менее постоянна. В самом деле, эта амплитуда, т. е. превышение гребня хребта над дном желоба, сохраняется в среднем равной примерно 8500 *м*. Наибольшие превышения относятся к вершине вулкана Шишалдин (о. Унимак) (высота 2856 *м*), возвышающейся над дном желоба на 9900 *м*, и к г. Мак-Кинли на Аляске (высота 6193 *м*), возвышающейся над дном желоба на 113 000 *м*. Однако эти два случая скорее исключение, связанное с особенно высокими вулканическими конусами. Интересно отметить, что подобное постоянство амплитуды складки земной коры независимо от ее гипсометрического уровня мы встречаем во многих других дугах Тихого океана.

С понижением хребта Алеутской дуги связано существование основных проливов, определяющих условия водообмена между Беринговым морем и Тихим океаном. Кроме этих проливов, разделяющих острова, расположенные на гребне хребта, имеются и другие проливы, отделяющие от этих островов те, что расположены на северном склоне хребта. Эти проливы не оказывают серьезного влияния на водообмен между морем и океаном.

Восточная часть Алеутской дуги начинается близ о-ва Каяк, там, где происходят резкий изгиб очертаний берега и изменение в его морфологии, а также и в морфологии шельфа, отмечающие переход от восточного побережья Аляскинского залива к его северо-западному побережью (образуемому Алеутской дугой и ее восточной частью, примкнувшей к Южной Аляске). Дельта р. Медной окаймлена с юга несколькими низменными островками, а с запада вытянутыми в северо-восточном направлении о-вами Монтегю и Хинчинбрук, которые в то же время как бы отгораживают глубокую относительно котловину залива Принс-Вильямс. Берег между м. Сент-Илья и заливом Кука повсюду сильно изрезан глубокими заливами, чем сильно отличается от более плавных очертаний и мелких заливов северо-восточного побережья Аляскинского залива.

Пролив Шелихова и залив Кука лежат на месте древнего мезозойского желоба (Menard, Dietz, 1951). Берега о-ва Кадьяк и п-овов Аляска и Кенай сильно изрезаны. Шельф имеет наибольшую ширину к западу от м. Сент-Илья и несет на себе цепь островов, включающую Каяк, Миддлтон, Кадьяк, Чирикова, Троицы, Семичи, Шумагина и Санак. Множество неглубоких каньонов и долин пересекает шельф поперек его простирания.

На поверхности отмели отмечены подводные поднятия — отмелые банки. Так, четыре банки, оконтуриваемые изобатой 50 саженей и с минимальными глубинами от 8 до 25 саженей, лежат к югу от о-ва Кадьяк. Разделяя эти банки, поперек шельфа протягиваются подводные долины шириной в среднем около 10 миль, с глубинами от 60 до 110 саженей.

Несколько других подводных долин протягивается поперек шельфа к югу от Кенайского п-ова. Поскольку вершины этих долин связаны с бухтами побережья, в вершинах которых существуют ледники, то Мюрреем (1945) сделано предположение о ледниковом происхождении этих долин. Долина, протягивающаяся поперек шельфа к западу от о-ва Мидлтон, уже давно была описана как ледниковый трог, отходящий от прежнего ледникового массива, существовавшего севернее в заливе Принс-Вильямс. Максимальная глубина этого трога достигает 479 саженей — это самая глубокая котловина шельфа Северной Америки. Не столь глубокие замкнутые котловины отмечены также на отмели в районе восточнее о-ва Санак.

Геологические исследования, проведенные Геологической службой США, показывают, что структура прибрежной суши от м. Спенсера до о-ва Кадьяк характеризуется наличием ряда чередующихся антиклиналей и синклиналей, возраст которых определяется в пределах от триаса до третичного. Они тянутся практически непрерывно вокруг изгиба северной вершины залива Аляска. Среди них важнейшей структурой является третичный геосинклинальный прогиб Якатага, в пределах которого лежат побережье и шельф и с которыми граничит современный геосинклинальный Алеутский желоб. Следует заметить, что по мере приближения к океану структуры становятся все моложе (возраст структур последовательно уменьшается).

Одной из важнейших частей морфоструктуры Алеутской островной дуги является глубоководный краевой океанический Алеутский желоб. Этот желоб протягивается с востока, из района м. Св. Ильи и залива Якутат, на запад, до Камчатского залива, на расстояние около 2240 миль (4148 *км*). В плане желоб имеет дугообразные очертания. Его ось примерно соответствует дуге, концентричной дуге оси внутреннего хребта Алеутской островной гряды, отстоящей от нее на 70—90 миль, по крайней мере в ее западной и средней частях, и отходит к югу до 200 миль в самой восточной части в силу развития здесь внешнего хребта. Как показали Дитц и Менард (Dietz, Menard, 1951), самое восточное окончание Алеутского желоба изгибается на восток и юго-восток, следуя подножию материкового склона восточной окраины Аляскинского залива. Напротив, западное окончание Алеутского желоба не изгибается плавно в районе стыка с Курило-Камчатским желобом, а скорее сечет его под углом около 70°, входя своей вершиной в Камчатский залив (Ильин, 1961).

Алеутский желоб имеет довольно крутой продольный профиль вблизи восточного и западного окончаний и очень пологий в районе максимальных глубин, лежащих к югу от Ближних и Крысьих о-вов. На значительном протяжении — от Камчатского залива и до района о-ва Кадьяк — желоб хорошо оконтуривается изобатой 5500 *м*, но вследствие пологого подъема его продольного профиля к востоку для восточной части желоба оконтуривающими изобатами оказываются сначала изобата 5000 *м* (до о-ва Миддлтон, к югу от залива Принс-Вильямс), затем 4500 *м* (к югу от устья р. Медной), далее 4000 *м* — к югу от о-ва Каяк и, наконец, 3500 *м* — к югу от залива Айси-Бей. Максимальная глубина желоба — 7822 *м* (рис. 97—99).

Следующим к западу звеном в системе островных дуг западной окраины Тихого океана является *Курило-Камчатская дуга.*

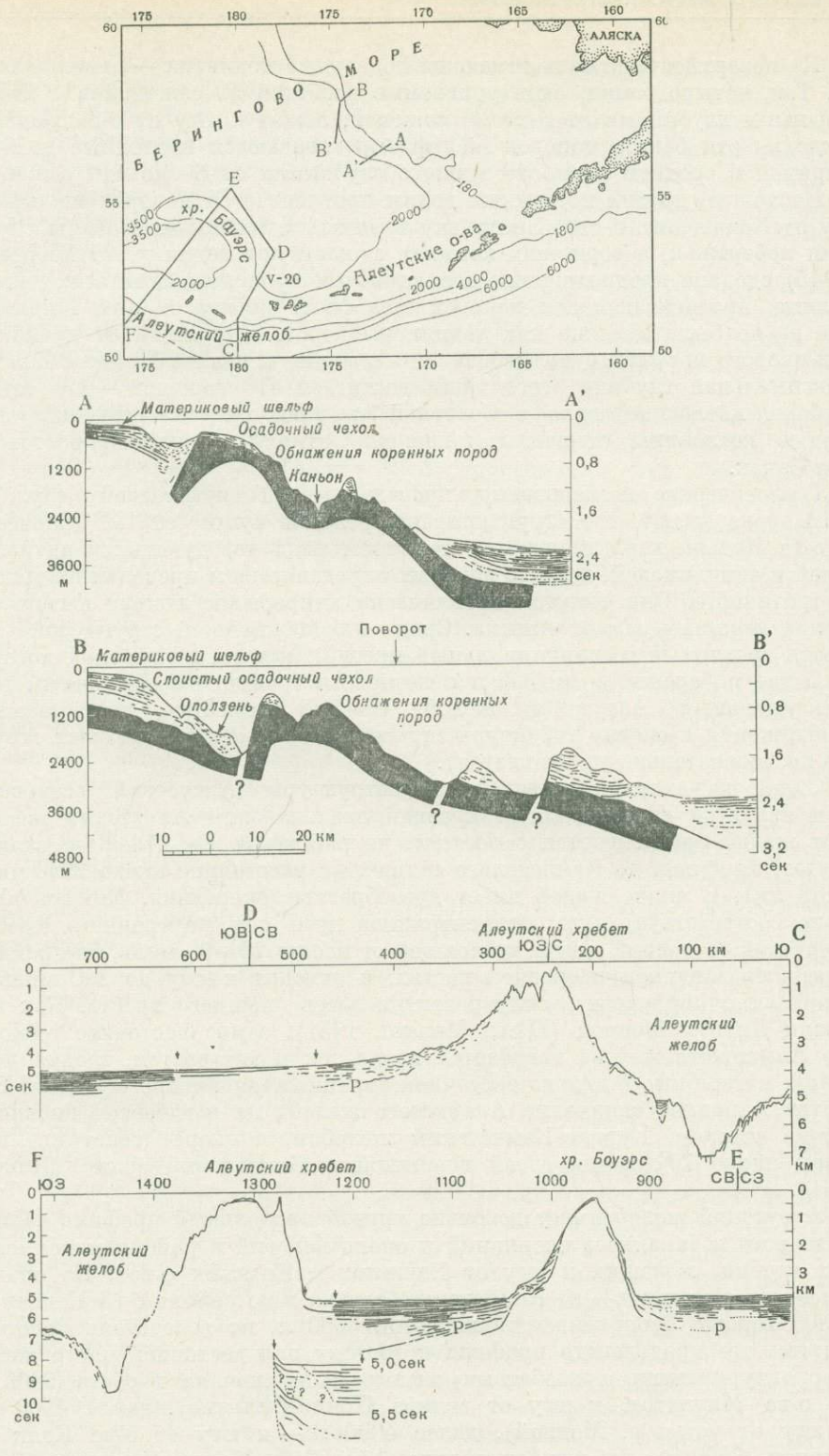


Рис. 97. Строение дна Берингова моря по данным непрерывного сейсмического профилирования

Схема положения профилей (вверху); профили материкового склона (Sholl et al., 1966)

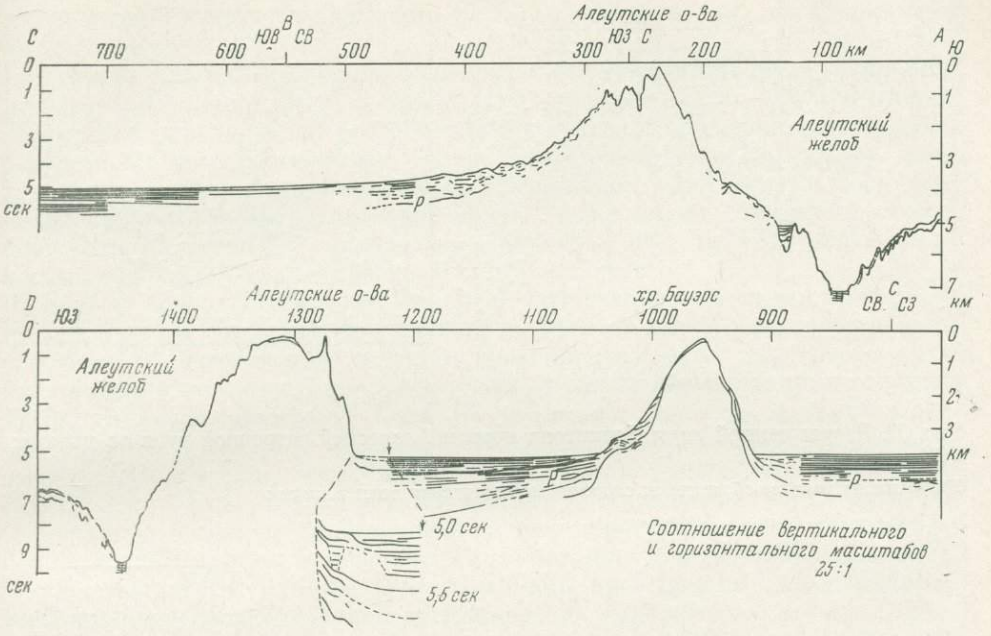


Рис. 98. Профили дна Берингова моря по данным непрерывного сейсмического профилирования (Ewing et al., 1965)

Положение профилей показано на рис. 97

Горное сооружение Курило-Камчатской дуги в своей подводной части имеет весьма сложное строение (рис. 100). В пределах Курильской гряды оно состоит из двух параллельных горных хребтов — внутреннего и внешнего. Первый протягивается почти непрерывно от о-ва Хоккайдо до Камчатки, и его вершины выступают над водой в виде Большой Курильской гряды. Внешний хребет, названный именем «Витязя», лежит с юго-восточной стороны от Большой Курильской гряды и почти полностью скрыт водами океана. Лишь в южной части, вблизи о-ва Хоккайдо, он поднимается над водой, образуя гряду Малых Курильских о-вов и п-ов Неморо. В средней части Курильской гряды внешний хребет разорван, и можно говорить о двух самостоятельных его звеньях — северном и южном. В своих конечных частях эти звенья тесно смыкаются с горным хребтом Большой Курильской гряды, образуя единое массивное горное сооружение. Только в районах проливов Крузенштерна и Буссоль хребет «Витязя» четко отделяется от внутреннего хребта продольными желобами.

В рельефе внутреннего хребта Курильской гряды можно выделить две части: верхнюю вулканическую надстройку и несущий ее цоколь, представляющий собой широкое сводовое поднятие с относительно пологими склонами. Особенно четко это видно в среднем звене гряды. В морфологическом отношении вулканическая надстройка внутреннего хребта резко отличается от внешнего хребта, имеющего, видимо, глыбово-складчатую структуру. Интересно отметить, что именно с внешним хребтом Курильской гряды сопряжено развитие гранитного слоя земной коры, в то время как под внутренним хребтом такой слой отсутствует. Отсутствует он и в разрыве внешнего хребта между проливами Буссоль и Крузенштерна. Цоколь внутреннего хребта представляет собой, вероят-

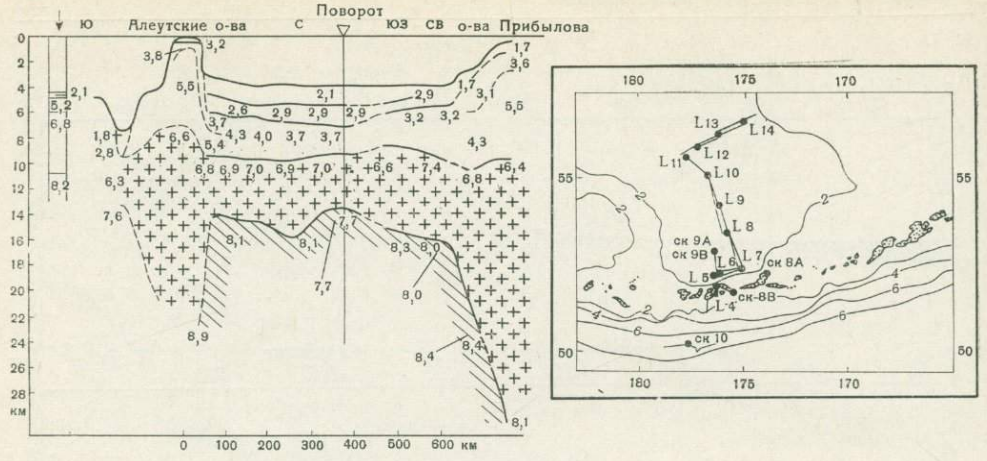


Рис. 99. Разрез земной коры Берингова моря и Алеутской островной дуги по данным ГСЗ

Цифрами на разрезе обозначены скорости сейсмических волн в *км/сек*

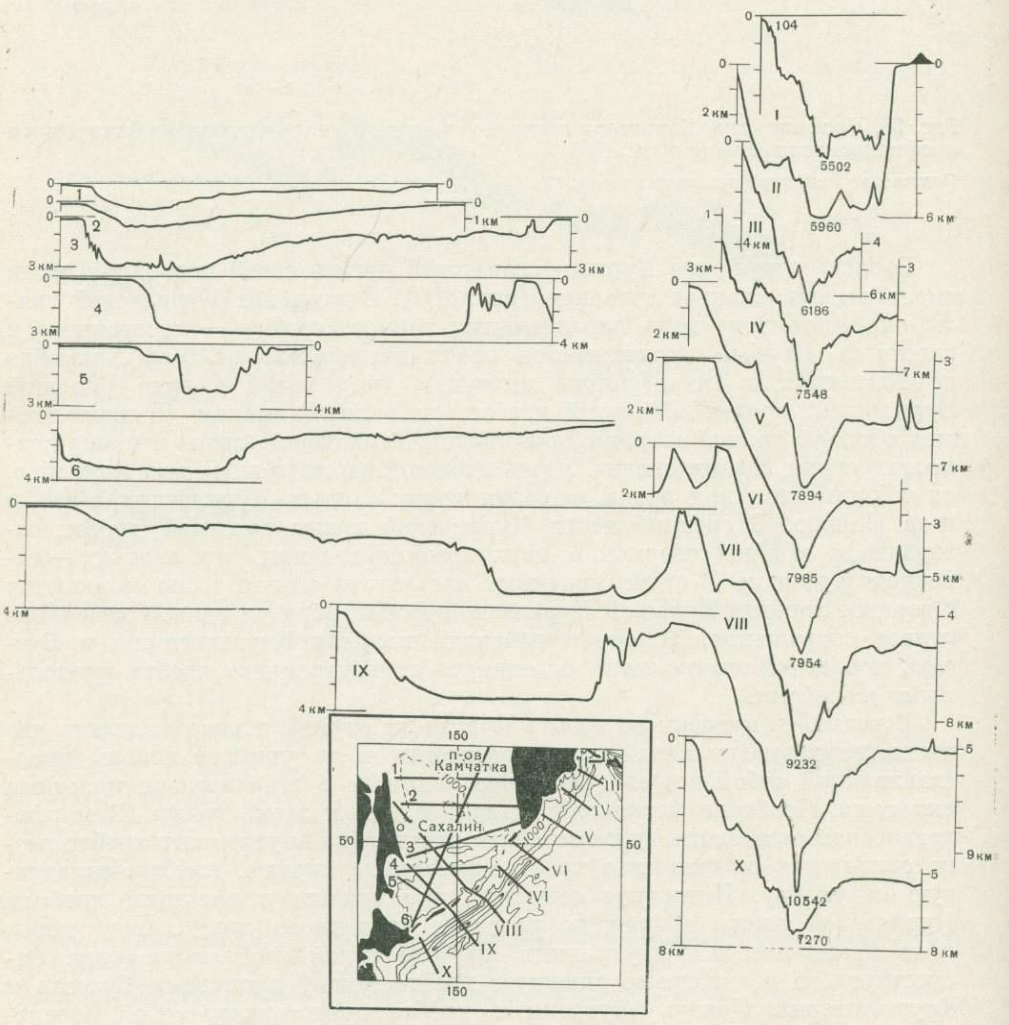


Рис. 100. Профили дна Охотского моря, Курило-Камчатской островной дуги и глубоководного желоба

но, пологую складку базальтового слоя, подобную валам, обнаруженным на ложе океана.

Горные хребты Камчатки образуют северную, надводную, половину горного сооружения Курило-Камчатской дуги. Для этих хребтов также характерно параллельное расположение и соответствие простиранию дуги в целом. Можно предполагать, что по аналогии с этими молодыми, или, во всяком случае, продолжающими развиваться, складчатыми сооружениями горные хребты Курильской гряды также имеют складчатое строение, хотя на островах складчатые структуры этих хребтов почти полностью перекрыты вулканическими образованиями.

Рельеф подводного склона Камчатки значительно осложнен благодаря существованию здесь нескольких горных хребтов почти меридионального простирания, несогласного с общим простиранием дуги. Эти хребты спускаются вниз по склону от Камчатского, Кроноцкого и Шипунского мысов на глубины порядка 6—7 *км*. Их разделяют глубокие и крутосклонные долины, о которых можно довольно определенно говорить, что они имеют тектоническое происхождение и лишь в самых верхних частях своих несут следы эрозионной обработки. В Курильской части дуги не обнаружены подобные хребты несогласного простирания, но существование глубоких прогибов в проливах Крузенштерна (почти меридионального простирания) и Буссоль (юго-восточного простирания), подчеркиваемых линейным расположением вулканических аппаратов по крыльям прогибов, а также отклонение осей звеньев внешнего хребта дуги позволяют говорить, что и в этой части дуги наряду с общим ее структурным планом, характеризующимся северо-восточными простираниями, существуют морфоструктуры иных простираний.

Таким образом, наряду с ярко выраженной линейной ориентированностью всех крупнейших морфоструктур Курило-Камчатской дуги в северо-восточном направлении намечается существование второго морфоструктурного плана. Для него характерны меридиональные и юго-восточные простирания. Проведенные в последние годы Геологическим институтом АН СССР исследования тектоники Камчатки показали, что, вопреки прежним представлениям, структурный план Камчатки также отнюдь не полностью подчинен северо-восточным простираниям, столь ярко выраженным в ее наземном рельефе. Было установлено, что структуры северо-восточных простираний наложены на структуры меридиональных направлений. Последние имеют более древний возраст и плохо прослеживаются в современном рельефе суши.

Сопоставление новых данных о тектонике Камчатки с данными о подводном рельефе ее восточного склона привело к выводу о существовании связи между структурными планами Камчатки и морфоструктурными планами прилегающей к ней подводной части Курило-Камчатской дуги. Возможно, что этот вывод может быть в какой-то мере распространен и на курильскую часть дуги.

Выявление второго структурного плана Камчатки дало возможность объяснить некоторые особенности в распределении очагов землетрясений, выявленные ранее сейсмическими исследованиями. Оказалось, что очаги сильных землетрясений группируются главным образом вдоль крыльев современных и древних структур, являющихся областями преимущественного растяжения. Очаги подводных землетрясений при этом как бы отмечают продолжения структур, выявленных на суше. Можно добавить к этому, что они соответствуют крыльям обнаруживаемых под водой морфоструктур.

Используя эту интереснейшую закономерность в приложении к подводной части Курило-Камчатской зоны, можно подойти к решению практической задачи выявления участков, в пределах которых могут возни-

кать землетрясения значительной силы, ведущие к образованию волн цунами. Если местоположение эпицентров отдельных землетрясений определяется сравнительно неточно, то общая закономерность в распределении большого числа эпицентров намечается достаточно определенно, и связь зон высокой сейсмической активности с морфоструктурными элементами подводной части Курило-Камчатской дуги весьма убедительна. Положение же интересующих нас при этом морфоструктурных элементов определяется достаточно точно с помощью геоморфологической карты. Учитывая данные о сейсмичности и то обстоятельство, что сейсмически наиболее активны склоны подводных горных хребтов и желобов меридионального и близкого к меридиональному простираний, можно получить схему вероятных очагов и путей распространения волн цунами в Курило-Камчатской зоне, основанную на данных о подводном рельефе.

С морфоструктурами Курило-Камчатской дуги теснейшим образом связаны широко развитые в ее пределах вулканические сооружения. Вулканизм надводной части Курило-Камчатской дуги подробно исследован наземными геологами и вулканологами. Однако картина вулканизма дуги в целом была бы неполной без данных о вулканизме ее подводной части. Работы «Витязя» привели, по существу, к открытию обширной вулканической области, недоступной ранее исследователям. В настоящее время в районе Курильской гряды насчитывается около 80 подводных гор, из которых по крайней мере 55 имеют ярко выраженные морфологические особенности подводных вулканов. Остальные горы, по-видимому, также имеют вулканическое происхождение, хотя не исключена возможность существования здесь и тектонических гор. Выделение вулканов среди подводных гор производилось на основе сведений о более или менее правильной конической форме, присущей обычно вулканическим сооружениям, о выходах на склонах обнажений свежих лав, а также на основании имеющихся в литературе указаний о наблюдающихся подводных извержениях (Безруков и др., 1958).

Наибольшее количество подводных гор и вулканов приурочено к сводовой части и северо-западному склону внутреннего хребта Курильской гряды. В пределах внешнего хребта также имеется несколько подводных гор предположительно вулканического происхождения. Кроме того, вулканическое происхождение можно предполагать для нескольких гор на подводном склоне Камчатки.

Большой интерес представляют особенности расположения подводных вулканов в связи с морфоструктурами Курило-Камчатской дуги. Кроме четкой связи вулканов со сводовой частью внутреннего хребта Курильской гряды, можно заметить также определенную связь вулканизма со структурами меридионального плана. Наземные и подводные вулканы образуют здесь линейные ряды вдоль крыльев прогибов, являющихся зонами растяжений и разломов. Таковы линейные ряды вулканов по крыльям прогибов в Четвертом Курильском проливе, в проливах Крузенштерна, Буссоль и Фриза, по северо-восточному крылу прогиба Авачинского залива. Интересно, что при этом некоторые вулканы из числа таких линейных рядов располагаются уже за пределами собственного горного сооружения Курило-Камчатской дуги, в пределах Курильской котловины Охотского моря, как, например, вулканы о-вов Чиринкотан и Броутона, скалы Авось. Один из подводных вулканов, к северо-западу от о-ва Маканруши, находится даже на северо-западном склоне Курильской котловины. Таким образом, можно предполагать, что структуры, вдоль крыльев которых расположены ряды вулканов, протягиваются далеко за пределы горных хребтов северо-восточного простирания. Многие подводные горы и вулканы имеют плоские выровненные вершины. В большинстве случаев эти плоские вершины лежат на глубине порядка 120—

160 *м*, но в ряде случаев и значительно глубже, вплоть до глубин в несколько сотен метров.

Курило-Камчатский желоб — это узкое понижение дна, тянущееся от района Сангарского пролива на юге до Камчатского пролива на севере. Протяженность его достигает около 2200 *км*. В плане желоб имеет слегка дугообразные очертания, а его ось следует примерно параллельно берегам Камчатки и Курильских о-вов. На северо-востоке желоб пересекается под углом около 70° с Алеутским желобом на глубинах порядка 5600 *м* и резко выклинивается в Камчатском проливе. На юго-западе Курило-Камчатский желоб пересекается с Японским желобом под углом около 130° и отделяется от него седловиной с глубиной около 6500 *м*. Наибольшая глубина желоба равна 9717 *м* (Михайлов, 1970).

На всем протяжении Курило-Камчатский желоб имеет характерный V-образный поперечный профиль. Этот профиль асимметричен вследствие того, что северо-западный склон имеет высоту 6—10 *км*, а юго-восточный — лишь 2—5 *км*. Крутизна склонов желоба составляет в среднем 7°, причем в верхней части склоны имеют крутизну всего 5—6°, а в нижней — до 20—25°. Склоны желоба повсеместно разбиты на систему тектонических уступов и ступеней, местами имеющих довольно значительную протяженность. Фактические углы наклона дна в пределах уступов могут достигать 45° и более, в то время как на поверхности ступеней уклоны дна снижаются до нескольких минут. Ступенчатый профиль склонов характерен для всех океанических желобов и свидетельствует о широком развитии разрывных дислокаций. Если можно предполагать, что в целом Курило-Камчатский желоб представляет собой геосинклинальный прогиб, то это прогиб, в значительной мере осложненный сбросами.

Интересно отметить, что V-образный поперечный профиль Курило-Камчатского желоба существенно отличается от формы профилей, свойственных обычно синклинальным прогибам, известным по геологическим разрезам суши. Синклинальные прогибы имеют большей частью поперечный профиль плавных, округлых очертаний. Типичная для океанических желобов V-образная форма поперечного профиля свидетельствует, видимо, о значительной или даже преобладающей роли разрывных нарушений в образовании этих прогибов.

Когда мы говорим о V-образном профиле Курило-Камчатского желоба, то допускаем некоторую неточность. Действительно, в общем профиле желоб имеет такую форму, но в самой нижней части его почти повсеместно наблюдается полоса плоского выровненного аккумулятивного дна. На протяжении всего желоба ширина плоского дна, показываемого на геоморфологической карте в качестве поверхности аккумулятивного выравнивания, колеблется от 1 до 20 *км* и большей частью равна примерно 5 *км*.

Дно Курило-Камчатского и Алеутского желобов в районе их стыка представляет собой относительно плоскую равнину с глубинами около 5000—6000 *м*. Продолжения обоих желобов прослеживаются и после их пересечения: Курило-Камчатский желоб проникает в Камчатский пролив, обладающий весьма сложным подводным рельефом. Высокие подводные горы этого пролива, возможно, являются остатками хребта, соединявшего некогда Командорские о-ва с Камчаткой. Крупная подводная долина в средней части Камчатского залива, вероятно, является окончанием Алеутского желоба, поскольку, в отличие от подобных долин Авачинского и Кроноцкого заливов, она имеет не меридиональное, а юго-восточное направление. Впрочем, это юго-восточное направление характерно только для нижней части долины, а в верхней она приобретает также меридиональное направление, как и другие подводные долины Камчатки.

Рельеф дна в районе стыка Курило-Камчатского и Японского желобов интересен в том отношении, что здесь рядом с разделяющей их седловиной располагаются несколько подводных вулканов высотой до 2000—3400 *м*.

Интересной особенностью Курило-Камчатской дуги в целом являются морфологические различия между ее отдельными звеньями. Эти различия, обусловленные особенностями структуры, можно рассматривать как признаки разных стадий развития. Сопоставляя же Курило-Камчатскую дугу с другими звеньями системы островных дуг западной части Тихого океана, можно прийти к выводу, что и эти звенья в свою очередь также обладают признаками различных стадий развития. Таким образом, мы подойдем к представлению о существовании некоторого эволюционного ряда морфоструктур, объединенных общим генезисом.

В самом деле, в пределах Курило-Камчатской дуги мы видим хорошо развитые глыбово-складчатые сооружения Камчатки, примкнувшие к материковым платформенным структурам, и наряду с этим — менее развитые звенья внешнего хребта Курильской гряды, отсутствующего в средней части этой гряды. В различной мере развиты в пределах дуги вулканические сооружения, образующие надстройку то на широком сводовом поднятии цоколя гряды, то на своде и крыльях складчато-глыбовых хребтов. Предполагая сходство цоколя с широкими сводовыми поднятиями ложа океана, представляющими пологие складки базальтового слоя, можно думать, что эти складки соответствуют одной из ранних стадий развития горных сооружений островных дуг. Дальнейшее их развитие сопровождается построением глыбово-складчатых сооружений с гранитными корнями, подобных внешнему хребту Курильской гряды, усилением вулканизма и впоследствии примыканием к материковой платформе, подобно горным сооружениям Камчатки.

Морфоскульптура абразионно-аккумулятивного типа развита в Курило-Камчатской дуге в пределах сравнительно узкой полосы прибрежных мелководий. Границей этого типа служит глубина активного волнового воздействия, определенная как $^1/_2$—$^1/_3$ длины или 5—7 высот штормовых волн (70—100 *м*), а также внешняя граница прибрежной полосы крупноалевритовых осадков. В ряде случаев удается выделить также волновую аккумулятивную морфоскульптуру в зоне современного слабого волнового воздействия, ограничиваемого глубиной, равной одной длине или десяти высотам штормовых волн (150—200 *м*).

Подавляющая часть пространства дна в области Курило-Камчатской дуги — это область развития различных категорий аккумулятивной гравитационной морфоскульптуры. При этом благодаря большой крутизне склонов создаются условия для образования оползней и суспензионных потоков, а следовательно, и для развития соответствующих морфоскульптур. Большую роль в этом играет также высокая сейсмичность дуги. Днища котловин и, в частности, дно Курило-Камчатского желоба являются местом аккумуляции оползневых масс и отложений суспензионных потоков.

Курило-Камчатская дуга представляет собой колоссальный барьер для приливной волны, охватывающей всю толщу вод Тихого океана. Перестроение приливной волны вблизи этого барьера вызывает образование сильных придонных течений. Поэтому в проливах Курильской гряды и на вершинах и склонах подводных горных хребтов большое развитие получил эрозионный субаквальный тип морфоскульптуры. Эрозионная морфоскульптура отмечается на самых различных глубинах, вплоть до 5—6 *км*.

Полученные в последние годы данные о мощностях осадочной толщи свидетельствуют о тесной связи интенсивности осадконакопления со струк-

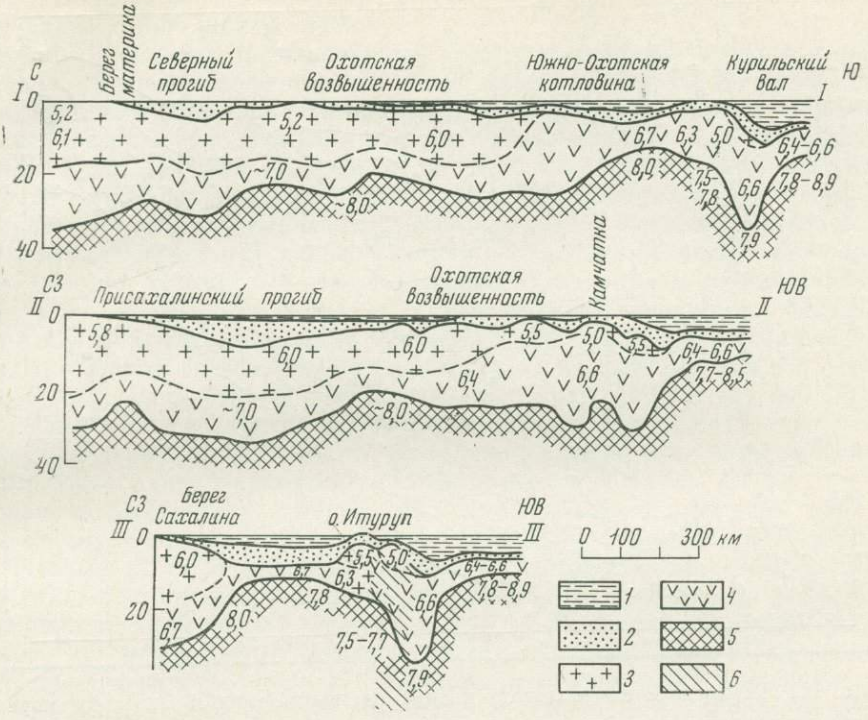


Рис. 101. Сводные разрезы земной коры Охотского моря, Курило-Камчатской островной дуги и глубоководного желоба по данным ГСЗ (Косминская и др., 1963)

1 — вода; *2* — осадочный слой, средняя скорость сейсмических волн менее 3,5 *км/сек*; *3* — гранитный слой, скорости 5,2—6,4 *км/сек*; *4* — базальтовый слой, скорости 6,4—7,0 *км/сек*; *5* — подкоровый слой, скорости 7,5—9,4 *км/сек*; *6* — область современной сейсмической активности. Цифрами на разрезах обозначены скорости сейсмических волн в *км/сек*

турами Курило-Камчатской дуги. При этом узкая прибрежная отмель и крутые склоны горных хребтов Курило-Камчатской дуги являются преимущественно областью транзитного переноса осадочного материала, накапливающегося здесь лишь в замкнутых понижениях рельефа. Соответственно этому в целом мощность осадочного покрова здесь незначительна — порядка 100—200 *м*, как это показали результаты сейсмоакустического зондирования (рис. 101, 102).

Вместе с тем мощность осадочной толщи резко возрастает в замкнутых понижениях и в особенности в синклинальных прогибах Курильской котловины и Курило-Камчатского желоба. По данным К. В. Вакара, полученным при обработке материалов 19-го рейса «Витязя», и по результатам работ С. М. Зверева, мощность осадков на дне Курило-Камчатского желоба достигает 2 *км*. В Курильской котловине, по данным Е. И. Гальперина и др. (1964), мощность осадочной толщи достигает 2—3 *км*. На поверхности краевого вала Зенкевича, представляющего собой пологую складку базальтового слоя, мощность осадков резко падает, достигая лишь 100—200 *м*. Таким образом, тектонические поднятия здесь являются областями сноса, в то время как тектонические понижения — областями интенсивного осадконакопления. Связь между тектоникой и темпами осадконакопления осуществляется посредством специфических условий гидродинамики, гравитационных перемещений по склонам в виде оползней и суспензионных потоков.

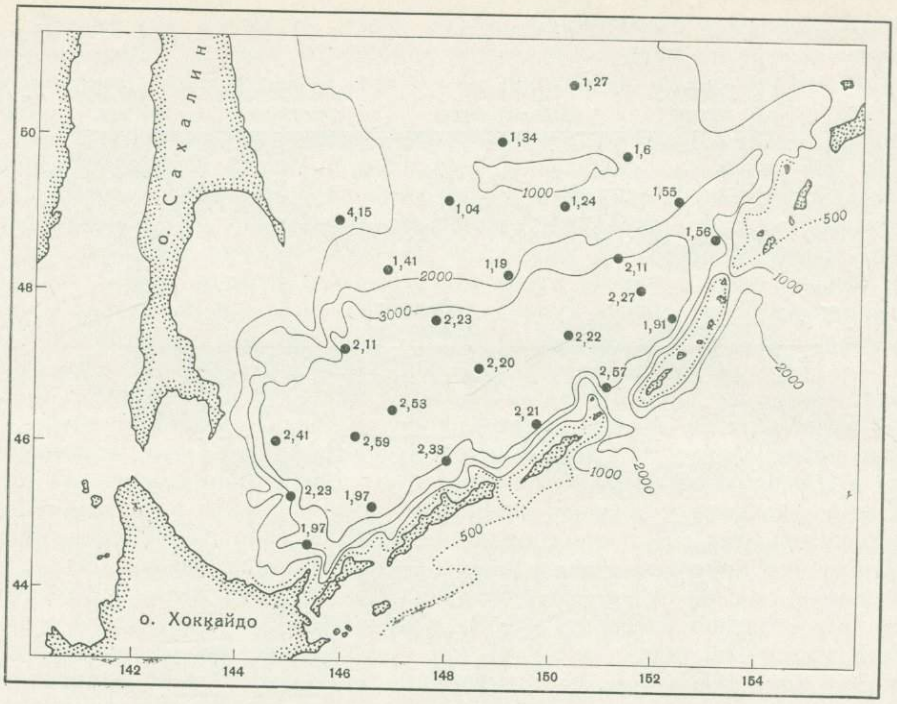


Рис. 102. Распределение теплового потока из недр Земли в Охотском море
Цифрами обозначена величина теплового потока в *мкал/сек · см²*

Нам кажется, что сведения о современном подводном рельефе этой области обязательно должны учитываться при палеогеографических реконструкциях геосинклинальных зон тихоокеанского кольца, находящихся в более зрелых стадиях развития. В Курильской котловине Охотского моря и на поверхности ложа Тихого океана картина распределения морфоскульптур значительно проще. Там преобладают более однородные категории морфоскульптур аккумулятивного типа, и лишь местами отмечаются участки с развитием эрозионных субаквальных морфоскульптур. В пределах ложа Тихого океана поступление осадочного материала оказывается значительно сокращенным по сравнению с Курильской котловиной Охотского моря, и это сказывается на характере развивающихся там морфоскульптур.

Длительное взаимодействие экзогенных процессов подводного рельефообразования с морфоструктурами приводит к образованию крупных поверхностей выравнивания: абразионно-аккумулятивной, связанной с деятельностью морского волнения, и аккумулятивной, обусловленной накоплением осадочного материала. Поверхности выравнивания хорошо выделяются в подводном рельефе и показаны на геоморфологической карте. При этом весьма интересными оказываются деформации поверхностей выравнивания, вызываемые тектоническими движениями.

Наиболее ярко выражена поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, выработанная в процессе миграции зоны активного волнового воздействия в послеледниковое время. Эвстатическое поднятие уровня океана в послеледниковое время обусловило значительное перемещение зоны волнового воздействия, а интенсивная переработка и выравнивание рельефа в этой зоне привели к образованию повсеместно развитой полосы прибрежных отмелей. В пределах Курило-Камчатской дуги глуби-

на края прибрежной отмели колеблется от 90 до 230 *м* и в большинстве случаев равна примерно 120—140 *м*.

Предполагается, что первоначально, в период наиболее низкого стояния уровня океана, положение внешнего края отмели соответствовало глубине активной абразии и повсюду было примерно одинаковым — около 9—12 *м*. Последующее поднятие уровня океана привело к погружению внешнего края прибрежной отмели на глубины порядка 120—140 *м*, а дифференцированные вертикальные движения различных частей Курило-Камчатской дуги обусловили деформацию поверхности выравнивания и вызвали наблюдающиеся сейчас различия в глубине ее внешнего края. Правда, следует оговориться, что известные отклонения в глубине края отмели могут быть связаны также с врезанием в поверхность отмели подводных долин и с различиями в наклоне той первичной поверхности склона, на которой вырабатывалась поверхность отмели. Однако все случаи наиболее резких отклонений в глубинах края отмели все же следует связывать с последующими тектоническими деформациями, как например, погружение края отмели в Кроноцком заливе, близ берегов Южной Камчатки и у о-ва Парамушир (Канаев, Ларина, 1959).

Наряду с прибрежной отмелью отмечаются также поверхности абразионно-аккумулятивного выравнивания, лежащие на уровнях, значительно отличающихся от уровня этой отмели. С одной стороны, это сравнительно небольшие по своей площади абразионно-аккумулятивные террасы на поверхности прибрежной отмели. С другой стороны, это более значительные по своим масштабам поверхности выравнивания, опущенные глубже, чем поверхность отмели. Особенно примечательна выровненная вершинная поверхность хребта «Витязя». В северной и южной частях хребта «Витязя» эта вершинная поверхность смыкается с прибрежной отмелью северных и южных Курильских о-вов. В направлении к средней части гряды наблюдается понижение вершинной поверхности хребта, разделяющейся при этом на ряд последовательных ступеней. Наибольшая глубина погружения выровненной поверхности хребта наблюдается в районе пролива Буссоль. Можно предполагать, что поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания на сводовой части хребта «Витязя» оказалась деформированной за счет дифференцированных вертикальных движений. Следует заметить, что предположение о погружении среднего звена гряды кажется нам мало вероятным, так как на протяжении этого звена от пролива Буссоль до пролива Надежды погруженная абразионно-аккумулятивная поверхность вообще отсутствует. Вероятнее всего, среднее звено Курильской гряды представляет собой молодую, поднимающуюся морфоструктуру, еще не испытавшую столь значительных поднятий и не подвергавшуюся выравниванию и последующему погружению, как это можно предполагать для хребта «Витязя».

Плоские равнины дна Курильской котловины и дна Курило-Камчатского желоба (субгоризонтальные равнины) являются поверхностями аккумулятивного выравнивания. Механизм образования таких плоских равнин до сих пор еще не вполне ясен. Многие авторы считают, что основную роль в их образовании играют суспензионные потоки, интенсивно перемещающие осадочный материал в горизонтальном направлении. Существуют также представления о том, что такие равнины — закономерное образование даже в условиях самого обычного более или менее равномерного осадконакопления. Во всяком случае в морфологическом отношении эти равнины представляют собой явление исключительное и не имеют аналогов на суше.

Японское море. Котловина Японского моря отделена от океана горным сооружением Японской островной гряды. Ее дно в северной половине хорошо выровнено и почти плоское, но в южной части сложно рас-

членено подводными хребтами и возвышенностями. Максимальная глубина Японского моря, по данным экспедиции «Витязя», 3670 *м* (Зенкевич, 1959). За последние годы котловина Японского моря обстоятельно исследовалась геофизическими методами (Murauchi et al., 1964; Yasui et al., 1967; Uyeda, Vacquier, 1968).

Японская островная гряда и Японский глубоководный желоб. Японская островная гряда протягивается от пролива Лаперуза, отделяющего ее от Сахалина, до пролива Осуми, за которым тянется островная гряда Нансей (Рюкю). В Японскую островную гряду входят о-ва Хоккайдо, Хонсю, Сикоку и Кюсю, а также ряд малых островов. В районе Корейского пролива горное сооружение Японской островной гряды смыкается с материковой отмелью и с горным сооружением островной гряды Нансей. Горный хребет Японской гряды отделяет от океана котловину Японского моря (рис. 103, 104).

Характерная особенность профиля горного сооружения Японской гряды в районе Сангарского пролива — широкое массивное поднятие на глубинах 1300—1500 *м* на склоне, обращенном к океану. Это поднятие отделено от берега неглубоким желобом и имеет относительно ровную поверхность, в сравнении с которой резким контрастом выглядит сложное расчленение склона гряды, обращенного к материку. Возможно, что описываемое поднятие следует рассматривать как неразвившийся внешний подводный хребет островной дуги, подобный средней части хребта «Витязя» в Курило-Камчатской дуге.

К востоку от этого подводного поднятия, на расстоянии около 90—100 миль от берега, начиная с глубин около 2000 *м*, крутизна склона резко увеличивается. Сначала угол падения склона равен примерно 3—4°, а затем, на глубинах около 4500 *м*, возрастает до 5—10°. Дно Японского глубоководного желоба, лежащего к востоку от о-ва Хонсю, представляет собой чрезвычайно узкую полосу плоской, почти горизонтальной поверхности и сложено из рыхлых донных отложений, накапливающихся в наиболее глубокой части желоба (Ludwig et al., 1966) (рис. 105—108). Ширина этой полосы меняется в пределах от 1 до 10 миль и нигде не превышает 20 миль. Местами плоское дно исчезает, и оба склона желоба смыкаются. По данным японской батиметрической карты № 6901, в желобе имеются глубины более 8000 *м*, причем максимальная глубина равна 8412 *м* (36°08′ с. ш., 142°43′ в. д.). Поперечный профиль желоба асимметричен: склон со стороны Японской дуги более крут, но расчленен менее сложно, чем более пологий (2—3°), но расчлененный на крупные глыбы и долины, склон со стороны ложа океана.

Данные экспедиции «Витязя» позволяют утверждать, что действительное положение Японского желоба должно быть показано несколько западнее по сравнению с тем, как он изображен на прежних батиметрических картах (например, на японской карте № 6901 и американской карте № 5485).

При установлении максимальной глубины Японского желоба необходимо уточнить, что следует называть Японским желобом. Мы применяем это название только к той его части, которая лежит к востоку от о-ва Хонсю, и именно в ее пределах находится максимальная глубина, указанная выше,— 8412 *м*. Многие авторы распространяют это название также на желоб, сопряженный с горным хребтом Идзу-Бонинской островной дуги, а глубины этого желоба, называемого нами теперь Идзу-Бонинским, считают максимальными глубинами Японского желоба. Поскольку Идзу-Бонинский желоб представляется нам самостоятельной формой рельефа, входящей в морфологический комплекс Идзу-Бонинской островной дуги, мы не считаем возможным соединять его с Японским жело-

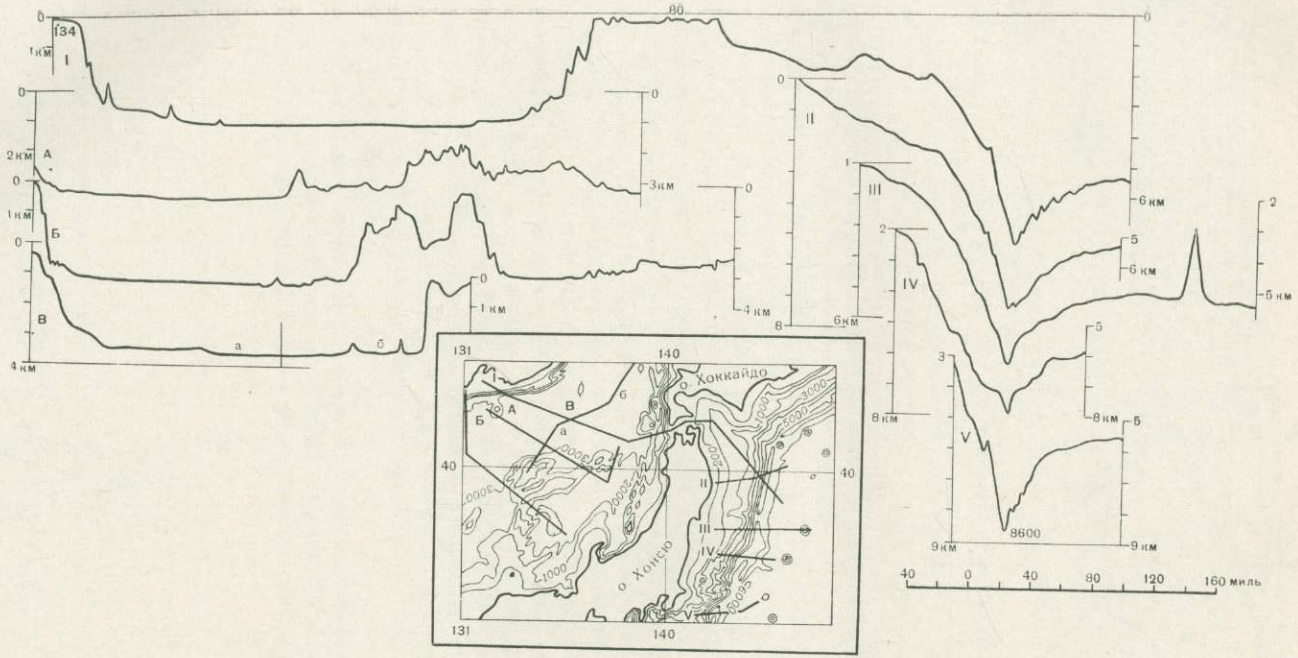


Рис. 103. Профили дна Японского моря, Японской островной дуги и глубоководного желоба

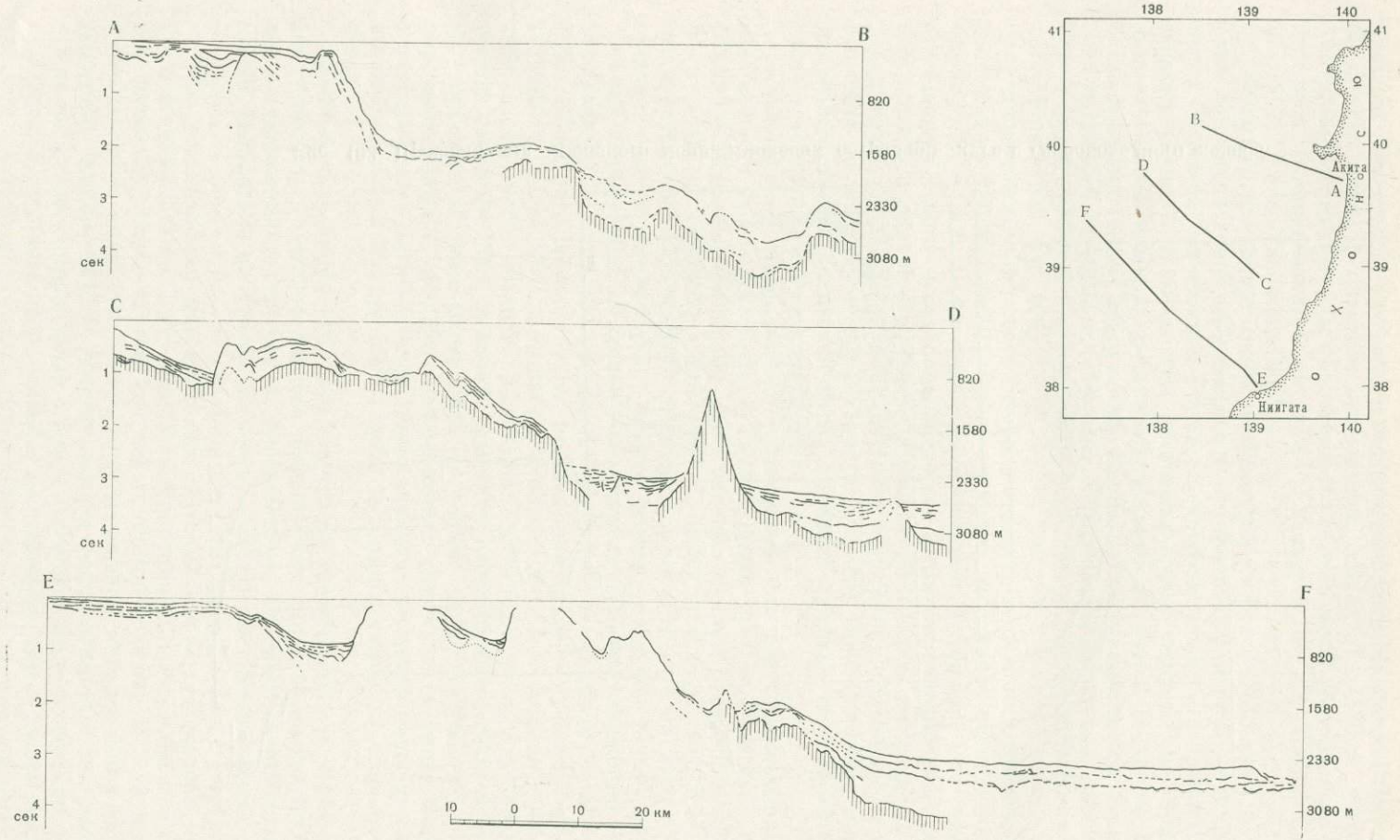


Рис. 104. Разрезы непрерывного сейсмического профилирования в Японском море (Hotta, 1967)

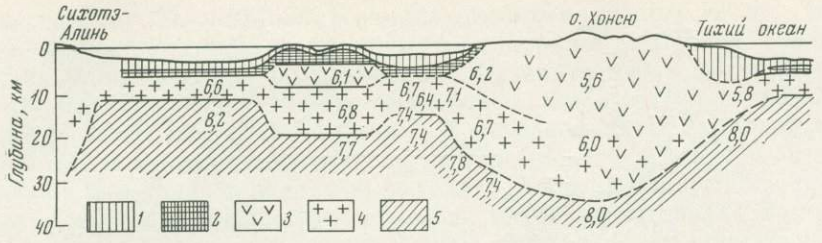


Рис. 105. Разрез земной коры Японского моря, Японской островной дуги и глубоководного желоба по данным ГСЗ (Murauchi, 1966)

1 — осадочный слой; *2* — надбазальтовый; *3* — гранитно-метаморфический слой; *4* — базальтовый слой; *5* — подкоровый слой.
Цифрами на разрезе обозначены скорости сейсмических волн в *км/сек*

бом и решаем соответственно этому вопрос о максимальных глубинах этих желобов.

Поперечные профили Японской дуги показывают существование крупного сейсмически активного поднятия на обращенном в сторону океана склоне (Den, 1968; Den et al., 1968). В западной части дуги оно уже не является полностью подводным: бóльшая часть его поднимается над водой в виде п-ова Кии (о. Хонсю) и о-ва Сикоку. Склон обладает довольно сложным расчленением. У подножия склона лежит неглубокий желоб Кюсю шириной около 15 миль с глубинами до 4900 *м*. Несколько западнее, по данным морских навигационных карт, глубины в этом желобе возрастают до 5730 *м*. Этот желоб может быть либо восточным продолжением желоба Нансей (Рюкю), либо самостоятельным. Вопрос о связи его с желобом Нансей еще недостаточно ясен. От Японского желоба он отделен высоким горным хребтом Идзу-Бонинской гряды. Дно желоба плоское, выровненное. Его профиль резко асимметричен: склон со стороны Японской дуги высок и крут (до 7—10°), а со стороны ложа Филиппинской котловины очень пологий (около 0°, 5) и низкий (порядка 500—700 *м*) (рис. 109).

Восточно-Китайское море. Котловина Восточно-Китайского моря отделена от океана горным хребтом островной гряды Нансей. Характерной особенностью этой котловины является огромная ширина материковой

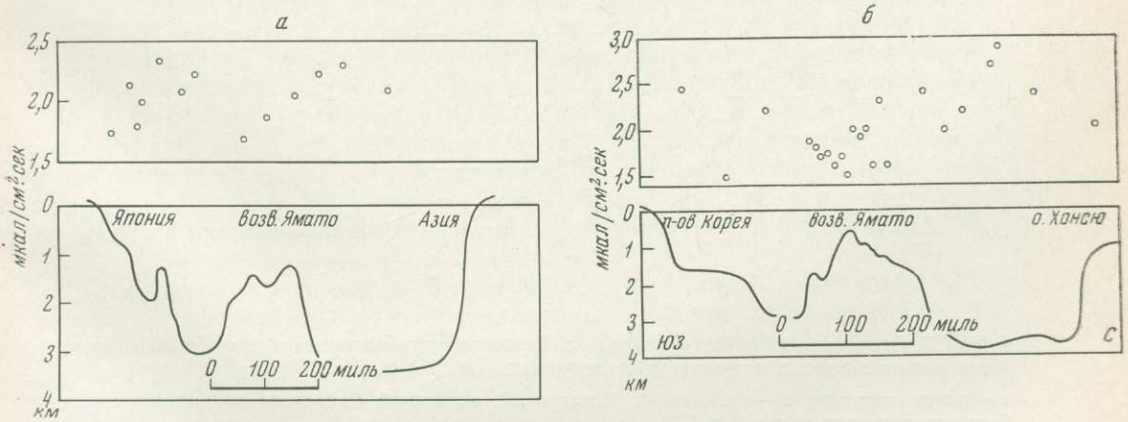


Рис. 106. Распределение теплового потока из недр Земли в Японском море относительно профилей дна (Yasui et al., 1968)

а — по профилю вдоль меридиана возвышенности Ямато; *б* — по профилю поперек моря от о-ва Хонсю до Кореи

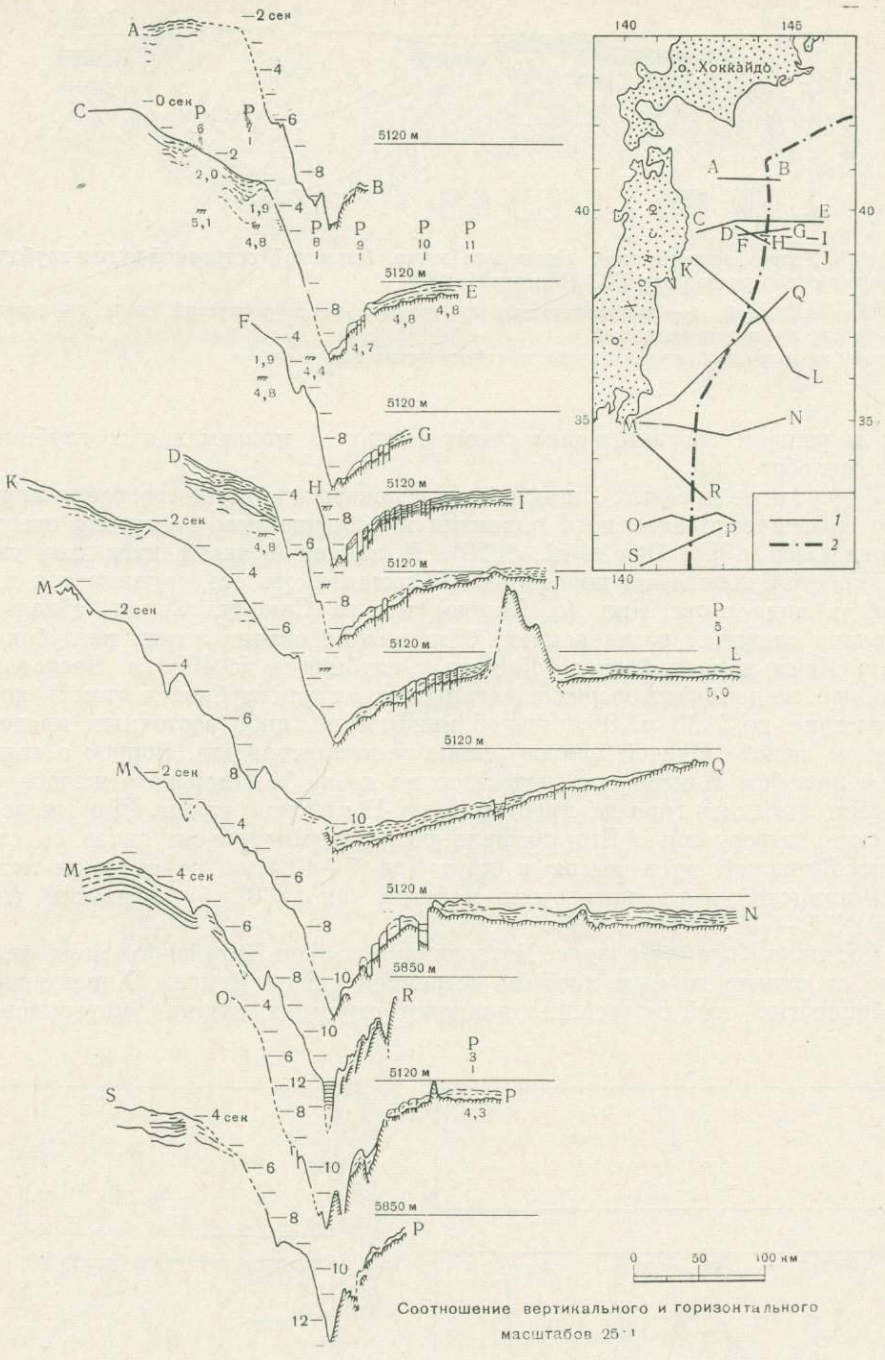


Рис. 107. Строение осадочного покрова в Японском глубоководном желобе по данным непрерывного сейсмического профилирования (Ludwig et al., 1966)

1 — линии разрезов; *2* — ось желоба. Показанный штриховой фундамент соответствует надбазальтовому слою по данным ГСЗ

отмели, хорошо выровненной осадконакоплением (Emery et al., 1969). Море покрывает обширные пространства окраины материка. Глубокая котловина моря невелика по размерам и вытянута вдоль гряды Нансей. Наиболее глубока южная часть котловины: здесь глубина достигает 2719 *м* (25°16′ с. ш., 124°01′,5 в. д.). В северной части котловины Восточно-Китайского моря горные сооружения гряды — Нансей и Японии примыкают вплотную к поднятию материка Азии, и прибрежная отмель Японии сливается с материковой отмелью. Глубокая котловина Восточно-Китайского моря в районе пролива Такара имеет глубину порядка 800 *м*, а далее к северу выклинивается.

Островная гряда Нансей и глубоководный желоб Нансей (Рюкю). Горный хребет островной гряды Нансей протягивается от пролива Осуми к о-ву Тайвань. В о-ва Нансей входит несколько небольших островных

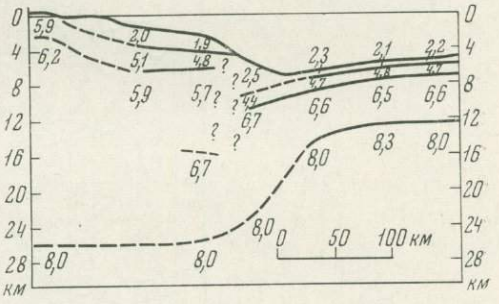


Рис. 108. Разрез земной коры Японской островной дуги и глубоководного желоба по параллели 39°45′ с. ш. по данным ГСЗ (Ludwig et al., 1966)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

групп, в том числе о-ва Рюкю. С горным сооружением гряды Нансей сопряжен глубоководный желоб Нансей, для которого до сих пор в отечественной литературе применялось название желоб Рюкю. Стремясь к единству международной терминологии и учитывая рекомендации Международного комитета по названиям форм подводного рельефа, мы называем его теперь желобом Нансей. Горный хребет островной гряды Нансей отделяет от океана котловину Восточно-Китайского моря (рис. 110).

Поперечный профиль островной дуги Нансей в районе пролива Такара показывает слегка вогнутый сложнорасчлененный склон горного сооружения этой гряды, обращенный в сторону Филиппинской котловины. У подножия склона лежит узкий глубоководный желоб Нансей с глубинами в этом районе порядка 5700 *м*. Максимальная известная глубина желоба (7507 *м*) находится в юго-западной части его (25°15′ с. ш., 128°32′ в. д.) и была измерена в 1925 г. японским гидрографическим судном «Мансю».

Филиппинская островная гряда и Филиппинский глубоководный желоб. Горный хребет Филиппинской островной гряды протягивается от о-ва Тайвань на юг до Молуккских о-вов. Этот хребет отделяет от океана несколько котловин Австрало-Азиатских морей: Южно-Китайского, Сулу, Целебесского, Молуккского, Банда, Серам (рис. 111). В южной части хребта с ним сопряжен глубоководный Филиппинский желоб (рис. 112, 113).

Профили северной части Филиппинской островной гряды свидетельствуют о чрезвычайной крутизне склона горного хребта этой гряды, обращенного в сторону океана (Марова, 1963). Поверхность склона сложно расчленена на крупные тектонические глыбы, наряду с которыми здесь, по-видимому, широко распространены вулканические формы рельефа. У подножия склона в этой части гряды не обнаружено четко выраженного северного продолжения Филиппинского желоба. Желоб этот выражен в рельефе чрезвычайно четко в южной половине Филиппинской гряды, близ о-ва Минданао. Его профиль имеет асимметричную форму: склон

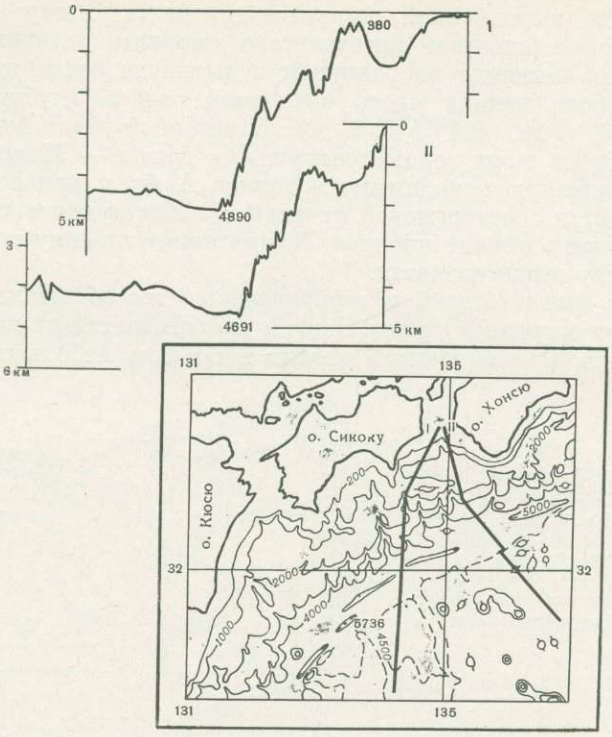


Рис. 109. Профили глубоководного желоба Кюсю

со стороны островной дуги более крут, чем склон со стороны ложа океана. Плоское дно имеет ширину около 0,5 мили. Склон Филиппинской островной гряды имеет несколько уступов и узких ступеней. Как известно, максимальная принятая большинством авторов глубина Филиппинского желоба (была измерена в 1951 г. «Галатеей») равна 10 265 *м* (10°23′,8 с. ш., 126°40′,5 в. д.) и находится севернее разреза «Витязя» близ северной оконечности о-ва Минданао. Указывавшиеся ранее глубины, измеренные кораблями «Эмден» (10 830 *м*) и «Кейп-Джонсон» (10 497 *м*), а также «Галатеей» (10 540 *м*), оказались ошибочными. Можно полагать, что вероятное исправленное значение глубины «Эмдена» — 10 167 *м*, указанное Хессом (1948), довольно близко к действительным глубинам желоба в этом районе. Профиль, проведенный через наиболее южную часть Филиппинской островной дуги близ о-ва Моротай (Молуккские о-ва), показывает несколько менее крутой, но также расчлененный на уступы и ступени склон горного хребта и достаточно хорошо выраженный глубоководный желоб. Глубины желоба (порядка 5700 *м*) значительно меньше, чем в районе о-ва Минданао, плоское дно отсутствует. Его можно рассматривать как южную оконечность Филиппинского желоба.

Филиппинская котловина. Эта котловина отделена от других котловин океана протяженной системой горных хребтов островных дуг Идзу, Бонин (Огасавара), Волкано (Иводзима), Марианской, Яп и Палау (рис. 112, 113, 117). С запада она ограничена горным хребтом Филиппинской островной дуги, на севере — горными хребтами дуг Нансей и Японской. Подводным горным хребтом Кюсю-Палау (рис. 114), несущим на себе риф Паресе-вела и о-ва Бородино (Дайто), котловина делится на две части: западную (собственно Филиппинская котловина) и восточную (котловины

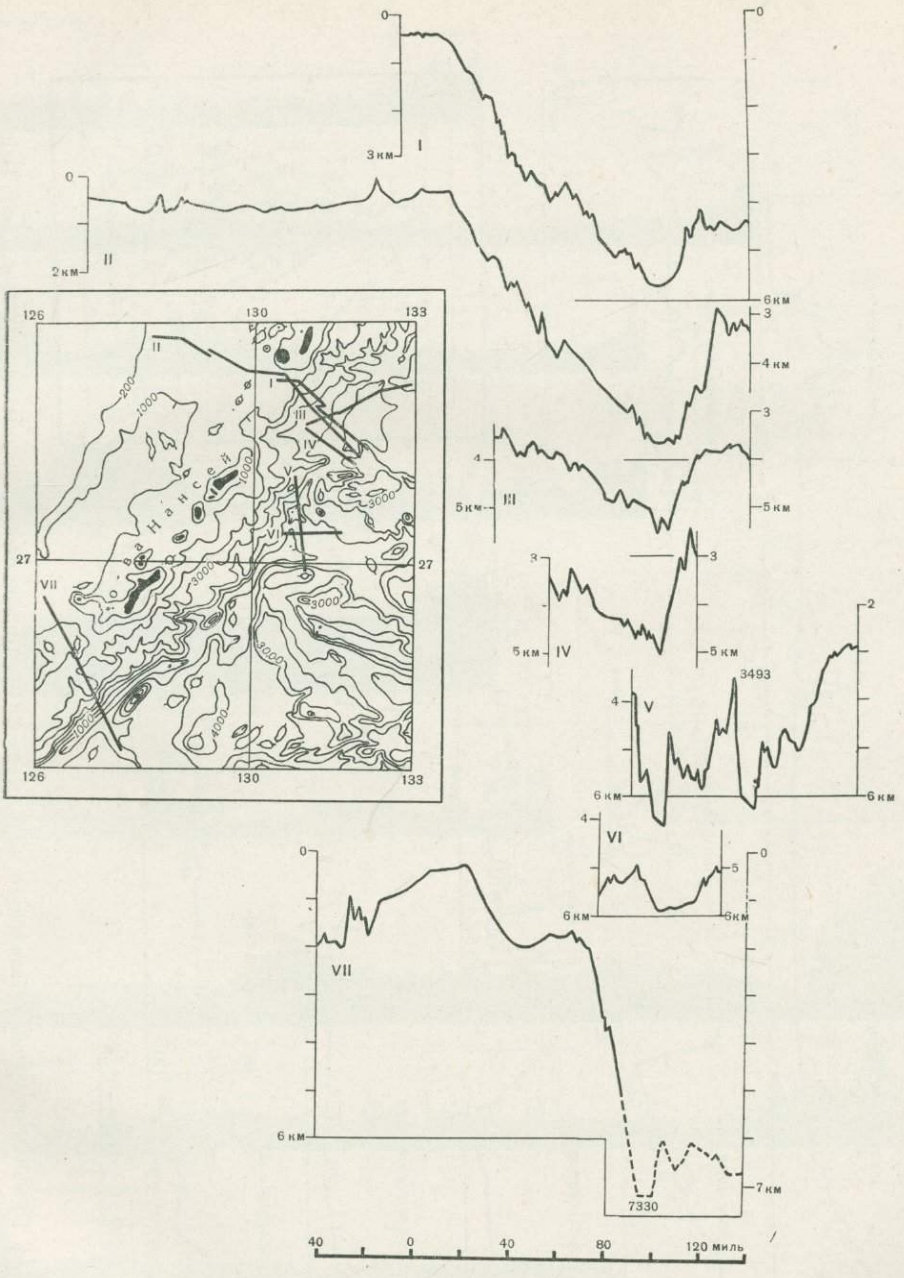


Рис. 110. Профили глубоководного желоба Нансей

Нампо и Западно-Марианская). Огромная зона разлома пересекает Филиппинскую котловину от о. Тайвань к юго-востоку, в направлении Каролинских островов. По своей морфологии эта зона весьма напоминает рифтовые зоны, однако данные о ее глубинном строении и современной активности отсутствуют. Данные сейсмического зондирования показывают типичную океаническую структуру земной коры Филиппинской котловины (Murauchi et al., 1968) (рис. 115, 116). Сохраняя черты строения океанической плиты, котловина составляет вместе с тем часть геосинклинальной системы, в развитие которой она вовлечена.

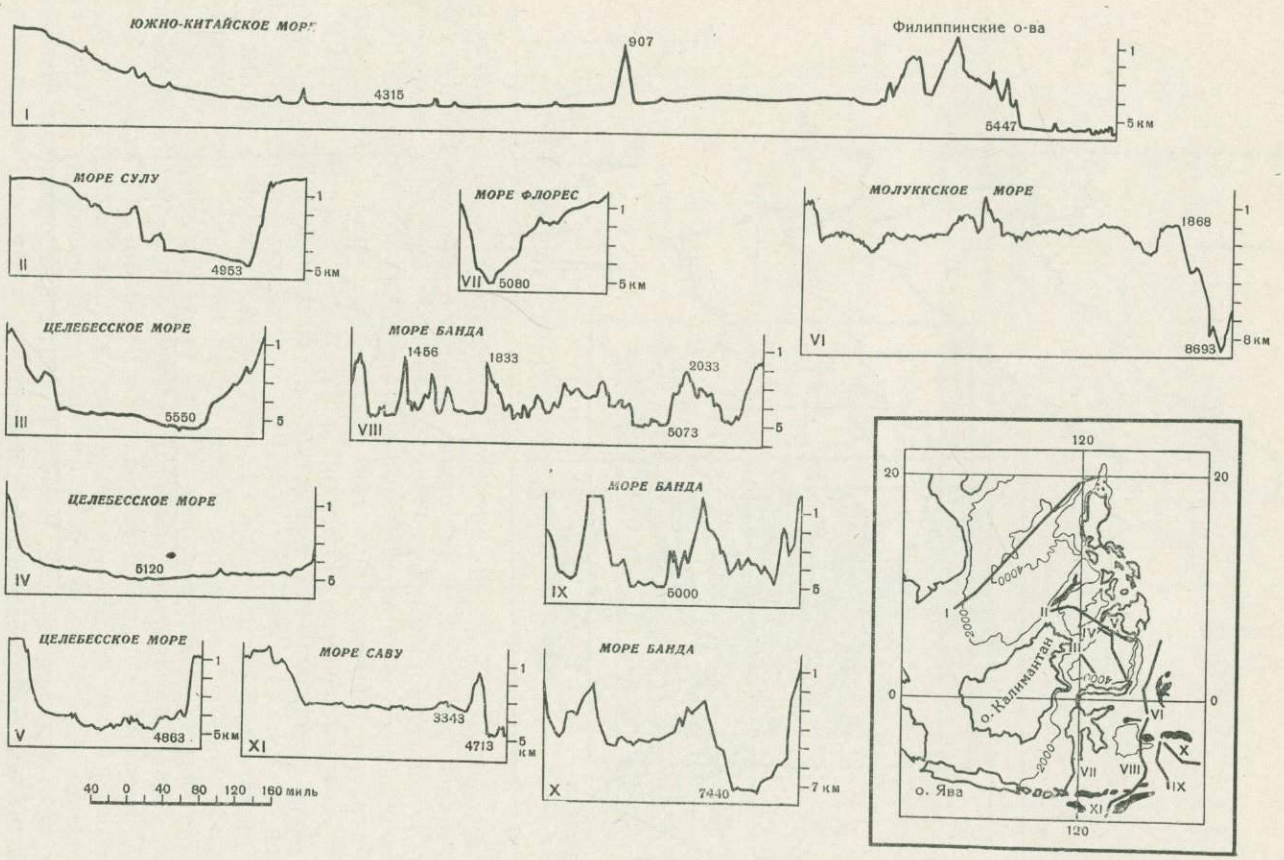


Рис. 111. Профили дна Южно-Китайского моря, моря Су лу, Целебесского, Молуккского, Флорес, Саву, Банда

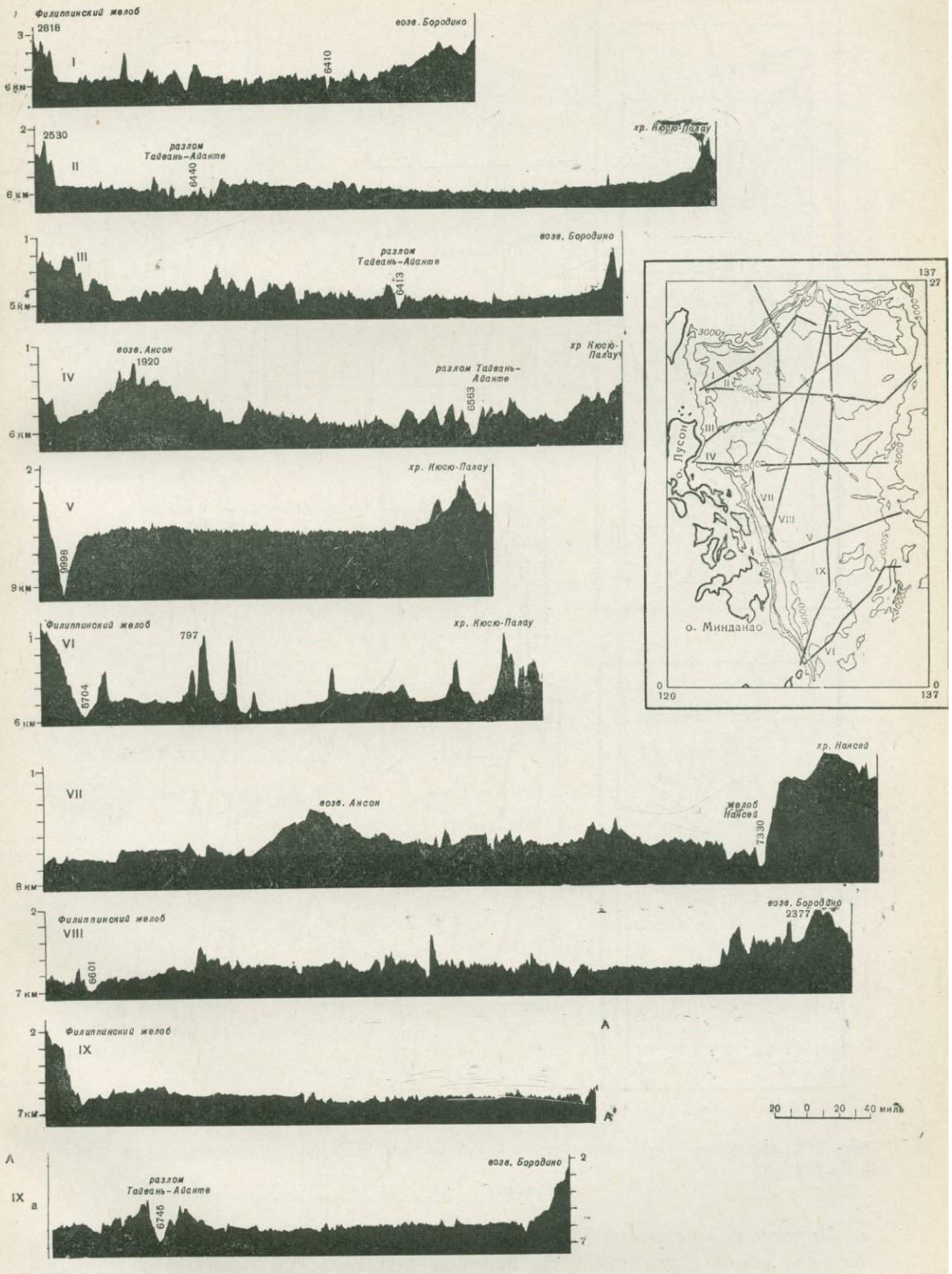


Рис. 112. Профили дна Филиппинской котловины

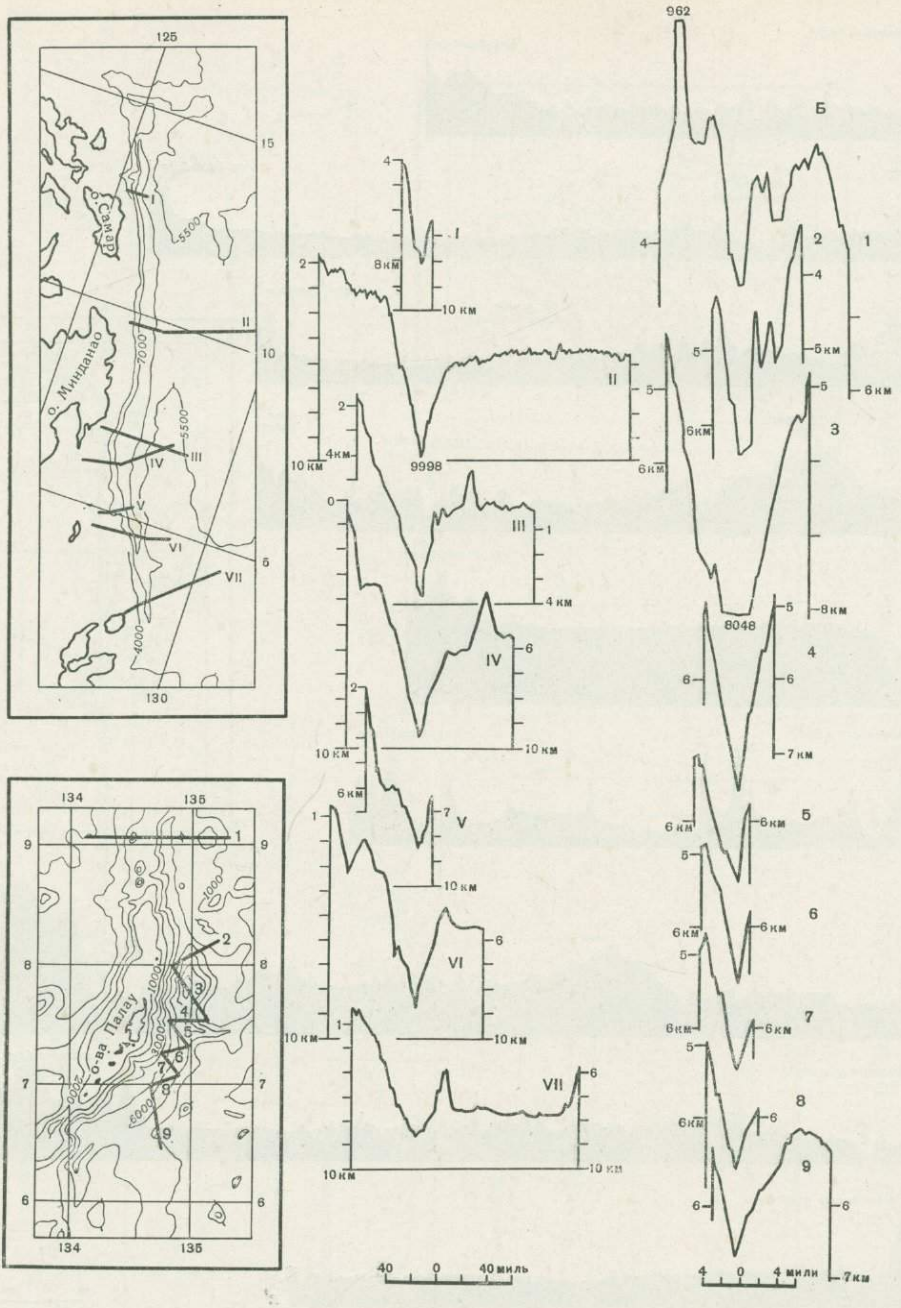


Рис. 113. Профили глубоководных океанических желобов Филиппинского (*А*) и Палау (*Б*)

Марианская островная дуга и Марианский глубоководный желоб. К югу от о-ва Хонсю протягивается цепочка подводных и островных горных хребтов, состоящая из нескольких крупных звеньев. Важнейшими из них являются хребты, вершины которых поднимаются над водой в виде о-вов Идзу и Бонин, Волкано (Иводзима), Марианских, Яп и Палау. Вся эта протяженная горная система в целом образует восточный и

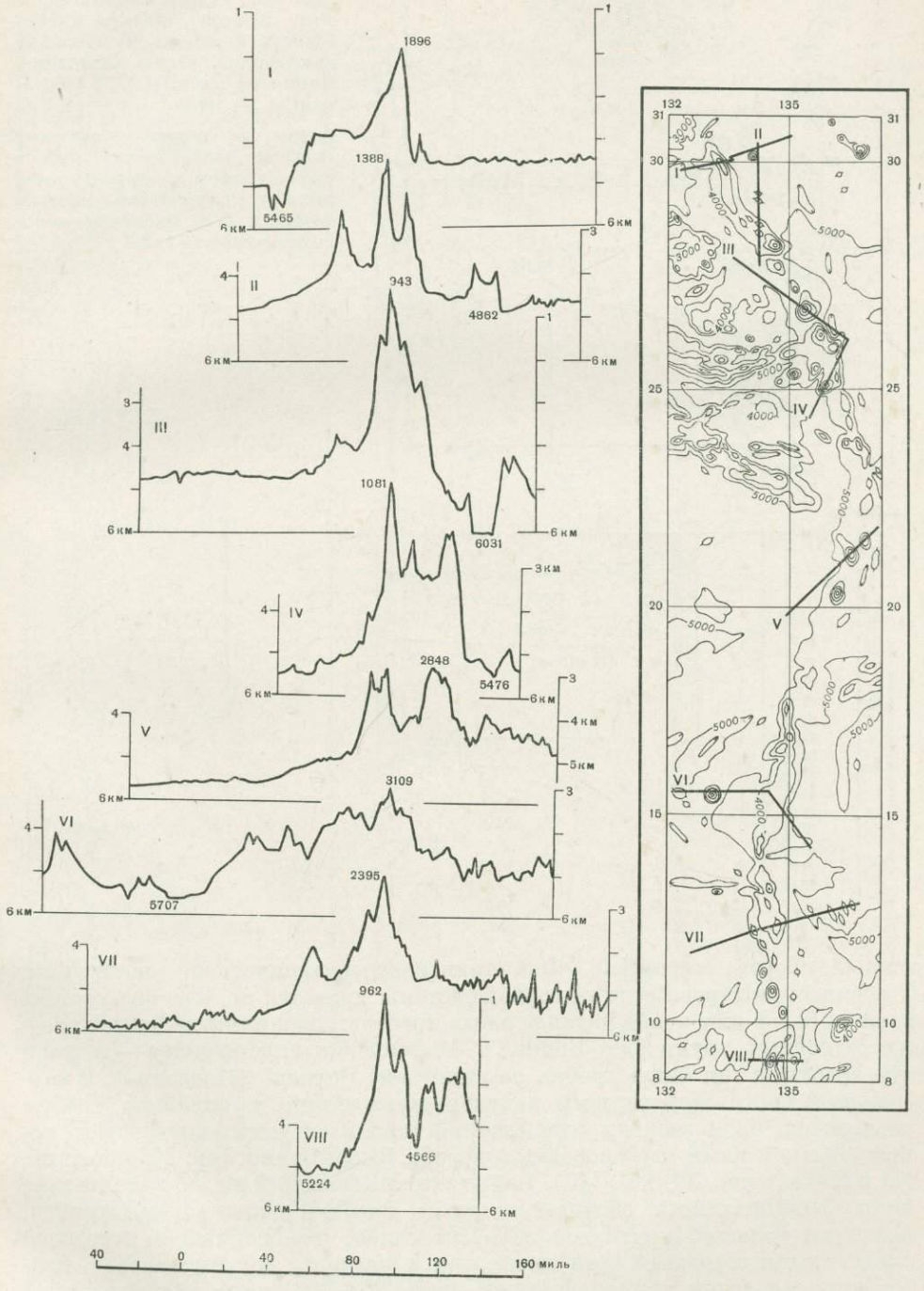


Рис. 114. Профили хребта Кюсю-Палау

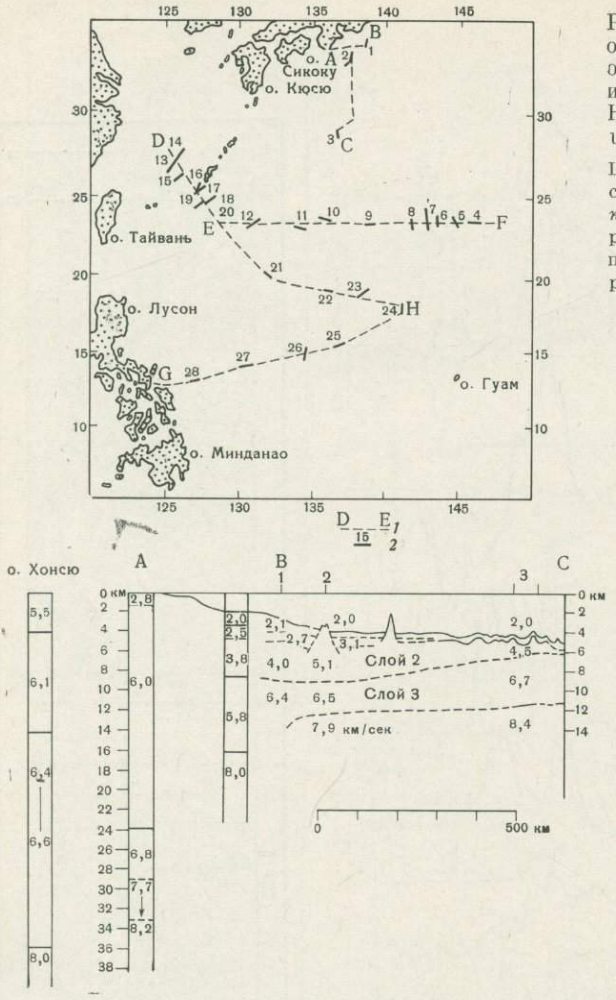


Рис. 115. Разрез земной коры о-ва Хонсю, шельфа этого острова в районе Куманонада и северной части котловины Нампо по данным ГСЗ (Murauchi et al., 1968)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*. Цифры у верхней рамки разреза соответствуют номерам профилей ГСЗ, положение которых показано на схеме

южный борта огромной Филиппинской океанической котловины. Особенностью строения этой горной системы является то, что она состоит из двух более или менее параллельных хребтов: внешними являются хребты островных групп Идзу-Бонин и Марианских, внутренними — подводные хребты, в том числе хребет, несущий о-ва Волкано (Иводзима). В юго-западной части этой системы в целом внутренний и внешний хребты смыкаются. Всем звеньям описываемой горной системы сопутствуют сопряженные с ними глубоководные желоба: Идзу-Бонинский, Марианский, Яп и Палау (рис. 29, 113, 117). Видно, что Марианский желоб значительно шире Филиппинского, обладает широким плоским дном, асимметричен; при этом большей крутизной обладает склон, обращенный в открытый океан. Склон островной дуги имеет, как и обычно у других желобов, наибольшую крутизну в нижней своей части (5—7°), тогда как в верхней части крутизна уменьшается (2—3°). Максимальная глубина желоба в этом районе равна 9740 *м*, что позволяет предполагать непрерывное продолжение области глубин более 9000 *м* на север вплоть до района о-ва Тиниан. Ранее на батиметрических картах участка с глубинами более 9000 *м* были указаны в этой части желоба в виде разобщенных котловин. Глубина 9740 *м*, измеренная «Витязем», является максимальной известной для

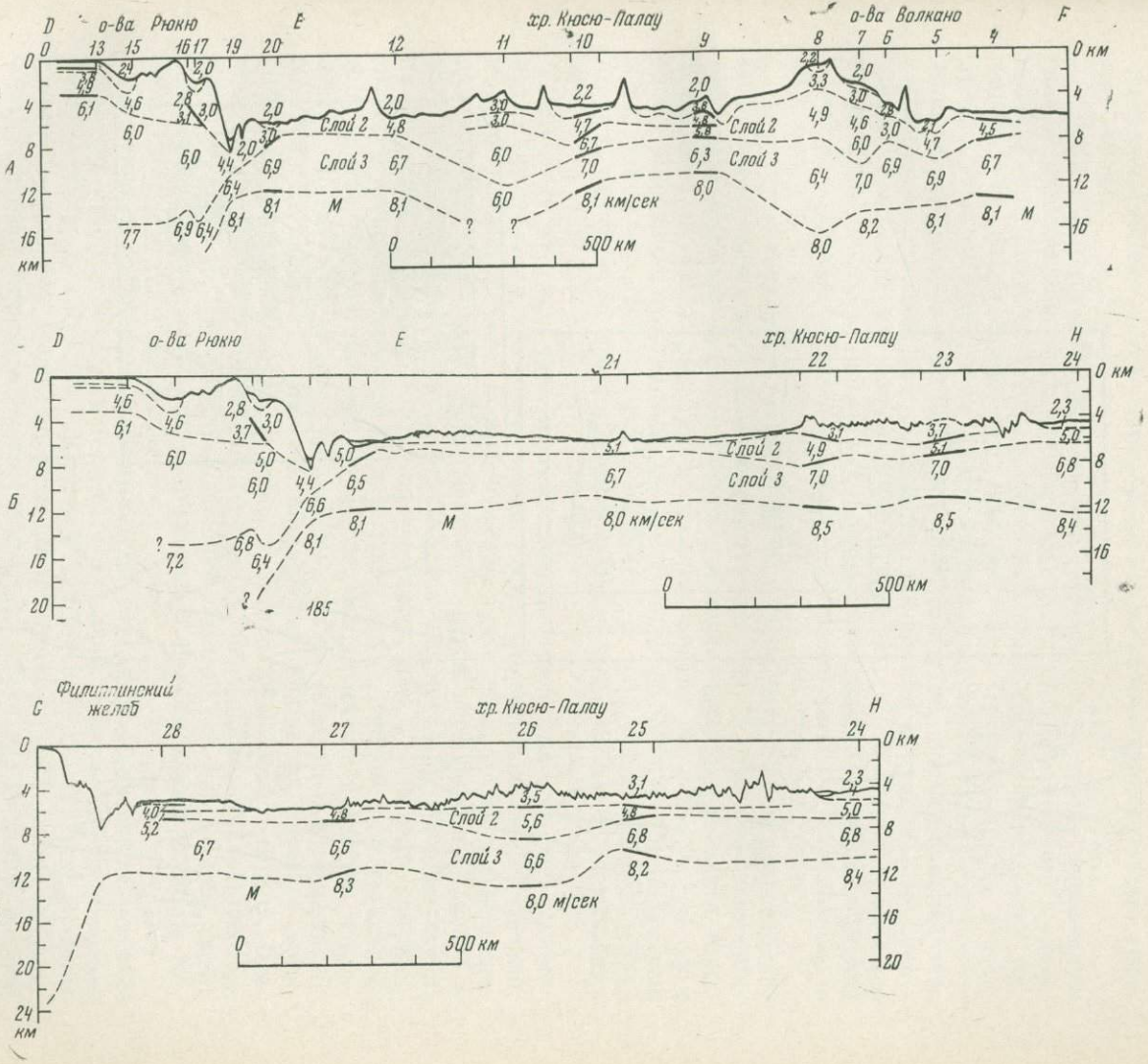


Рис. 116. Разрезы земной коры котловин Филиппинской и Нампо по данным ГСЗ (Murauchi et al., 1968)

А — разрез *DF* — из центральной части Восточно-Китайского моря, через дугу Нансей, через Филиппинскую котловину и хребет Кюсю-Палау в южную часть котловины Нампо (Паресе-Вела); *Б* — разрез *DH* — из центральной части Восточно-Китайского моря, через дугу Нансей, через Филиппинскую котловину и хребет Кюсю-Палау в южную часть котловины Нампо (Паресе-Вела); *В* — разрез *GH* — от Филиппинской дуги через Филиппинский желоб, Филиппинскую котловину и хребет Кюсю-Палау в южную часть котловины Нампо (Паресе-Вела). Положение разрезов показано на рис. 115. Цифры на разрезах обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*. Цифры над верхней рамкой разрезов соответствуют номерам профилей ГСЗ, показанных на схеме на рис. 115

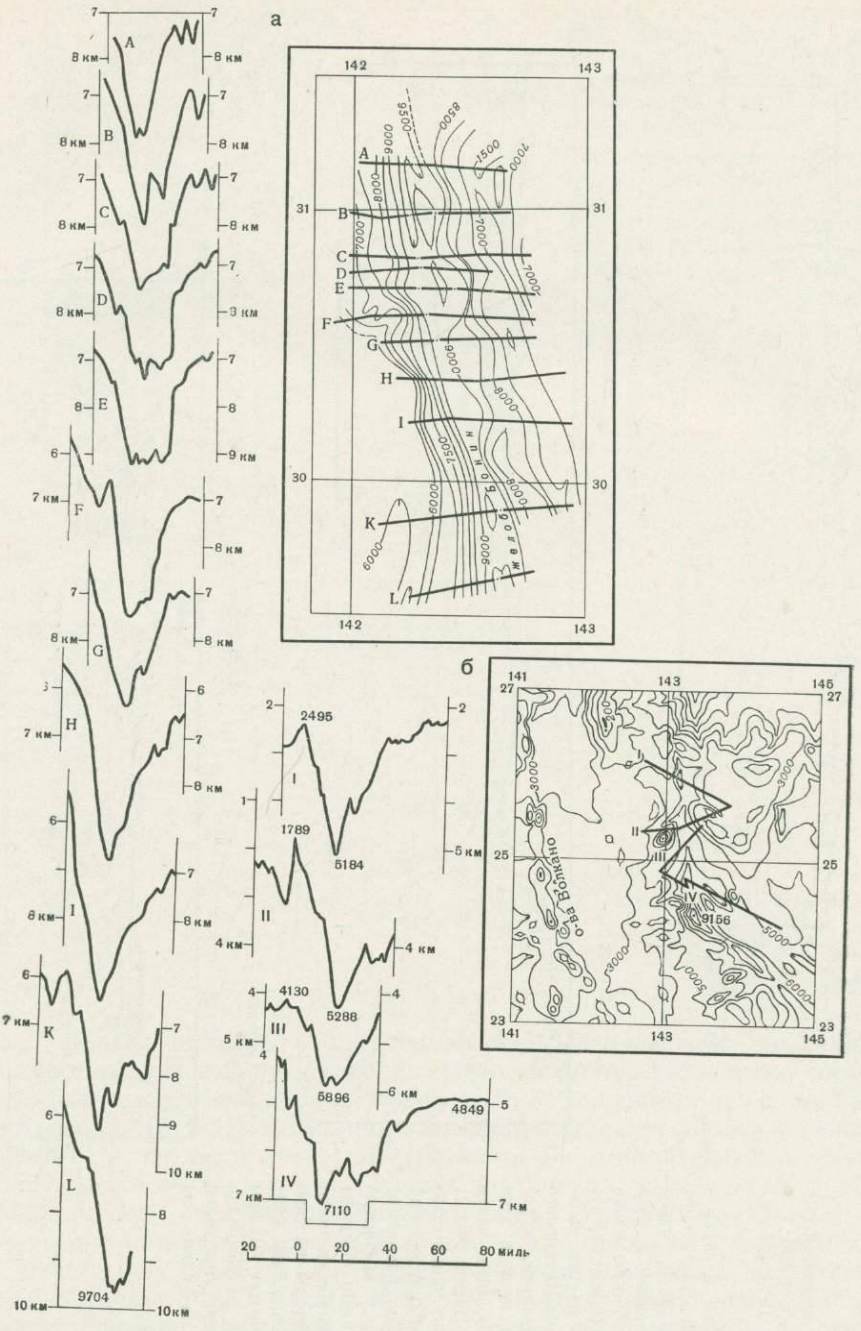


Рис. 117. Профили глубоководных океанических желобов Идзу-Бонинский (*а*) и Волкано (*б*)

северной половины Марианского желоба, тогда как ранее максимальной считалась глубина 9635 *м*, измеренная в этом районе судном «Неро» (Bencker, 1953).

Поперечный профиль Марианской островной дуги очень характерен: четкий перелом отделяет нижнюю часть ее склона, обращенного к глубоководному желобу, от верхней, принадлежащей собственно массиву горного хребта Марианской дуги (см. рис. 29). Профиль хребта относительно узок, в отличие от профилей горных хребтов таких островных гряд, как Курило-Камчатская, Японская и другие, имеющих складчатое строение, и, напротив, очень сходен с профилями вулканических сооружений. Возможно, что бóльшая часть массива хребта Марианских о-вов имеет вулканическое, а не складчатое происхождение. Обращает внимание довольно широкая ступень на склоне, расположенная на глубине около 5000 *м*.

Область к западу от главного хребта Марианской дуги представляет собой полосу многочисленных вулканических гор. В этом отношении Марианская островная дуга имеет много общего с лежащей севернее Идзу-Бонинской дугой: к западу от главного хребта Идзу-Бонинской дуги также широко распространены многочисленные вулканические подводные горы, банки и острова. Эта вулканическая зона ограничена с запада вторым, внутренним хребтом, также образованным цепью вулканических гор.

К западу от о-ва Гуам морфологическое выражение хребта как монолитного образования оказывается здесь значительно менее четким, и преобладающую роль играют обособленные горы, столь характерные для тыловой части дуги. Сопряженный с дугой глубоководный желоб в этой части особенно глубок. Именно здесь находятся величайшие глубины Мирового океана. Желоб имеет асимметричный V-образный профиль: склон со стороны островной дуги в целом круче, чем со стороны открытого океана, хотя в нижней части оба склона имеют примерно одинаковую крутизну порядка 7—9°. Здесь также обнаружена ступень на поверхности склона со стороны Марианской гряды на глубине около 4000 *м*. Дно желоба почти плоское, полого наклоненное к северу. Ширина этого плоского дна около 1—3 миль, оно лежит на глубинах порядка 10 000—10 900 *м*. Почти плоская поверхность дна желоба имеет небольшие понижения, с которыми связаны максимальные глубины желоба.

До недавнего времени максимальной глубиной Марианского желоба считалась глубина 9814 *м*, измеренная японской гидрографической экспедицией на судах «Мансю», «Кюсю» и «Иодо» в 1925—1931 гг. В связи с этим Марианский желоб не включался обычно в число наиболее глубоких желобов Мирового океана. Вместе с тем в Марианском желобе в 1951 г. английская экспедиция на «Челленджере» — преемнике корабля, открывшего этот желоб в 1875 г.,— обнаружила глубину 10 863 *м* (11°19′ с. ш., 142°15′ в. д.). Эта новая максимальная глубина Марианского желоба оказалась вместе с тем и максимальной известной глубиной Мирового океана.

Промерные галсы «Витязя» в 25-м рейсе прошли в нескольких милях западнее района исследований «Челленджера». При этом «Витязем» были измерены и записаны на ленте эхолота в нескольких местах в пределах плоского дна желоба глубины, превосходящие глубину, открытую «Челленджером»; в четырех точках максимальная глубина желоба равнялась 11 022 *м* (11°20′9 с. ш., 142°11′,5 в. д.; 11°16′,8 с. ш., 142°10′,0 в. д.; 11°21′,7 с. ш., 142°13′,8 в. д.; 11°21′,8 с. ш., 142°12′,8 в. д.). Неисправленный отсчет по эхолоту в этих точках был 10 600 *м*. Средняя вертикальная скорость звука, определенная по данным гидрологиче-

ских наблюдений, выполненных на станции 3689, равна 1559 *м/сек*. Определение горизонтальных скоростей распространения звука сделано с помощью таблиц, рассчитанных по формуле Дель Гроссо. При нахождении средней вертикальной скорости звука осуществлено двухстепенное приближение путем двукратного введения поправки на давление. Поправка на расхождение средней вертикальной скорости звука и расчетной (1500 *м/сек*) определена в итоге равной 422 *м*. Таким образом, исправленное значение замеренной «Витязем» глубины равно 10 600 + 422 = = 11 022 *м*. Следует указать, что точность этой цифры есть лишь результат точности применявшегося метода вычисления, тогда как точность самого измерения безусловно ниже. Учитывая ошибки отсчета и приборные ошибки, следует показывать глубину 11 022 *м* ± 50 *м*. Эта глубина является, таким образом, максимальной известной глубиной Марианского желоба и Мирового океана.

Островная гряда Палау и глубоководный желоб Палау. Островные гряды Палау и Яп в силу особенностей их географического положения принято включать в группу Каролинских о-вов. Однако по морфологическим особенностям они безусловно теснее связаны не с Каролинскими о-вами, а со всей огромной цепочкой островных гряд — Идзу-Бонинской и Марианской — и должны рассматриваться как западные звенья этой единой горной цепи. Правда, сочленение горных хребтов островных гряд Палау и Яп между собой и с хребтом Марианской гряды не прямое, а в виде кулис, но тем не менее морфологическая связь между ними несравненно теснее, чем с горной системой Каролинских о-вов, располагающейся на поверхности Каролинского океанического вала — широкого сводового поднятия.

Поперечные профили желоба Палау имеют характерную V-образную форму (см. рис. 113). Склоны желоба сложно расчленены и обладают большой крутизной (8—9°). Плоское дно желоба очень узко в его южной части, но резко расширяется до 6 миль в северной части. Максимальная измеренная «Витязем» глубина желоба равна 8054 *м*. Измеренная в 1905 г. немецким кабельным судном «Стефан» максимальная глубина желоба Палау, равная 8138 *м* (7°40′,7 с. ш., 135°04′,6 в. д.), проверке не подвергалась и остается наибольшей известной глубиной этого желоба.

Поперечный профиль северной части хребта Палау показывает исключительно сложный характер его рельефа. На профиле видна отмель, протягивающаяся к северу от о-ва Бабелтуап. Возможно, что хребет продолжается и еще далее к северу, и поднятие, обнаруженное «Витязем» в районе примерно 12-й и 13-й параллелей, представляет собой его северную часть. Предположения о том, что существует хребет Кюсю-Палау, являющийся единым морфологическим образованием, высказывались ранее Хессом и Дитцем (рис. 114). Глубоководный желоб Палау выклинивается к северу от о-ва Бабелтуап, и его продолжение в пределах Филиппинской котловины проследить не удается.

Западная окраина хребта Палау характерна широким распространением обособленных подводных гор, обладающих яркими морфологическими признаками подводных вулканов.

Ново-Гвинейское море. Котловина Ново-Гвинейского моря обособлена от океана полукольцом горных хребтов, примыкающих к северо-восточному побережью Новой Гвинеи: хребты о-вов Западных, Адмиралтейства, Новый Ганновер, Новой Ирландии и Новой Британии (рис. 118). Дно котловины имеет умеренно сложное расчленение, местами встречается плоское выровненное дно, над которым поднимаются подводные возвышенности (Krause, 1965, 1966). Максимальная измеренная «Витязем» глубина котловины (2165 *м*) находится вблизи о-вов Адмиралтейства.

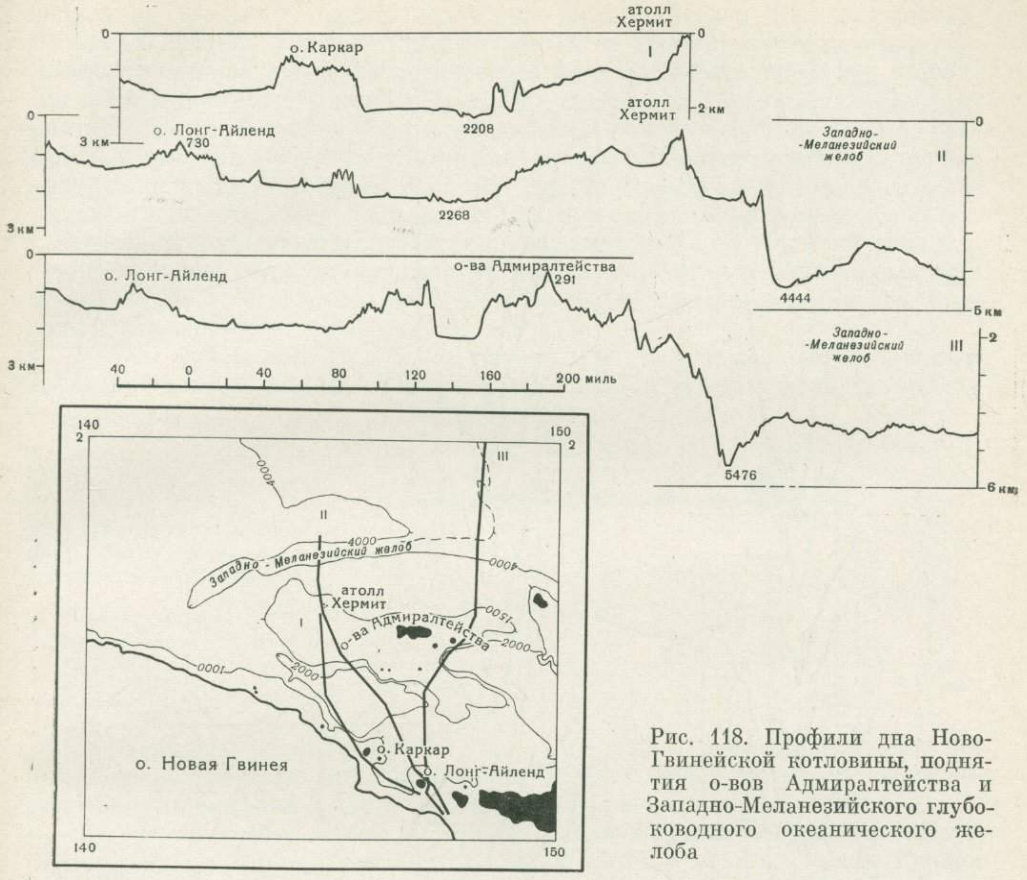


Рис. 118. Профили дна Ново-Гвинейской котловины, поднятия о-вов Адмиралтейства и Западно-Меланезийского глубоководного океанического желоба

Горные сооружения о-вов Новой Ирландии, Нового Ганновера, Адмиралтейства, Западных, Новой Гвинеи и сопряженные с ними желоба. Острова Новая Ирландия, Новый Ганновер, Адмиралтейства и Западные расположены на крупных горных сооружениях, образующих дугу, которая огибает с севера котловину Ново-Гвинейского моря. Повсюду склоны горных сооружений имеют чрезвычайно сложное расчленение, широко распространены тектонические и вулканические формы рельефа. Вместе с тем, несмотря на сложность рельефа, общие контуры этих поднятий таковы, что позволяют считать их единой горной системой, подобной типичным островным дугам. Интересно, что с океанической стороны этой системы обнаруживаются неизвестные ранее желоба, подобные другим глубоководным желобам западной части Тихого океана, и поэтому мы рассматриваем их как недостающие звенья в этой части цепи островных гряд и глубоководных желобов. Глубина желоба к северу от о-вов Адмиралтейства, по данным 25-го рейса «Витязя», равна 5460 *м*. Желоб имеет плоское дно шириной в 3 мили. Его склоны падают под углом примерно 8—10°.

У северо-западных берегов Новой Гвинеи нет обособленной островной гряды, подобной Ново-Ирландской и Ново-Британской грядам, лежащим восточнее. Однако горную цепь северного побережья острова и ее северо-западное продолжение в виде гряды о-вов Схаутен можно рассматривать как примкнувшее к более крупному Ново-Гвинейскому островному массиву горное сооружение подобного типа. Сходство между ними кажется еще более убедительным, если обратить внимание на существование у

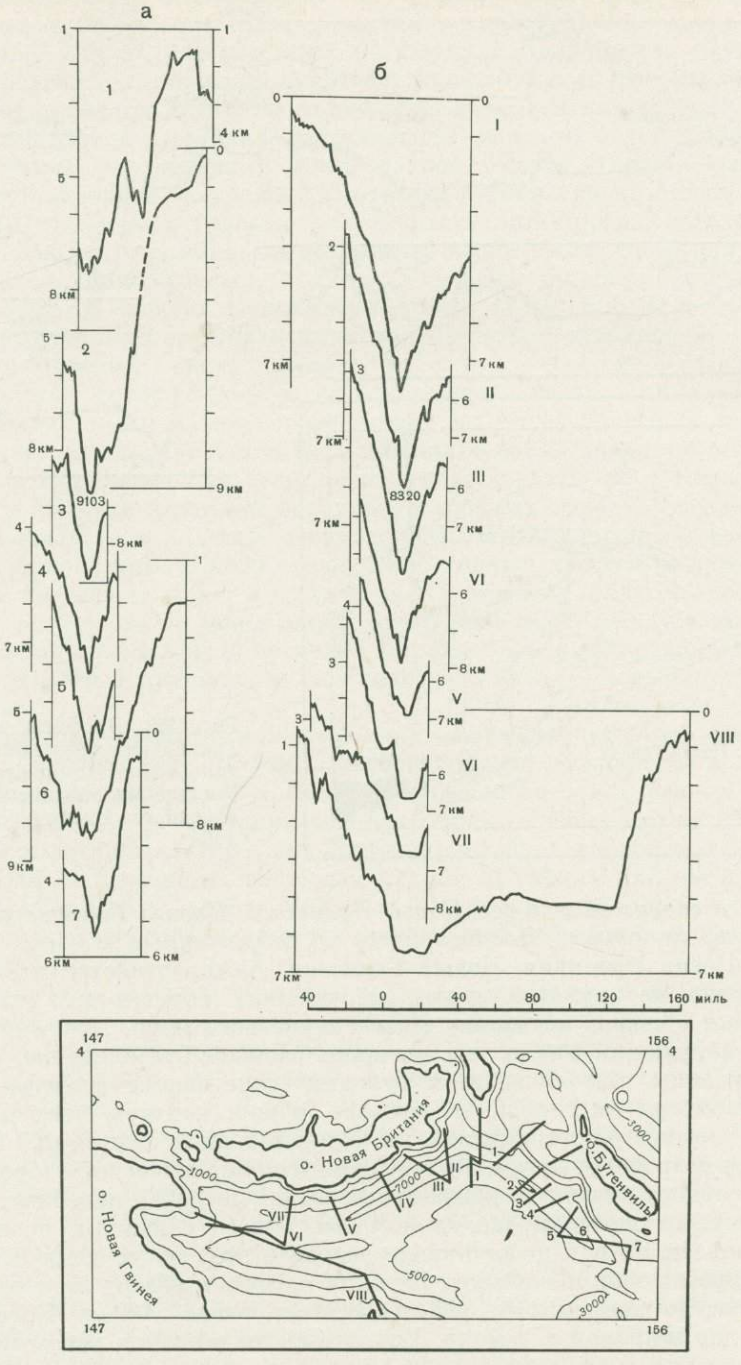


Рис. 119. Профили глубоководных океанических желобов Бугенвильского (*а*) и Ново-Британского (*б*)

подножия северного склона подводного цоколя Новой Гвинеи желоба, подобного желобу у о-вов Адмиралтейства и другим глубоководным желобам, типичным для морфологического комплекса островных дуг. Глубина желоба достигает лишь 5070 *м*, что значительно меньше глубин, характерных для большинства глубоководных желобов. Однако его положение в сочетании с другими формами рельефа по отношению к горному сооружению Новой Гвинеи и ложу океана позволяет говорить о принадлежности этого желоба, так же как и желоба о-вов Адмиралтейства, к категории глубоководных желобов, сопряженных с островными грядами. Очень большое сходство существует между описанными двумя желобами и открытым в 26-м рейсе «Витязя» желобом к северу от Северо-Фиджийской котловины.

В 27-м рейсе «Витязя» было установлено, что желоб, обнаруженный к северу от о-вов Адмиралтейства, продолжается также к западу, в район

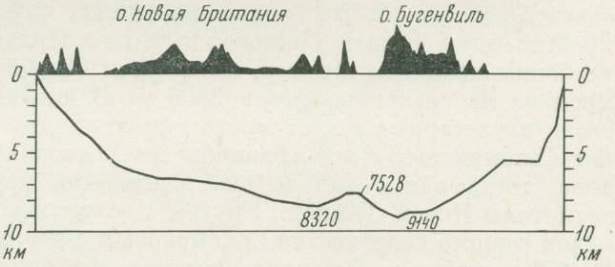


Рис. 120. Продольный профиль Ново-Британского и Бугенвильского желобов

о-вов Западных (Канаев, 1960). Для этой части желоба В. Ф. Канаевым предложено название Западно-Меланезийского. Представляется целесообразным распространить это название на весь желоб в целом.

Островной хребет Новой Британии и Ново-Британский глубоководный желоб. Остров Новая Британия лежит к востоку от о-ва Новая Гвинея и вместе с о-вами Новая Ирландия, Новый Ганновер и Адмиралтейства отделяет от океана котловину Ново-Гвинейского моря.

С юго-восточной стороны о-ва Новая Британия находится глубоководный желоб, в описаниях объединявшийся обычно с Бугенвильским желобом (рис. 119, 120).

Ново-Британский глубоководный желоб протянулся от берегов Новой Гвинеи в направлении к проливу Пионер, разделяющему Новую Ирландию и Соломоновы о-ва. Поперечные профили желоба имеют V-образную форму, склоны круты и сложно расчленены. Дно его плоское и имеет ширину 1—3 мили. Максимальная глубина, измеренная «Витязем», равна 8320 *м* (5°51′,5 ю. ш., 152°20′,5 в. д.) и превышает глубины, известные по прежним работам. В районе пролива Пионер Ново-Британский желоб смыкается под углом около 70° с Бугенвильским глубоководным желобом. Седловина в месте их стыка имеет максимальную глубину 7550 *м*.

Соломоново море. Котловина Соломонова моря ограничена горными хребтами Новой Британии, Соломоновых о-вов и Новой Гвинеи. От лежащей к югу от нее котловины Кораллового моря эта котловина отделена подводной горной цепью о-вов Муруа (Вудларк). Котловина Соломонова моря относится к числу тех немногих котловин краевых морей, в пределах которых имеются глубоководные желоба, столь характерные для океанических котловин западной части Тихого океана. Глубоководные желоба имеются только в морях Банда, Соломоновом и Коралловом, и то, что они находятся в таких небольших котловинах, в какой-то мере загадочно, но вместе с тем и направляет нас по пути поисков существую-

щих генетических связей между различными типами желобов, распространенных в Тихом океане.

Следует отметить исключительную сложность рельефа дна котловины Соломонова моря. Многочисленные глыбовые горы чередуются с желобами. Обращает внимание глубокий желоб у подножия склона Новой Гвинеи (Borch, 1968). Пересечение Соломонова моря в направлении от о-вов Муруа к о-вам Сокровищ (Соломоновы о-ва) обнаружило множество подводных гор, образующих горную цепь о-вов Муруа. Эта горная цепь не является сплошным порогом, но вместе с тем создает все же определенную морфологическую границу между Соломоновым и Коралловым морями. Максимальная глубина, измеренная «Витязем», на ложе котловины Соломонова моря 4800 *м*, но, как говорилось ранее, глубина в Бугенвильском желобе, находящемся в пределах котловины Соломонова моря, достигает 9140 *м*.

Горное сооружение гряды Соломоновых о-вов и Бугенвильский глубоководный желоб. Это горное сооружение служит продолжением горных хребтов о-вов Новый Ганновер и Новая Ирландия, но отделено от них глубоким проливом Пионер; по данным «Витязя», максимальная глубина пролива на седловине равна 3506 *м*. Ближайшие друг к другу оконечности двух горных цепей заходят друг за друга подобно кулисам. Хребет Соломоновых о-вов ограничивает котловину Соломонова моря с востока, тогда как с запада она ограничена хребтом Новой Британии и поднятием Новой Гвинеи. Крутой и сложнорасчлененный юго-западный склон горного сооружения Соломоновых о-вов падает под углом примерно 8—10° к глубинам Бугенвильского желоба, тянущегося от о-вов Сокровищ к проливу Пионер. Поперечные профили желоба имеют типичную V-образную форму. Плоское дно желоба имеет небольшую ширину — около 1—2 миль. Максимальная глубина, обнаруженная «Витязем»,— 9103 *м* (6°19′,9 ю. ш., 153°44′,5 в. д.) — очень близка максимальной глубине желоба 9140 *м* (6°34′,5 ю. ш., 153°55′,8 в. д.), измеренной в 1910 г. немецким кораблем «Планет».

Коралловое море. Обширная котловина этого моря ограничена на западе материком Австралии, на севере отделена от Соломонова моря горным сооружением Новой Гвинеи и подводной горной цепью Муруа. От океана ее отделяют горные хребты Соломоновых о-вов. С востока котловина Кораллового моря ограничена горным хребтом Ново-Гебридских о-вов, с юга — горным хребтом Новой Каледонии и подводной возвышенности о-вов Честерфилд. Так же как и для котловин Соломонова моря, для этой котловины характерно существование глубоководных желобов: желоба Южных Соломоновых о-вов и Ново-Гебридского. Глубина Кораллового моря достигает 5084 *м*, а в глубоководных желобах — 7570 *м* (Ново-Гебридский желоб) (Krause, 1967). Земная кора котловины Кораллового моря имеет типично океаническую структуру (Shor, 1967).

Горное сооружение Ново-Гебридских о-вов и Ново-Гебридский глубоководный желоб. К востоку от Соломоновых о-вов располагается вытянутая в меридиональном направлении гряда Ново-Гебридских о-вов. Подводный горный хребет, несущий эти острова, объединяет их с о-вами Санта-Крус. Морфологическая связь Ново-Гебридского хребта с хребтом Соломоновых о-вов несколько неясна. На юге же хребет Ново-Гебридских о-вов смыкается с хребтом о-ва Хантер. Вдоль западного склона хребта Ново-Гебридских о-вов протягивается глубоководный желоб с максимальной глубиной 9165 *м* (Fisher, Hess, 1963), желоб имеет асимметричный профиль: склон со стороны Ново-Гебридских о-вов имеет относительно простое строение, тогда как склон со стороны Новой Каледонии разделяется на два крутых уступа на глубине около 4000 *м*.

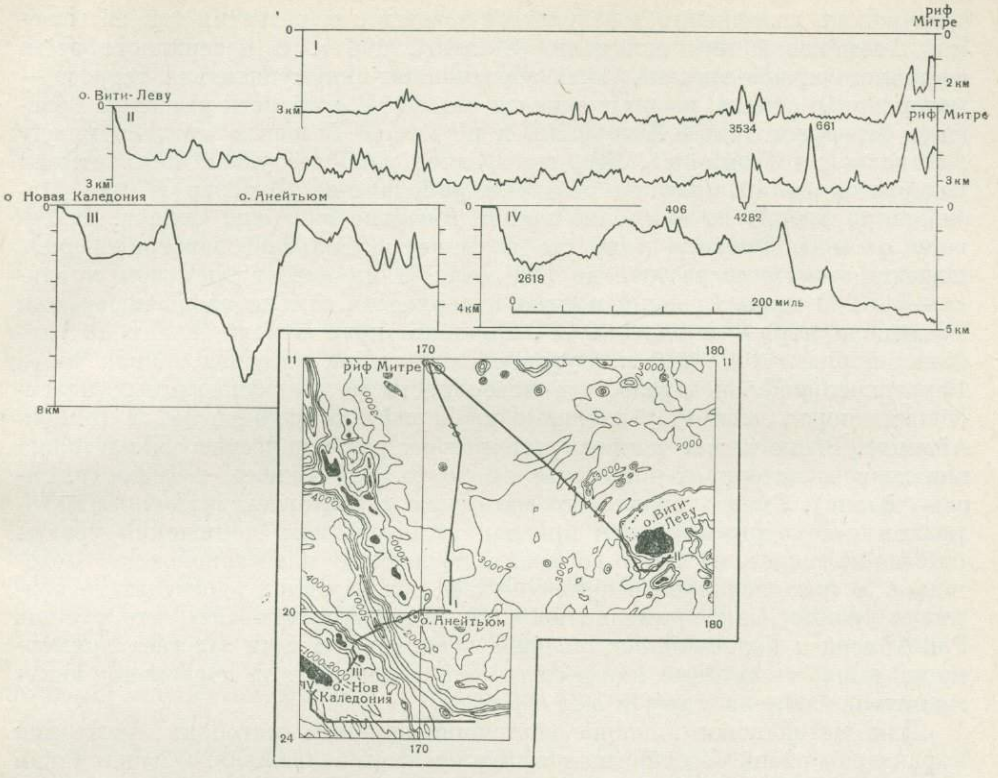


Рис. 121. Профили дна Северо-Фиджийской котловины и Ново-Гебридского глубоководного желоба

Хребет Ново-Гебридских островов имеет массивный цоколь шириной около 60 миль. К востоку от хребта тянется полоса обособленных подводных гор. Этот хребет образует восточный край котловины Кораллового моря и отделяет ее от северной котловины моря Фиджи (рис. 121).

3. Подводная окраина материка Австралии и островные дуги юго-западной части обрамления ложа Тихого океана

Юго-западная окраина Тихого океана представляет собой сложную переходную зону между материком Австралии и собственно ложем Тихого океана. Подводный рельеф этой переходной зоны характеризуется сочетанием элементов обычного рельефа подводной окраины материка со сложной системой подводных горных сооружений островных дуг и отделяемых ими от открытого океана котловин. Ширина переходной зоны достигает при этом 1500—2000 миль. Для переходной зоны свойственны резкие контрасты рельефа, колебания глубин большой амплитуды.

Древняя платформа материка Австралии окаймляется на востоке меридиональным поясом верхнепалеозойской (герцинской) складчатости, протягивающимся вдоль всего восточного побережья материка от Тасмании до м. Йорк. Этот складчатый пояс является крайним восточным из ряда параллельных орогенических поясов, наращивающих с востока Западно-Австралийский докембрийский щит. Подводная окраина материка Австралии представляет собой восточное крыло антиклинального горного

сооружения, возникшего в результате завершения развития так называемой Тасмановой геосинклинали (Standart, 1961). В поверхность этого восточного крыла врезана узкая абразионная аккумулятивная терраса — материковая отмель, расширяющаяся на севере, в области развития Большого барьерного рифа Австралии, и на юге, в Бассовом проливе между Австралией и Тасманией. Ширина средней наиболее узкой части отмели колеблется от 40 миль на севере в районе о-ва Фрейзер и о-ва Мариборо до 8 миль на юге, близ залива Джервис-бей, близ Сиднея. К северу от о-ва Фрейзер, там, где начинается Большой барьерный риф, ширина отмели возрастает до 200 миль, а на юге, в Бассовом проливе,— до 250 миль. Средний наклон поверхности отмели вдоль побережья Тасманова моря — порядка 0°08′. Внешний край отмели лежит на глубинах порядка 100—110 *м*. Бурение скважин на островах южной части Барьерного рифа показало, что поверхность метаморфизованных палеозойских пород залегает у внешнего края рифа на глубине 547 *м* (о. Рек-Айленд). Выше лежат покров третичных осадков мощностью 385 *м* и толща кораллового материала мощностью 162 *м* (о. Рек-Айленд) — 152 *м* (о. Герон-Айленд). Смена кораллового материала терригенным осадочным материалом рассматривается как признак эвстатического понижения уровня океана примерно на 90 *м* во время последнего плейстоценового оледенения. В послеледниковое время шельф был затоплен в результате поднятия уровня воды примерно на 60 *м*. Интересно отметить, что у о-вов Рек-Айленд и Герон-Айленд подошва коралловой толщи залегает примерно на такой же глубине, как и современная поверхность абразионно-аккумулятивной отмели к югу от о-ва Фрейзер.

Для материкового склона восточной окраины материка Австралии характерна очень своеобразная выпуклая форма профиля. Обычно такая выпуклая форма профиля наблюдается по периферии Тихого океана в котловинах краевых морей и глубоководных краевых желобах, тогда как у материковых склонов Атлантического и Индийского океанов большей частью преобладают профили вогнутой формы, обусловленной, видимо, развитием мощного аккумулятивного шлейфа у подножия склона.

Средняя крутизна материкового склона восточной окраины Австралии составляет около 6°. Однако, как это широко распространено для большей части таких склонов, они разделяются на ряд ступеней и уступов, крутизна которых значительно превышает среднюю крутизну склона. Кроме того, как уже отмечалось, профиль склона часто имеет выпуклую форму и нижняя часть его круче (до 15°), чем верхняя.

Поперечное расчленение материкового склона недостаточно изучено. Существование подводных каньонов отмечено близ устьев рек Хауксбери, у м. Смоки-кейп и в 12 милях к северо-востоку от Коффс-харбор, а также близ восточного выхода Бассова пролива (Standart, 1961).

Юго-восточный выступ материка Австралии затоплен водами океана в Бассовом проливе, южнее которого расположен о. Тасмания. Поверхность дна Бассова пролива слегка приподнята у восточной и западной окраин и прогнута в центральной его части. При этом глубины в восточной и западной частях пролива — порядка 60—70 *м*, а в центральной — порядка 90 *м*. Такое распределение глубин отражает особенности строения дна пролива — продолжение под водой основных палеозойских тектонических структур Южной Виктории (Австралия) и Тасмании. Это Бассово поднятие на востоке, соответствующее в структуре антиклинорию Фюрно, сложенному нижнепалеозойскими породами с интрузиями гранитов каменноугольного возраста. Гранитные интрузии формируют многочисленные острова и скалы восточной окраины пролива — о-ва Фюрно, Кент, Кертис, Хоган. На западе внутренняя акватория прогиба обрамляется поднятием о-ва Кинг, которому в структуре соответствуют анти-

клинаторий Хеемскирка и антиклинаторий Хантер, несущие о-ва Роббин, Хантер и Три-Хаммок, сложенные осадочными метаморфизированными породами докембрийского и кембрийского возраста, с гранитными интрузиями, образующими многочисленные скалы. Прогиб центральной части пролива — Бассова депрессия — соответствует в структуре северному продолжению Центрального грабена Тасмании (Мидлендс-грабен).

На поверхности материковой отмели в Бассовом проливе, в его западной и восточной частях, довольно широко развиты формы рельефа, созданные деятельностью морских течений,— эрозионные борозды и аккумулятивные гряды. Таковы борозды в проходах между островами группы Фюрно и группы Хантер, близ о-ва Флиндерс — глубина в последней до 155 *м*. Результатом аккумулятивной деятельности течений являются большие песчаные гряды близ пролива Франклина, гряда Бигль близ о-ва Флиндерс и гряда близ о-ва Кларк, имеющие высоту над окружающим дном до 20—30 *м*. Недра Бассова пролива богаты нефтью.

К югу от Тасмании лежит подводная возвышенность Милл, представляющая, видимо, самое южное звено герцинского складчатого сооружения восточной Австралии. Рельеф возвышенности Милл изучен совершенно недостаточно. Минимальная глубина над возвышенностью 969 *м*. Возвышенность примыкает к северному склону Австрало-Антарктического поднятия — юго-восточной ветви Срединно-Индоокеанского хребта. Судя по весьма ограниченным данным тросовых измерений, вершинная поверхность возвышенности довольно широкая. По аналогии с материковыми склонами Австралии и Тасмании склоны ее должны были бы быть крутыми, однако имеющихся данных для подтверждения этого недостаточно.

Поясу верхнепалеозойской складчатости, образующему восточную окраину материка Австралии, соответствует кора материкового типа мощностью до 37 *км*. В пределах подводной окраины материка, собственно в пределах его материкового склона, происходит переход от материкового типа коры к типичной океанической коре мощностью 5 *км*, подстилающей дно котловины Тасманова моря.

Склон юго-восточной части подводной окраины материка Австралии опускается ко дну котловины Тасманова моря. Эта котловина имеет очертания ромба, вытянутого в меридиональном направлении. На северо-западе она ограничена материковым склоном Австралии, на северо-востоке — горным сооружением Новой Зеландии и подводным хребтом о-вов Маккуори, а на юго-западе — Австрало-Антарктическим поднятием. Дно котловины представляет собой более или менее плоскую равнину, хорошо выровненную вдоль северо-западной и северо-восточной периферии, а в остальных частях имеющую холмистый рельеф и несущую на себе ряд обособленных конусообразных гор, по-видимому, вулканического происхождения (Brodie, 1965) (рис. 122). Для дна котловины Тасманова моря, примерно оконтуренного изобатой 450 *м*, характерны глубины порядка 4800—5000 *м*, но максимальные глубины котловины превышают 5500 *м*, а наибольшая известная глубина равна 5994 *м*. Ширина котловины — 800 миль, протяженность с севера на юг — 1800 миль.

Вдоль подножия материкового склона Австралии лежит плоская, полого наклонная аккумулятивная равнина — аккумулятивный шлейф этого материка. Ширина этой равнины около 140 миль. Верхний край равнины поднимается до 4300—4600 *м*, нижний опускается до глубины около 4900 *м*. В пределах этой равнины, в северной части ее, отмечены глубины более 5500 *м*, в том числе максимальная глубина моря — 5994 *м*. Эта глубина была измерена тросом и поэтому, возможно, несколько преувеличена. Максимальная для этой части дна котловины глубина, измеренная эхолотом (5500 *м*), приурочена к узкому желобу, врезанному

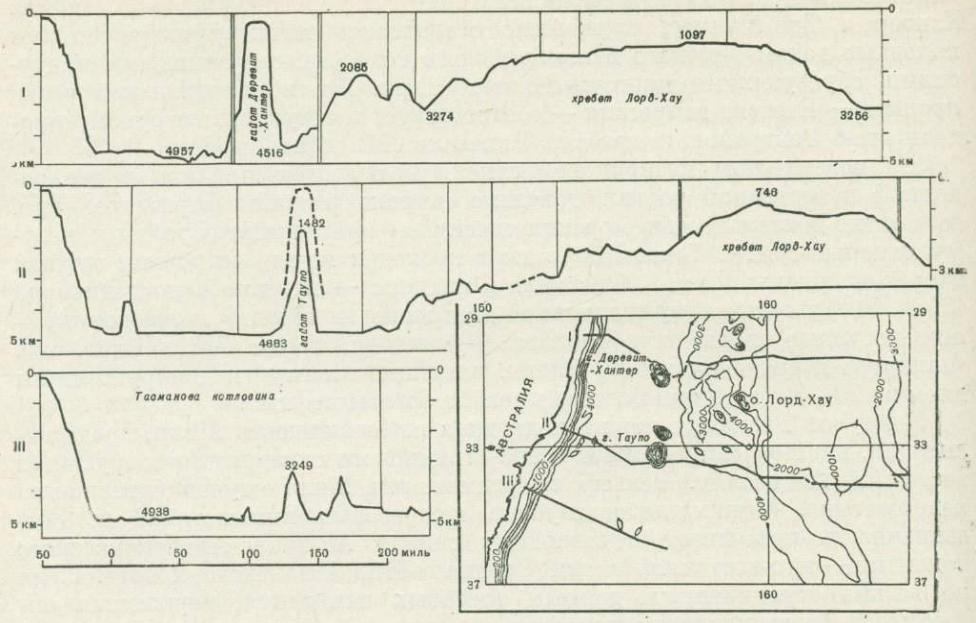


Рис. 122. Профили дна Тасманова моря и хребта Лорд-Хау

относительно окружающей поверхности на 750 *м* (Standart, 1961). В центральной части моря холмистая поверхность дна котловины слегка приподнята и лежит на глубинах порядка 4500—4900 *м*. Здесь отмечены узкие желоба, связанные, видимо, с зонами разломов, в которых глубины достигают 5200—5300 *м*. Далее к востоку, вдоль подножия подводного хребта Лорд-Хау и горного сооружения Новой Зеландии, также лежит полого наклонная аккумулятивная равнина, верхний край которой расположен на глубинах около 4600—4800 *м*, а нижний — на глубинах около 4900 *м*. Ширина этой равнины 100—150 миль.

Южная половина котловины Тасманова моря изучена значительно хуже северной. Судя по одиночным тросовым измерениям, для нее также характерны глубины порядка 4800—4900 *м*, а максимальные глубины достигают 5100—5600 *м* и связаны с узкими желобами, лежащими у подножия горных хребтов Новой Зеландии и Маккуори.

В северной половине котловины обнаружено несколько подводных гор, составляющих цепочку примерно меридионального направления. На севере в эту цепочку входят горы с коралловыми рифами Кени, Рек, о-ва Берд, Вест-Айленд, о-ва Кото, подводные горы, названные австралийскими исследователями условно № Т-1, № Т-2, № Т-3 с глубинами над вершинами соответственно 905, 402 и 417 *м*; в средней части цепочки лежат плосковершинные горы Дервент-Хантер (минимальная глубина над вершиной 271 *м*), Берку (152 *м*) и Таупо (126 *м*). Южное окончание этой цепочки подводных гор составляют две подводные безымянные горы, открытые в третьем рейсе «Оби»,— с глубинами над вершинами 2005 и 2031 *м*. Для этих двух гор характерно наличие кольцевого рва, окружающего их основание. Кроме описанной цепочки гор в котловине Тасманова моря известны и другие отдельные горы, расположенные в ее восточной части, с глубиной над вершиной 1829 *м* и др. Все эти горы, судя по их морфологии и результатам драгировки на

горе № Т-2, являются вулканами, подобными базальтовым вулканам тихоокеанского ложа. С вершины горы Дервент-Хантер, с глубины 359 *м*, получены драгой образцы древних кораллов (Standart, 1961).

Дно котловины Тасманова моря подстилается корой океанического типа, лишенной гранитного слоя и имеющей мощность порядка 5 *км*. Гравиметрические данные отмечают существование глубокого прогиба, заполненного осадками, у западного края котловины, вдоль подножия материкового склона Австралии.

Северо-восточный борт котловины Тасманова моря образует *подводный хребет Лорд-Хау*. Хребет этот протягивается примерно в меридиональном направлении, слегка отклоняясь к востоку в своей южной части. Он начинается на севере в Коралловом море, в районе 18-й параллели ю. ш., и опускается на юге до 40-й параллели, где примыкает к горному сооружению Новой Зеландии — примерно против пролива Кука. Общая протяженность хребта достигает, таким образом, почти 1300 миль. Хребет имеет значительную ширину в основании — около 280 миль — и широкую (около 120—150 миль) выровненную вершинную поверхность. Вершинная поверхность хребта лежит в среднем на глубинах порядка 1200—1400 *м*, но поднята в южной части до глубин порядка 700—800 *м*. Отдельные пологие поднятия в пределах вершинной поверхности хребта достигают глубины 480 *м* в южной части, 746 *м* — в средней части и 929 *м* — в северной. Минимальная глубина для вершинной поверхности хребта (24 *м*) связана с горой № Т-6. Профиль хребта асимметричен: восточный склон имеет сравнительно простое строение и опускается непосредственно ко дну Ново-Каледонской котловины до глубин порядка 3100—3200 *м*, а западный образует широкую (около 100 миль) ступень на глубинах порядка 3700—4000 *м*. Западный край этой ступени представляет крутой уступ, падающий ко дну котловины Тасманова моря, до глубин порядка 4600—4800 *м*.

Поверхность ступени имеет сложный холмисто-гористый рельеф. Высота отдельных поднятий, имеющих в общем пологие склоны и значительную ширину в основании, достигает 1500—2000 *м*. При этом их вершины поднимаются до глубин порядка 3000—2500 *м*.

Вдоль уступа, отделяющего эту ступень от вершинной поверхности хребта Лорд-Хау, располагается ряд подводных гор. Вершины их либо поднимаются до очень малых глубин, образуя мелководные банки, либо поднимаются над водой, образуя острова. Таковы банки с глубинами 649 *м* (38° 18′ ю. ш.), 726 *м* (41° 12′ ю. ш.), о-ва Боллс-Пирамид и Лорд-Хау, рифы Элизабет и Миддлтон, подводная гора № Т-5 с глубиной вершины 210 *м* (27° 10′), банка с глубиной 22 *м* (22° 08′ ю. ш.), банки Кепел-бенк (46 *м*) и Келсо-бенк (18 *м*).

Вершины этих гор полностью или частично срезаны абразией. Так, о. Лорд-Хау, возвышающийся над уровнем океана на 868 *м* и имеющий длину 7 миль и ширину 1 милю, окружен абразионной платформой длиной 20 миль и шириной 14 миль, лежащей на глубинах порядка 90 *м*. Вдоль западного края этой платформы существует коралловый риф. Остров Боллс-Пирамид поднимается в виде конуса высотой 582 *м* и шириной всего 0,2 мили. Он лежит посреди абразионной платформы шириной около 5 миль. Ширина плоской абразионной платформы коралловых рифов Элизабет и Миддлтон — около 5 миль.

К северу от южного тропика описанная гряда гор несет на себе коралловые рифы Беллона, Минерва, Буби, острова и рифы Честерфилд, о-ва Авон, Обсерватори-кей и Бамптон.

Острова Лорд-Хау и Боллс-Пирамид являются вершинами вулканов, сложенных, подобно большинству вулканических островов Тихого океана, богатыми оливином щелочными базальтами. На залегающих почти гори-

зонтально лавовых покровах о-ва Лорд-Хау лежат слои красной (океанической) глины и коралловых песков, поднятые на высоту более 800 *м*. По аналогии с этими двумя островами вся цепочка подводных гор вдоль западного уступа хребта Лорд-Хау представляется цепью вулканов, частично надстроенных коралловыми рифами. Эта цепь вулканов связана, видимо, со сбросом, разделяющим сводовое поднятие хребта и опущенную гористую ступень его западного склона.

Поднятие хребта Лорд-Хау подстилается корой мощностью 15—20 *км*, отнесенной Оффисером к коре океанического типа (Woollrad, Strange, 1962). Однако по новейшим результатам глубинного сейсмического зондирования земная кора этого хребта должна быть отнесена к материковому типу (Райт, персональное сообщение). Это подтвердило, как нам кажется, мнение ряда авторов, которые рассматривали поднятие Лорд-Хау как непосредственное продолжение к северу нижнепалеозойских структур северо-западной части Южного о-ва Новой Зеландии (Brodie, 1952, 1958; Kingma, 1959; Griendly, Harrington, Wood, 1959) и определяли его возраст в качестве антиклинальной структуры как нижнепалеозойский. Таким образом, хребет Лорд-Хау представляется наиболее древним звеном в системе эшелонированных параллельных геосинклинальных складчатых поясов — островных дуг юго-западной периферии Тихого океана, выдвинутых перед материком Австралии (Hess, Maxwell, 1949). Южным продолжением хребта Лорд-Хау может рассматриваться западная часть южной половины Новозеландского плато (так называемого плато Кэмпбелл). Северным структурным продолжением хребта Лорд-Хау, возможно, является вал Капингамаранги, лежащий к северу от Соломоновых о-вов, мощность земной коры которого, по данным ГСЗ, достигает 30 *км* (Малахов, персональное сообщение).

К востоку от хребта Лорд-Хау лежит узкая длинная Ново-Каледонская котловина (рис. 123). Она начинается на юге близ залива Норз-Таранки (Северный о-в Новой Зеландии) в виде пологого прогиба подводного склона острова на глубинах порядка 1500—2000 *м* и углубляется в направлении к северу. Близ параллели 35°40′ она достигает глубины 3000 *м* и к северу от параллели 29°15′ — глубины более 3500 *м*. Максимальная глубина котловины 4000 *м* отмечена на параллели 24°50′. На севере котловина открывается в сторону Кораллового моря, отделяясь от нее порогом с глубинами около 3700 *м*. Протяженность Ново-Каледонской котловины достигает 1200 миль, а ширина ее по изобате 3000 *м* — от 50 до 130 миль. Дно котловины подстилается корой того же типа, как и дно котловины Тасманова моря, и имеет примерно одинаковую мощность. Котловина изучена еще недостаточно. Можно предполагать, что она в большей степени заполнена осадками, чем котловина Тасманова моря. Возможным аналогом котловины или ее южным продолжением является желоб Баунти на Новозеландском плато. Подводный вулкан — г. Аотеа — в этой котловине имеет плоскую вершину, срезанную абразией в миоцене (Brodie, 1965) (рис. 124).

К востоку от Ново-Каледонской котловины тянется узкий и длинный *подводный хребет Норфолк*, несущий на себе остров, по имени которого хребет получил свое название. Хребет располагается примерно параллельно хребту Лорд-Хау, но резко отличается от него своей узостью и значительно большей сложностью рельефа. На юге хребет не связан морфологически с северо-западным выступом Северного о-ва Новой Зеландии — п-овом Окленд и начинается прямо на дне котловины, отделяясь от подножия подводного склона Новой Зеландии глубинами порядка 1700 *м*. На севере же он продолжается в мезозойском и третичном горном сооружении Новой Каледонии и к северу от нее в виде подводного

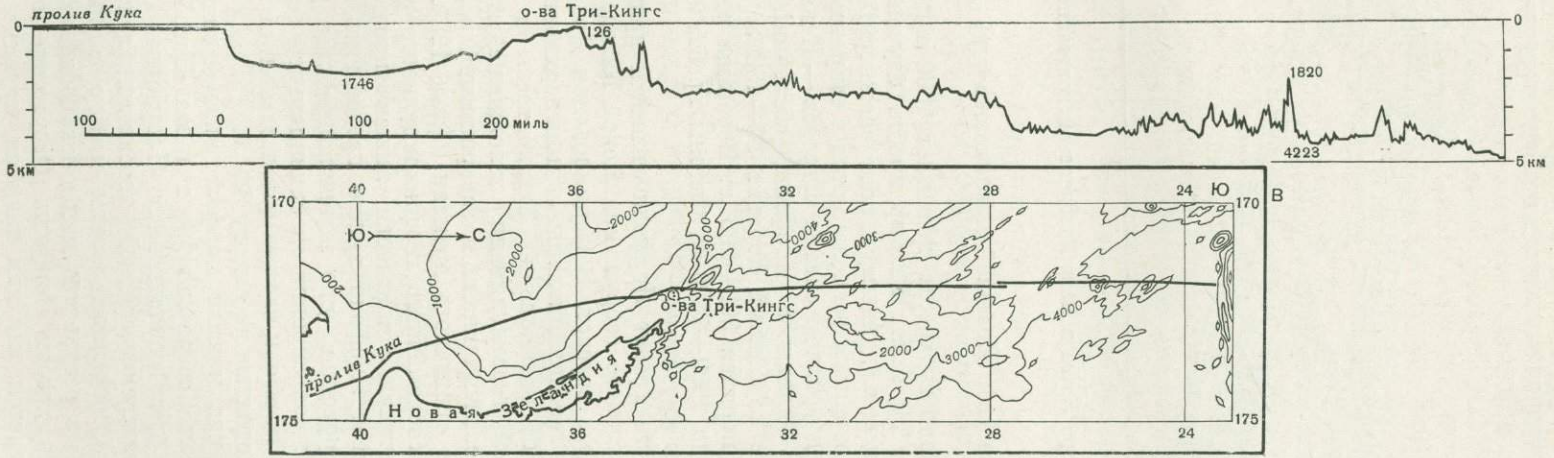


Рис. 123. Профиль дна Ново-Каледонской и Южно-Фиджийской котловин

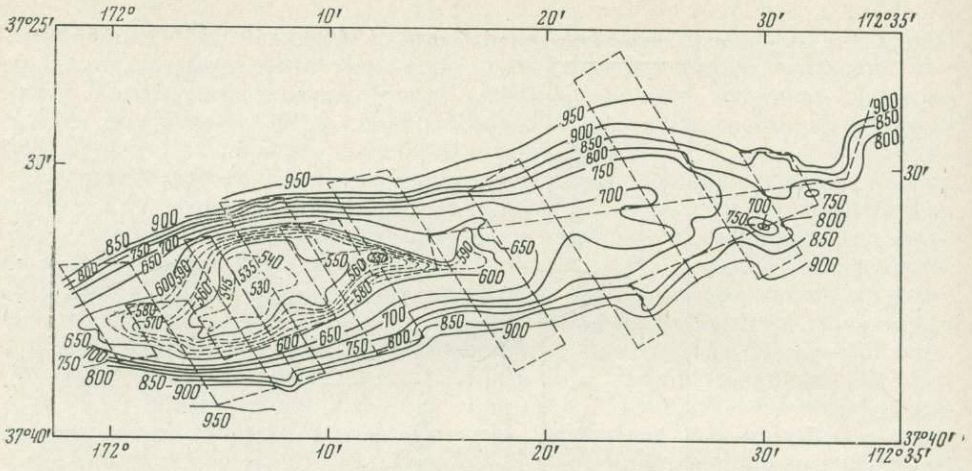


Рис. 124. Подводная гора Аотеа в Ново-Каледонской котловине (Brodie, 1965)

хребта, несущего на себе Большой коралловый риф Кука и коралловые рифы Д'Антркасто.

Общая протяженность хребта достигает 1000 миль. Ширина его колеблется от 150 до 50 миль. Рельеф хребта изучен еще недостаточно, но, судя по имеющимся данным, у него сложнорасчлененный гребень, так что отдельные вершины располагаются в широком диапазоне глубин: от выступающих над уровнем океана островов — Новая Каледония с высотами до 1640 *м*, Филипп и Норфолк, последний достигает высоты 320 *м* — до банок с глубинами порядка 80—150 *м* и подводных гор с глубинами вершин порядка 600—900 *м*. Вершины разделяются седловинами с глубинами до 1000—1400 *м*. Склоны хребта сложно расчленены, имеют значительную крутизну.

Судя по тому, что хребет Норфолк является прямым продолжением к югу складчатого горного сооружения Новой Каледонии, его структуры должны иметь тот же возраст. В формировании Новой Каледонии важное значение имели геосинклинальные толщи верхнепалеозойской Папуасской геосинклинали, испытавшей складчатость в юре (мезозоиды), и верхнемезозойской геосинклинали, заложившейся вдоль восточного края Папуасской геоантиклинали и завершившей развитие в палеогене (в первой половине третичного времени) (рис. 125). Новая Каледония лишена признаков современного геосинклинального развития, сейсмически спокойна и, начиная с олигоцена, лишена проявлений вулканизма. Таким образом, хребет Норфолк можно представить как мезо-кайнозойское складчатое сооружение, уже завершившее свое развитие и не вовлеченное в развитие современной госинклинальной зоны периферии Тихого океана. Остров Норфолк сложен базальтами и несет на себе древние коралловые рифы, поднятые на высоту 320 *м*.

Несмотря на то что прямой морфологической связи между хребтом Норфолк и выступом Северо-Западного п-ова Новой Зеландии не существует, большое сходство тектоники Папуасской и Новозеландской верхнепалеозойско-нижнемезозойской геосинклиналей отмечалось уже многими авторами. Связующим звеном между возникшими на месте этих геосинклиналий в результате мезозойской складчатости геоантиклиналями может быть хребет Норфолк. Отсутствие прямой морфологической связи объясняется, как нам кажется, крупным блоковым сдвигом по линии так называемого Альпийского разлома Новой Зеландии. По

мнению Веллмана, амплитуда такого сдвига достигает 300 *км* (162 мили). Это как раз соответствует смещению южной оконечности хребта Норфолк относительно северо-западного выступа Северного о-ва Новой Зеландии. Таким образом, горизонтальное смещение северо-западного крыла горного сооружения Новой Зеландии захватило также и южные оконечности хребтов Лорд-Хау и Норфолк. Хребет Норфолк вместе с о-вом Новая Каледония и северо-западным выступом Северного о-ва Новой Зеландии представляет собой единую мезозойскую Папуасско-Новозеландскую геоантиклиналь.

К востоку от хребта Норфолк располагается одноименная котловина, протягивающаяся в виде довольно узкого (от 80 до 120 миль) желоба к северо-западу от о-вов Три-Кингс по направлению к южному тропику. Не совсем еще ясно, что принимать за северное окончание этой впадины — либо желоб, разделяющий о. Новая Каледония и о-ва Лоялти, либо часть дна Южно-Фиджийской котловины. Первое представляется нам более правильным, поскольку лежащий восточнее подводный хребет Коромандель-Лоялти может служить структурным связующим звеном между верхнемеловыми складчатыми структурами хребта Коромандель Новой Зеландии (верхнемезозойская, так называемая Новозеландская геоантиклиналь) и структурами поднятия о-вов Лоялти. В этом случае протяженность котловины достигает почти 1000 миль. Глубина в южной части котловины превышают 3500 *м* и достигают 4656 *м* на параллели 32° ю. ш. Северная часть котловины также имеет глубины более 3500 *м* и отделена от южной пологим поднятием с глубинами менее 3500 *м*. Наибольшая глубина северной части котловины — 4124 *м* лежит у параллели 26° 30′ ю. ш.

Упомянутый выше подводный хребет Коромандель-Лоялти, лежащий к востоку от котловины Норфолк, изучен еще недостаточно. Он имеет сложную морфологию, свидетельствующую о сочетании глыбовых дислокаций с проявлениями вулканизма. Как единое поднятие хребет протягивается к северо-западу от Северного о-ва Новой Зеландии, продолжая хребет п-ова Коромандель на расстояние порядка 500—600 миль. Глубины над хребтом в этой части (минимальные) — 1244, 1241, 434, 448,

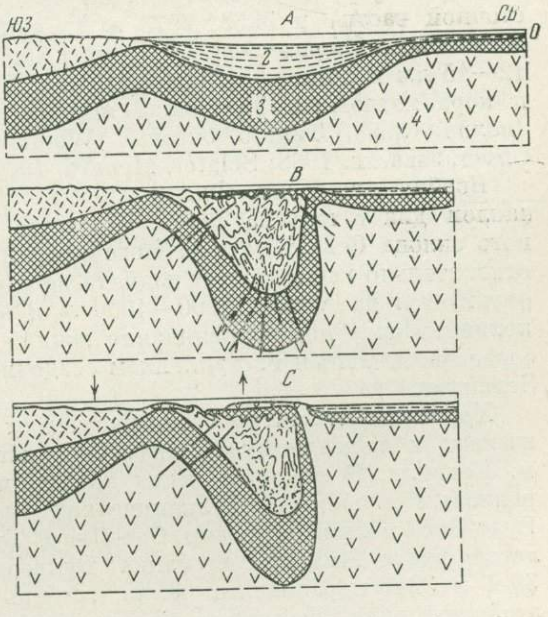


Рис. 125. Схема развития структуры дуги Новой Каледонии (Waterhouse, 1956)

A — симметричный геосинклинальный прогиб заполняется осадками в начале эоцена. *1* — древний материк Тасмании, *2* — осадки, *3* — базальтовый слой коры, *4* — мантийные перидотиты; *B* — в среднем и верхнем эоцене базальтовый слой испытывает сжатие и образует резкий перегиб на восточном борту желоба. Толща осадков в прогибе испытывает складчатость. В верхнем эоцене начинаются излияния базальтов и надвиг всей толщи базальтового слоя с восточного борта желоба на складчатую толщу осадков; *C* — в олигоцене восточный борт прогиба оказывается прорванным и вслед за надвигом базальтов начинается надвиг подкоровых масс перидотитов, скользящих к западу по поверхности базальтов, перекрывающих складчатую осадочную толщу, заполняющую прогиб. Последующее поднятие островной дуги сопровождается погружением суши Тасмантиса

1372, 2085 *м* — разделяются седловинами с глубиной до 2000 *м* и более. Ширина хребта — порядка 120—150 миль. Профиль хребта асимметричен — северо-восточный склон круче, чем юго-западный. Отмечается много отдельных пиков, представляющих собой, по-видимому, вулканические конусы. Между 28-й и 26-й параллелями ю. ш. хребет теряет четкое морфологическое выражение, гребень его раздроблен и опущен на большие глубины (порядка 3000 *м*). К северу от 26-й параллели гребень хребта вновь поднимается на глубины менее 2000 *м*, а отдельные вулканические пики возвышаются над северо-восточным склоном, достигая глубины 792, 1464, 808, 36 *м*, а также служат, видимо, основаниями коралловых о-вов Уолпол, о. Дюран, Лоялти и рифа Петри (прил. 17—22). Вулканическое основание прорывается из-под кораллового покрова на о-ве Маре в виде останцевых скал, сложенных оливиновыми базальтами. Формирование хребта связано с движениями более позднего времени, чем мезозойская складчатость Новой Каледонии. Возможно, что в хребте Коромандель-Лоялти продолжаются верхнемеловые складчатые структуры Северного о-ва Новой Зеландии. Однако поднятие хребта продолжается до сего времени, судя по проявлениям современной сейсмической активности.

Далее к востоку, за хребтом Коромандель-Лоялти, располагается Южно-Фиджийская котловина, ограничиваемая с востока хребтом Колвилл-Лау, а с севера — подводным хребтом Хантер. Протяженность котловины с севера на юг достигает 900 миль, а ее ширина — 400 миль. Дно котловины оконтурено изобатой 3500 *м* и прогнуто в центральной части, где глубины возрастают до 4600—4700 *м*. Максимальные глубины — до 5304 *м*, отмеченные в пределах ложа котловины, находятся в ее северо-западной части, вблизи подножия хребта Коромандель-Лоялти, и связаны, видимо, с узким желобом-разломом. Еще бóльшие глубины свойственны желобу Хантер, располагающемуся у подножия хребта того же названия на продолжении Ново-Гебридского желоба. Близ западной части хребта Хантер в этом желобе отмечены глубины 6584 и 6511 *м*. К востоку глубины желоба Хантер уменьшаются до 4300—4500 *м*. В пределах дна котловины отмечено несколько подводных гор с глубинами над вершинами 36, 2304 (в центральной части котловины), 2107, 1372 (в восточной части) и 3252, 2973 *м* (в западной части). Земная кора под дном Южно-Фиджийской котловины характеризуется мощностью порядка 12—15 *км* и лишена гранитного слоя. По своему типу она очень близка к коре котловины Тасманова моря и коре области пологих поднятий (валов) ложа Тихого океана (Woollard, Strange, 1962; Santo, 1963; Oliver, Jsaacks, 1968; Sclater, Menard, 1967).

Вообще для Южно-Фиджийской котловины характерен, по-видимому, наклон дна с юга на север. В южной части, близ подножия подводного склона Северного о-ва Новой Зеландии, поверхность дна котловины относительно выровнена и поднята до глубин порядка 3000 *м*, а к северу опускается до глубин 4500—4600 *м* и обладает более сложным расчленением. Вероятно, выравнивание южной части дна котловины связано с более интенсивным поступлением осадочного материала со стороны Новой Зеландии.

Хребет Колвилл-Лау протягивается от группы о-вов Лау на юг и примыкает к подводному склону Северного о-ва Новой Зеландии близ м. Колвилл. В северной части хребта, на его гребне, кроме гряды коралловых и частично вулканических островов Лау лежат также рифы Вуат-Оно, мелкие островки Оно-Илау, Тувана-Ира, Туано-Итоло, коралловые рифы Миневра и банка Вулверин (67 *м*). В районе между 30-й и 32-й параллелями ю. ш. гребень хребта опущен и глубины на этой седловине превышают 3000 *м*. Южнее гребень вновь поднимается и

над ним отмечаются глубины 1240, 2343, 1518, 1555 *м*. На отмели Новой Зеландии к северо-востоку от м. Колвилл лежит банка с глубиной 18 *м*, отмечающая гребень хребта в том месте, где он смыкается с подводным склоном Северного о-ва. Рельеф хребта весьма сложен и представляет сочетание глыбовых массивов и отдельных пиков, по-видимому, вулканических. Восточный склон хребта в северной его части круче, чем в западной. Ширина хребта в основании — порядка 50—70 миль. Протяженность его достигает 1200 миль. В рельефе и структуре Новой Зеландии южное продолжение хребта незаметно. Совпадение его простирания с общим простиранием современной геосинклинальной системы Новой Зеландии и о-вов Кермадек и Тонга позволяет предполагать, что формирование хребта Колвилл-Лау связано с первыми стадиями развития этой геосинклинальной зоны. Он представляет, по-видимому, одну из первых и недоразвившихся геосинклиналей, лежащую теперь в тылу современной геосинклинальной зоны.

Желоб Гавр отделяет хребет Колвилл-Лау от горного хребта островной дуги Новой Зеландии и о-вов Кермадек и Тонга. Желоб лежит на протяжении верхнемезозойского прогиба залива Пленти Северного о-ва Новой Зеландии, осложненного многочисленными сбросами (типа Неграбен Таупо). Часть этого прогиба, грабен Вакатане, продолжается непосредственно в заливе Пленти в глубоком желобе близ о-ва Уайт (Fleming, 1952). К северу от залива Пленти контуры желоба хорошо обрисовываются изобатой 2500 *м*. Далее к северу глубины желоба возрастают до 3750 *м* на параллели 33° ю. ш. — это максимальная глубина желоба. Севернее глубины желоба уменьшаются до 2700—2600 *м*. Близ параллели 25° ю. ш. лежит порог с глубинами менее 2000 *м*, отделяющий желоб Гавр от юго-восточного рукава Северо-Фиджийской котловины (желоб Лау). Прогиб желоба Гавр имеет, видимо, кайнозойскую структуру и в какой-то мере соответствует сместившейся к западу в результате формирования (инверсии) геоантиклинального хребта Кермадек-Тонга на месте прежней восточной ветви верхнемезозойской геосинклинали Новой Зеландии. Судя по данным Сайто, желоб Гавр, так же как и Южно-Фиджийская котловина, подстилается корой океанического типа.

Восточное обрамление описываемой зоны перехода от материка Австралии к ложу Тихого океана образует геосинклинальный пояс *островной дуги Новой Зеландии и о-вов Кермадек и Тонга*. Этот пояс включает лишь северную половину Новой Зеландии — ее Северный о-в и северную часть Южного о-ва, примерно до залива Пегасус. Морфологический комплекс этой современной геосинклинальной зоны весьма характерен: он включает геоантиклинальный хребет, местами двойной, и глубоководный краевой геосинклинальный желоб. Современный вулканизм развит на всем протяжении этой зоны от о-вов Тонга до Новой Зеландии и кончается там, где затухает, выклинивается желоб Хикуранги, самый южный из системы краевых желобов. Вся система сейсмически высоко активна и для нее характерно расположение над уходящей наклонно в недра Земли зоной глубинного разлома, прослеживаемой по расположению гипоцентров до глубины 700 *км* (Benioff, 1949). Современные осадки этой зоны носят ярко выраженный геосинклинальный характер.

На севере описываемая система начинается близ 13-й параллели ю. ш., южнее океанических о-вов Самоа. Хребет Тонга выступает здесь над уровнем океана, образуя вулканический остров Тафахи. Сопряженный с хребтом геосинклинальный желоб Тонга изогнут своей оконечностью на запад. К югу от о-ва Тафахи хребет и желоб тянутся параллельно и имеют почти прямолинейные очертания. Хребет имеет преимущественно вулканический характер и представляет собой цепочку вулканиче-

ских гор и массивов, насаженных на пологое поднятие — цоколь, имеющий форму вала. Гряда вулканов протягивается от о-ва Тафахи на юг на расстояние около 1600 миль до вулкана п-ова Банкса на Южном о-ве Новой Зеландии. Вершины вулканов местами поднимаются над водой в виде западной гряды о-вов Тонга и Тафахи, действующих вулканов Фалькон, Тофуа. На большем протяжении хребет имеет преимущественно вулканический характер, представляя собой цепочку вулканических гор и массивов, насаженных на невысокий широкий цоколь — пологое сводовое поднятие. Однако местами развит и типичный для двойных островных дуг складчатый внешний хребет. В этом случае гряда вулканов смещается на западный склон хребта. Это имеет место в средней части островной дуги Тонга, где восточная гряда о-вов Вавау, Лифука, Тонгатабу и Эуа сложена осадочными породами (коралловыми и фораминиферовыми известняками и пирокластическим материалом), и в северной половине Новой Зеландии, где внешний хребет (хребет Хикуранги Северного о-ва) сложен смятыми в складки современными движениями мезо-кайнозойских осадочных толщ. При этом современные структуры, характеризующиеся северо-восточным простиранием, накладываются на более древний структурный план, характеризующийся сочетанием как северо-восточных простираний (в восточной части Северного и Южного о-вов), так и северо-западных (в западной части обоих островов). В 1970 г. выявлена нефтегазоносность островов Вавау.

Вулканические гряды протягиваются от о-ва Тафахи на юг до вулкана пик Герберт на п-ове Банкса на Южном о-ве Новой Зеландии на расстояние около 1600 миль. Вершины подводных вулканов кое-где поднимаются над уровнем океана и образуют вулканические острова. В группе Тонга это действующие вулканы: Фалькон, Тофуа, Морель, Лейт и Фануалаи, а также спящие вулканы: Тафахи, Као, Ниуатобутабу. Лавы этих вулканов имеют андезитовый состав. В группе Кермадек все острова имеют вулканическое происхождение и сложены лавами андезитового состава. Вулканы о-вов Рауль и Маколей — действующие. Все остальные острова и рифы этой группы также имеют вулканическое происхождение и сложены лавами андезитового состава — это о. Кертис, скалы Гавр, скалы Л'Эсперанс, банка Стар оф Бенгал. На Новой Зеландии на продолжении этой вулканической гряды лежат вулканы Гисборн (о. Уайт), Тавиау, Тангариро, Игарусе и Руапеху на Северном и Гербер — на Южном о-вах.

На всем протяжении этого огромного геоантиклинального хребта тянутся сопряженные с ним геосинклинальные глубоководные желоба (рис. 126—128). Между 13-й и 26-й параллелями ю. ш. это желоб Тонга, к югу от 26-й параллели — желоб Кермадек и вдоль подножия восточного подводного склона Новой Зеландии до залива Пегасус — желоб Хикуранги, сопряженный с одноименным антиклинальным хребтом Северного о-ва Новой Зеландии. Северная оконечность желоба Тонга оконтуривается изобатой 5500 *м*. Уже к югу от 14-й параллели глубины желоба превышают 8000 *м*, а еще южнее лежит максимальная глубина желоба, одновременно являющаяся максимальной глубиной во всем южном полушарии Земли, равная 10 882 *м* (глубина «Витязя»). Примерно на 26-й параллели желоб Тонга выклинивается и отделяется от лежащего южнее желоба Кермадек (рис. 127), максимальная глубина которого — 10 047 *м* (глубина «Витязя») лежит на 32-й параллели ю. ш. Область глубин более 8000 *м* протягивается в этом желобе от 30-й параллели до 34-й. Желоб Кермадек, как область глубин более 5500 *м*, выклинивается близ 37-й параллели ю. ш. Желоб Хикуранги является непосредственным продолжением желоба Кермадек, составляя его южную, выклинивающуюся часть. Близ побережья Северного о-ва он имеет глубины более

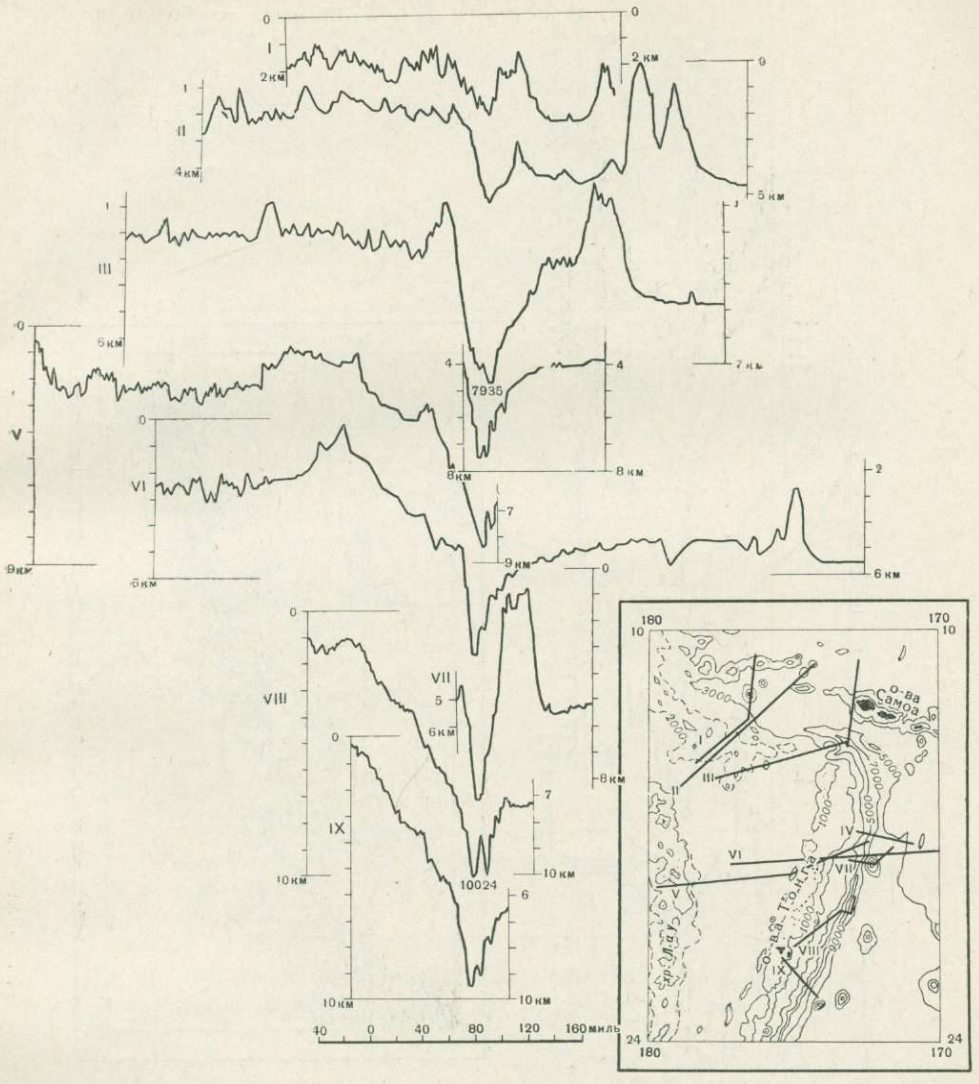


Рис. 126. Профили островной дуги и глубоководного океанического желоба Тонга

3000 *м* и сохраняет глубины более 2000 *м* близ Южного о-ва, выклиниваясь у залива Пегасус.

Профиль геосинклинальной зоны Тонга — Кермадек — Новая Зеландия резко асимметричен благодаря сопряжению высоко поднятого антиклинального хребта с глубоким синклинальным желобом. Там, где хребет имеет чисто вулканический характер, его профиль значительно менее массивен и широк, чем там, где появляется складчатый массивный внешний хребет. Превышение хребта над дном желоба достигает в желобе Тонга 12 *км*. Профиль желоба имеет характерную V-образную форму. Склоны имеют выпуклый профиль и становятся круче в нижней их части, где часты обнажения коренных пород (Fisher, Engel, 1969). Склоны раздроблены на ряд ступеней и уступов, крутизна которых достигает по крайней мере 45°, тогда как в среднем крутизна склона со стороны островной дуги — порядка 8—15°, а со стороны

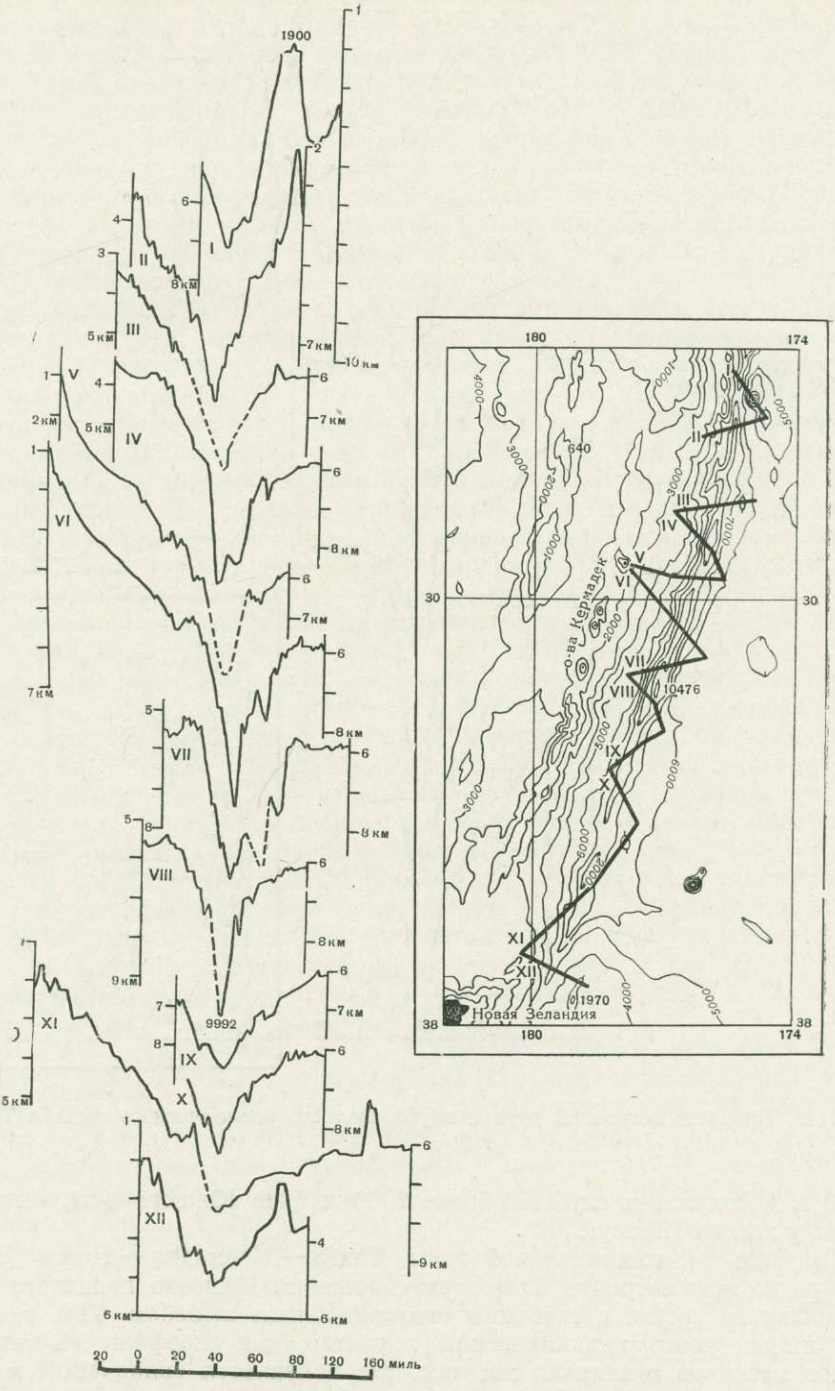


Рис. 127. Профили глубоководного океанического желоба Кермадек

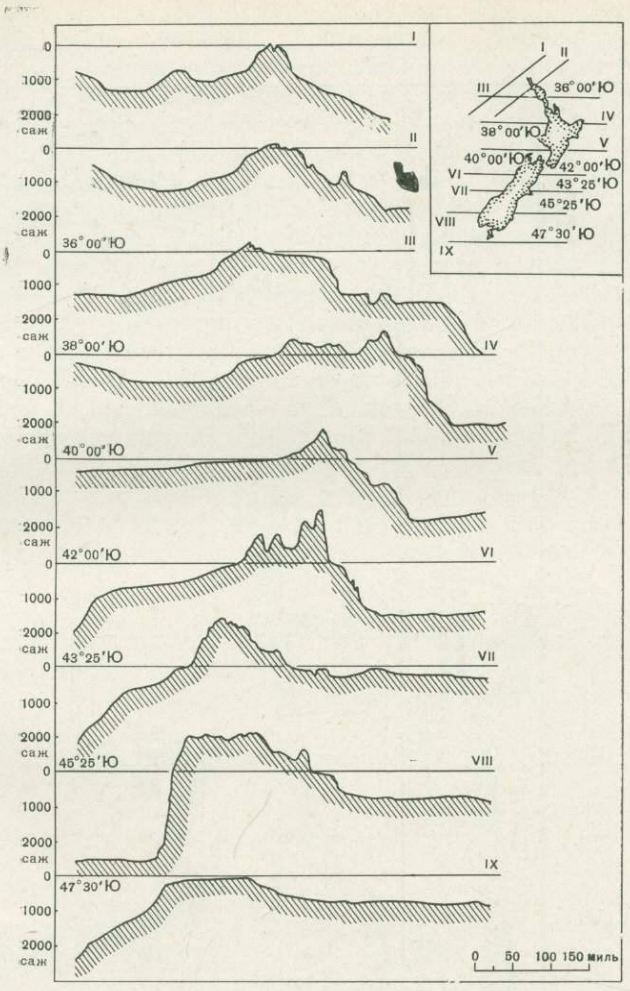


Рис. 128. Профили Ново-Зеландской островной дуги и Ново-Зеландского подводного плато (Brodie, 1964)

ложа океана — 3—8°. Ширина желоба по изобате 5500 *м* в среднем около 30 миль. Самая глубокая часть желобов имеет местами плоское дно — результат заполнения донными осадками. В значительной мере заполнен осадками желоб Хикуранги, имеющий довольно широкое выровненное дно — шириной около 40 миль.

Результаты геофизических исследований показывают, что геоантиклинальные хребты рассматриваемой системы в дугах Тонга и Кермадек подстилаются корой субматерикового типа мощностью порядка 20 *км*, тогда как под Новой Зеландией располагается типичная материковая кора мощностью до 30—40 *км* (Tomson, Evison, 1962; Eily, 1957). Желоба представляют собой шовную структуру, лежащую на стыке коры материкового и океанического типа, причем непосредственно под осью желоба Тонга мощность коры несколько больше, чем под океанским ложем.

Современная геосинклинальная зона Тонга — Кермадек — Новая Зеландия захватывает лишь северную половину Новой Зеландии. Несмотря

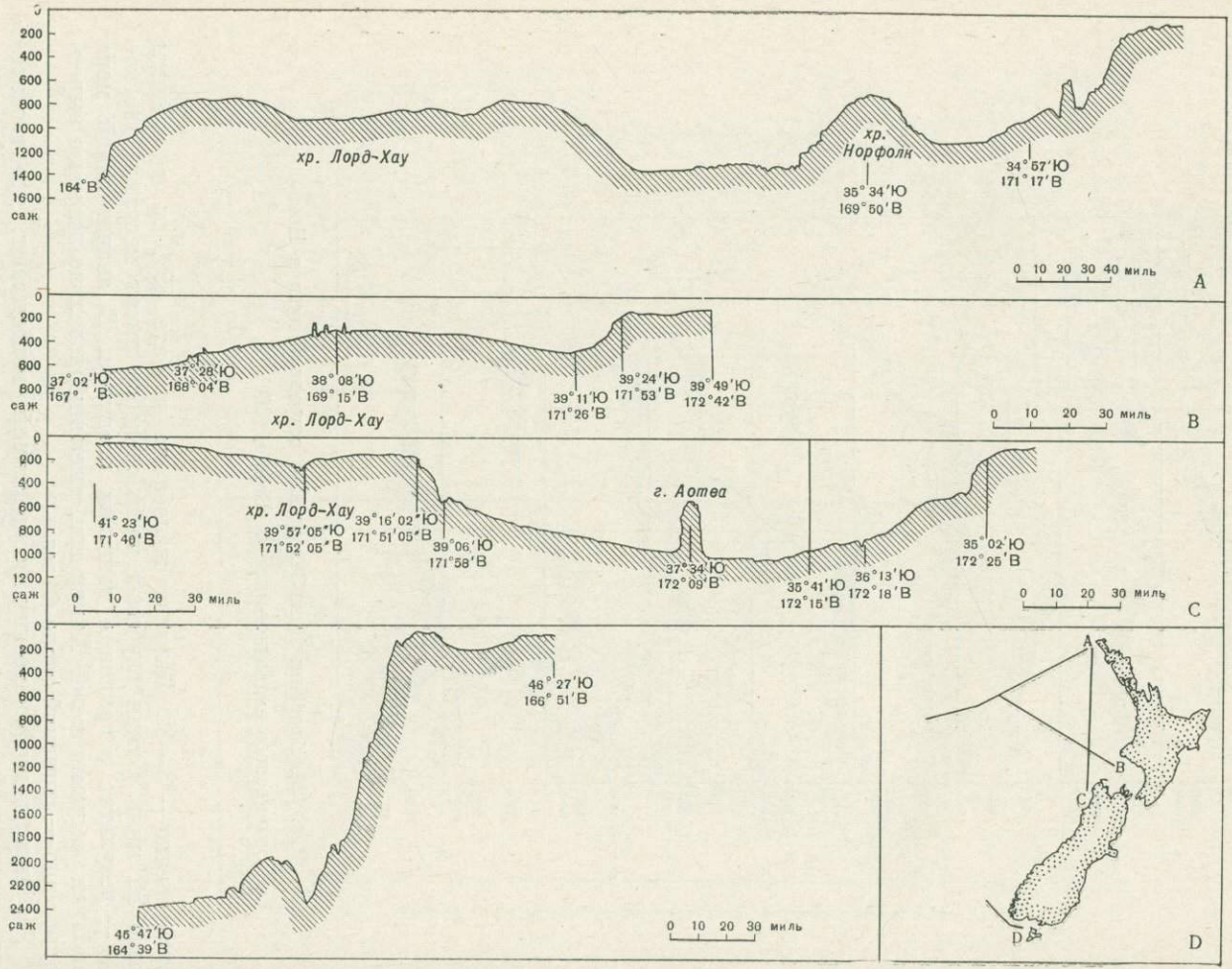


Рис. 129. Профили дна к западу от Новой Зеландии (Brodie, 1964)

на то что очертания суши Новой Зеландии и ее современная орография ориентированы согласно простираниям современной геосинклинальной системы, основные структуры южной половины ее сформированы еще в мезозое и даже в палеозое и в малой степени подверглись переработке наложенными молодыми структурами современной геосинклинали (рис. 128, 129). Основные простирания структур этого древнего плана — северо-западного и близкого к меридиональному направлений, тогда как структуры наложенного современного плана имеют северо-восточное простирание. Примыкающее к Южному о-ву огромное подводное *Новозеландское плато* представляет вместе с ним большой массив материкового типа — микроконтинент (рис. 130). Однако структура этого массива, несмотря на кажущуюся монолитность, по-видимому, довольно разнородна, и это отчасти отражается в рельефе, выровненном осадками (Ewing, Houtz, Ewing, 1969; Houtz et al., 1967; Krause, 1966) (рис. 131). Плато делится на два массива — поднятие Чатам, вытянутое в широтном направлении и несущее на себе банку Мерну и о-ва Чатам, и плато Кэмпбелл, имеющее в плане примерно треугольные очертания и несущее на себе по западной окраине о-ва Стюарт, Те-Снэрс и Окленд, на южной окраине — о. Кэмпбелл и на восточной — о-ва Баунти и Антиподов. Эти два поднятия разделены широким прогибом желоба Баунти.

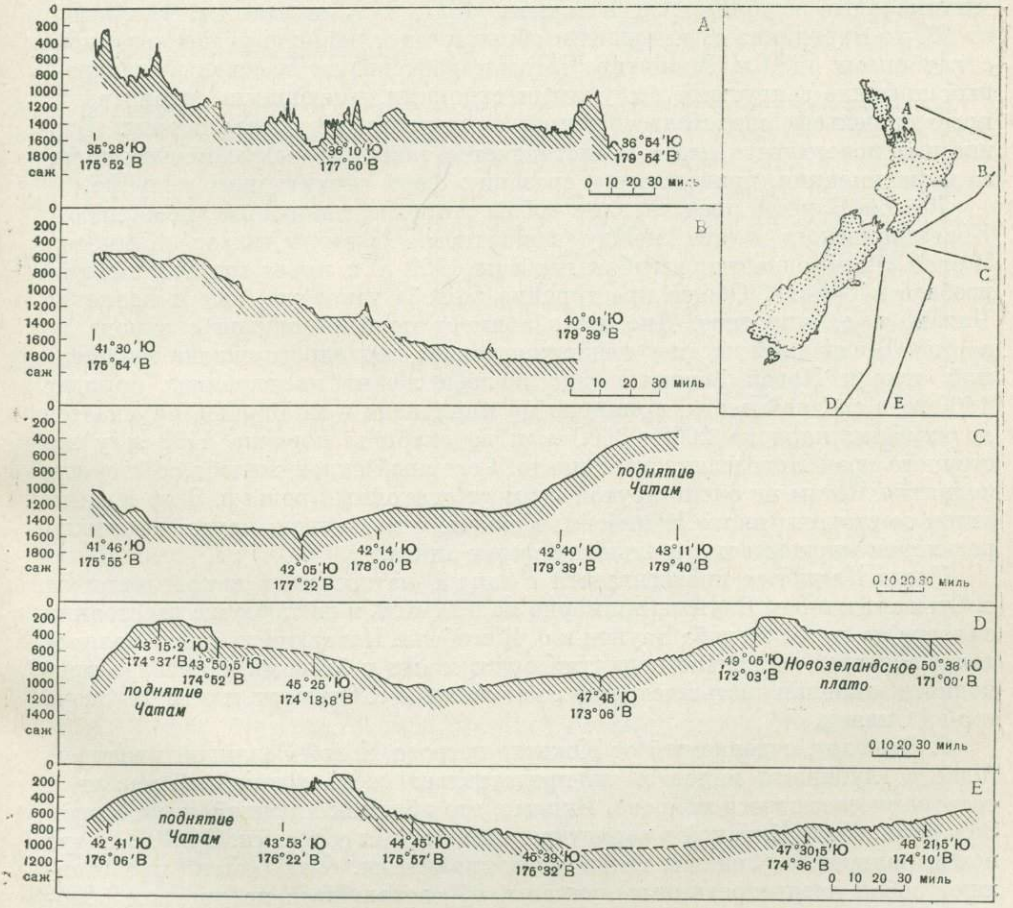


Рис. 130. Профили дна к востоку от Новой Зеландии (Brodie, 1964)

Поднятие Чатам протягивается от п-ова Банкса на Южном острове Новой Зеландии в восточном направлении примерно на 900 миль. Его ширина в основании, оконтуриваемом изобатой 2500 *м*, составляет 180 миль. Вершинная поверхность поднятия представляет собой довольно широкое и выровненное плато — в пределах изобаты 1000 *м* ширина его достигает 100 миль. Поверхность плато опущена по отношению к отмели Новой Зеландии в среднем на большем своем протяжении от банки Мерну до о-вов Чатам, на глубины порядка 300 *м*. Наблюдаются местные поднятия и погружения этой поверхности. Так, от п-ова Банкса банка Мерну отделена седловиной с глубинами до 550 *м*. Сама *банка Мерну* представляет большое куполообразное поднятие с минимальными глубинами 99 и 51 *м* (Fleming, Reed, 1951), оконтуриваемое изобатой 200 *м* и имеющее в пределах этой изобаты диаметр 35 миль. Банка Мерну сложена, судя по результатам тралений, граувакками и аргиллитами позднепалеозойского и нижнемезозойского возраста и граувакками плиоценового возраста (Fleming Reed, 1951). На протяжении около 400 миль между банкой Мерну и о-вами Чатам глубины поверхности плато около 400 *м*. Острова Чатам окружены отмелью шириной 70 миль с глубинами менее 200 *м*. *Острова Чатам* сложены базальтовыми андезитами, туфами, известняками, граувакками, возраст которых от мезозоя до третичного (Wasserburg a. o., 1963). Восточнее о-вов Чатам поверхность плато быстро погружается и дробится на ряд отдельных массивов, минимальные глубины над которыми 1317, 1792 и 2067 *м*. К востоку от 167-го меридиана з. д. поднятие обрывается к равнине океанского ложа с глубинами 4500 *м*. Поднятие Чатам характеризует массивный поперечный профиль с крутыми выпуклыми склонами, имеющими сравнительно простой рельеф, свидетельствующий о длительном выравнивании. Вершинная поверхность плато представляется также результатом длительного выравнивания, приведшего к срезанию форм структурного рельефа.

Желоб Баунти представляет собой широкое понижение поверхности Новозеландского плато между поднятием Чатам и плато Кэмпбелл. Желоб оконтуривается изгибом изобаты 1500 *м* и имеет ширину по этой изобате 140 миль. Общее простирание желоба такое же, как и поднятия Чатам, т. е. широтное. Дно желоба имеет пологий наклон с запада на восток. В западной части у подножия уступа подводного склона прибрежной отмели Новой Зеландии дно желоба лежит на глубинах порядка 1400 *м*, в средней части, примерно на меридиане о-ва Баунти, опускается до глубины порядка 2600—3600 *м* и до глубины порядка 4400 *м* у восточного края Новозеландского плато. Северный склон желоба со стороны поднятия Чатам не очень крутой и имеет спокойный рельеф. Зато южный склон со стороны плато Кэмпбелл, в районе о-ва Баунти, крутой и сложно расчленен множеством отдельных горных пиков.

Плато Кэмпбелл протягивается с запада на восток, в направлении от о. Стьюарт к о-вам Баунти, примерно на 600 миль и на такое же расстояние с севера на юг, от желоба Баунти к о. Кэмпбелл. Поверхность плато волнистая и образует несколько поднятий с островами и банками. Наиболее приподнята западная часть плато, где расположены о. Стьюарт, и о-ва Те-Снэрс и о-ва Окленд.

О. Стьюарт, отделяемый от Южного острова Новой Зеландии проливом Фово с глубинами менее 50 *м*, представляет собой гранитный массив с остатками сланцевого покрова. Видимо, это обломок прежней суши Новой Зеландии, раздробленной в верхнетретичное время сбросами. О-ва Те-Снэрс почти полностью сложены гнейсовыми гранитами. *О-ва Окленд* представляют собой позднетретичные вулканы, образовавшиеся на древнем основании, сложенном гранитами, слюдистыми сланцами и гнейсами, галька которых встречается в третичных конгломератах (Fleming, 1953).

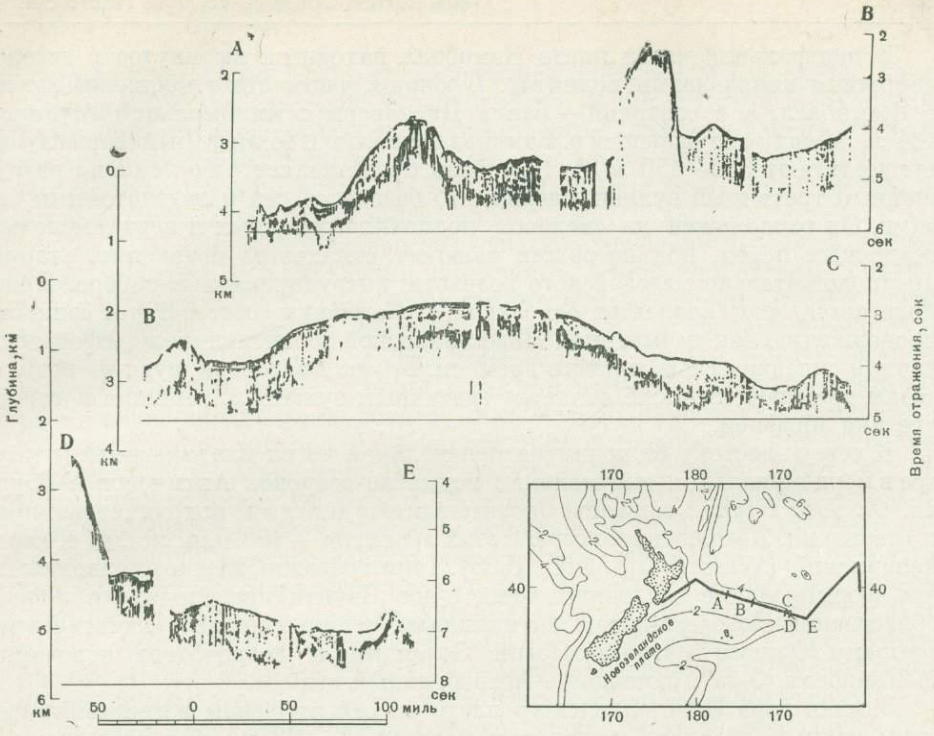


Рис. 131. Строение осадочного покрова Ново-Зеландского плато по данным непрерывного сейсмического профилирования (Heezen et al., 1966)

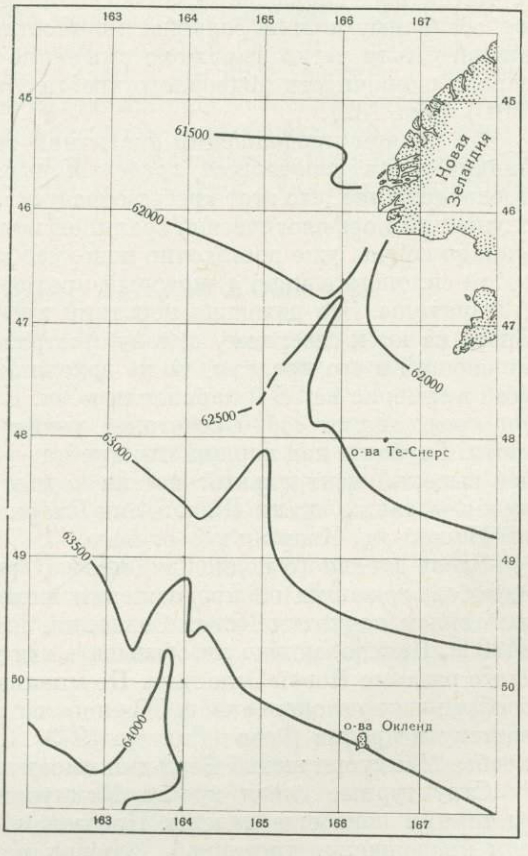


Рис. 132. Карта суммарной напряженности магнитного поля в районе к юго-западу от Новой Зеландии (Hatherton, 1967)

Изоаномалы оцифрованы в *гаммах*

В центральной части плато Кэмпбелл находится вытянутое в северо-восточном направлении поднятие. В южной части этого поднятия лежит о. Кэмпбелл, а в северной — банка Дискавери с минимальной глубиной 124 *м*. Между окружающей о. Кэмпбелл отмелью и банкой Дискавери глубины достигают 350—450 *м*. О. Кэмпбелл представляет собой сильно разрушенный третичный вулкан, сложенный базальтовыми и андезитовыми лавами. Он расположен на сводовом поднятии третичных и верхнемеловых осадочных пород, под которыми залегает складчатое основание, сланцы предположительно мезозойского возраста, интрудированные габбро. Предполагается, что складчатое основание о. Кэмпбелл соответствует южному продолжению так называемой Новозеландской геоантиклинали, сформированной складчатостью юрского времени. *Банка Дискавери*, судя по результатам драгировок, также является третичным вулканом, вершина которого срезана абразией.

К северо-востоку от поднятия центральной части плато лежит вытянутое в меридиональном направлении поднятие островов Антиподов и Баунти. *Острова Баунти* сложены биотитовыми гранитами, интрудировавшими в граувакки. Абсолютный возраст этих гранитов — 188 млн. лет, т. е. верхнепермский (Wasserburg et al., 1963). Таким образом, можно предполагать, что формирование осадочных толщ о-вов Баунти происходило в период образования Новозеландской антиклинали, одновременно аналогичными толщами Южного острова Новой Зеландии и складчатого основания о. Кэмпбелл. О-ва Антиподов — четвертичный вулкан.

Земная кора Новозеландского плато по сейсмическим и гравиметрическим данным обладает мощностью порядка 17—23 *км*. Судя по данным геомагнитных наблюдений, в составе коры здесь значительную роль играют осадочные толщи большой мощности. В структуре аномального магнитного поля четко выражено смыкание со склоном плато Кэмпбелл северной оконечности подводного хребта Маккуори (Hatherton, 1967, Cullen, 1970) (рис. 132).

На южном продолжении третичной тектонической системы Новой Зеландии лежит *подводный хребет Маккуори*. Ранее часто высказывалось предположение, что этот хребет образует подводный Новозеландский порог, служащий морфологической границей между Тихим и Индийским океаном. Однако сейчас уже достаточно ясно, что хребет Маккуори не представляет собой сплошного порога, который протягивался бы от Новой Зеландии до Антарктиды. Это довольно короткий хребет, идущий из района о-вов Те-Снэрс на юг к северному склону Австрало-Антарктического хребта и проникающий в его пределы, но не доходящий до рифтовой зоны, и затухающий примерно на 58-й параллели ю. ш. Рельеф этого хребта очень сложен. Он представляет собой сочетание узких горных гряд и желобов между ними. Глубины над вершинами хребта — 587, 1185, 1042 и 816 *м*, а наиболее высокий центральный массив поднят над водой и несет на себе о. Маккуори, а также скалы Джадж-энд-Кларк к северу от этого острова и скалы Бишоп-энд-Кларк к югу от него.

Вдоль западного подножья хребта располагается цепочка глубоких желобов, лежащих на продолжении желоба Соландер, прорезающего южный склон поднятия Новой Зеландии. Глубины этих желобов 5068, 5117, 5492 *м*. Неясно, можно ли связывать эти желоба с продолжением Альпийского разлома Новой Зеландии. По мнению некоторых авторов, этот разлом огибает южную оконечность Южного острова Новой Зеландии и уходит к востоку в пролив Фово (Рихтер, 1963). Лежащий у восточного подножья хребта Маккуори желоб Бэрд-дип имеет глубину 5300 *м*.

Структурные связи хребта Маккуори со смежными тектоническими системами пока еще неясны. Новозеландские геологи склонны видеть в нем продолжение третичной геосинклинальной зоны Новой Зеландии. Вместе с тем в последнее время многие авторы склонны видеть в нем ветвь

георифтогенального Южно-тихоокеанского хребта. Однако первое предположение кажется нам более вероятным, мы видим в хребте Маккуори продолжение структуры циркум-тихоокеанского складчатого пояса, разорванного в результате развития георифтогенального процесса в Новозеландском проходе. Данные по геологии о. Маккуори, как нам кажется, подтверждают такое представление.

О. Маккуори имеет вулканическое происхождение и сложен базальтовыми и андезитовыми лавами, брекчиями и конгломератами. Отмечены также известняки, содержащие фораминиферы. Содержащаяся в осадочных породах острова пыльца растений отмечает связи флоры доледникового времени с флорой Антарктиды. Изверженные породы имеют третичный возраст. Геологическая история острова в верхнетретичное и четвертичное время очень сходна с историей о. Кэмпбелл и Южного острова Новой Зеландии, с одной стороны, и Западной Антарктиды и Южной Америки, с другой. Хребет Маккуори сейсмически очень активен (Рихтер, 1963, Sykes, 1963). К югу от хребта Маккуори глубины над Южно-тихоокеанским хребтом подвержены сильным колебаниям. От 3500 *м* они уменьшаются до 600—900 *м* над гребнями горных гряд рифтовой зоны и возрастают до 4570 *м* в желобах рифтовой зоны. На южном склоне Южно-тихоокеанского хребта глубины порядка 2000—3000 *м*. Примерно на 66-й параллели ю. ш. начинается *подводный хребет Баллени,* несущий на себе о-ва Баллени: Янг, Бакл и Стердж. Хребет этот ориентирован в юго-восточном направлении, примерно под углом 40° к оси Южно-тихоокеанского хребта.

О-ва Баллени имеют вулканическое происхождение и сложены оливиновыми базальтами и трахи-базальтами, а также туфами третичного и четвертичного возраста. Видимо, весь хребет Баллени является вулканической грядой, образование которой связано с линией разлома, секущей склон Южно-тихоокеанского хребта под углом к его простиранию. К востоку и юго-востоку от хребта Баллени находятся еще несколько горных подводных гряд, дополняющих его в морфологическом обрамлении этой окраины Тихого океана. На 70-й параллели ю. ш. начинается широкий подводный хребет, являющийся уже выступом материкового склона Антарктиды к северу от м. Адэр.

4. Подводная окраина материка Антарктиды

Подводная окраина материка Антарктиды образует южное обрамление впадины Тихого океана. Рельеф ее изучен еще недостаточно, но исследования последних лет, в особенности в период МГГ, значительно расширили представления о морфологии этой части Южного океана. Тем не менее по многим местам все еще нет современных данных о глубинах и характере поверхности материковой отмели и материкового склона Антарктиды, поскольку тяжелые ледовые условия препятствуют плаваниям исследовательских судов. В пределах Тихоокеанского сектора относительно хорошо изучена западная часть подводной окраины материка, включая море Дюрвиля и море Росса, и восточная часть, близ берегов Антарктического п-ова. Значительно хуже изучен подводный рельеф центральной части сектора, вдоль побережья Земли Мэри Бэрд и в морях Амундсена и Беллинсгаузена.

Характерной особенностью подводной окраины материка Антарктиды является значительная глубина материковой отмели и ее относительно сложный рельеф (Живаго, Лисицын, 1957; Трешников, 1963). Правда, следует заметить, что эта же особенность свойственна и многим областям Мирового океана, в частности шельфам древних платформ Евразии, Северной Америки, подвергшимся покровному оледенению (Holtedahl, 1958). Однако в Антарктике эта черта рельефа выражена особенно ярко.

Если в среднем глубины материковой отмели Мирового океана меньше 170 *м*, то на подводной окраине материка Антарктиды глубины большей частью превышают 220 *м*, а край отмели лежит на глубинах порядка 400—500 *м*. Предполагается, что столь глубокое положение материковой отмели Антарктики связано с общим погружением материка, происшедшим под тяжестью ледовой нагрузки (Воронов, 1960; Живаго, 1960; Ушаков, 1963). Сложный рельеф материковой отмели Антарктики большинство авторов связывают с тектоническим раздроблением окраины материка и деятельностью ледников.

В пределах моря Дюрвиля и побережья Антарктиды, от м. Моза до м. Адэр, подводная окраина материка представляет собой погруженный под уровень океана край древней (докембрийской) Восточно-Антарктической платформы. Для современной структуры платформы характерны дизъюнктивные дислокации, в особенности радиально-концентрическая сеть разломов в периферической зоне материка (Воронов, 1960). Ширина и глубина материковой отмели подвержены здесь значительным изменениям. Близ 140-го меридиана, к северу от станции Дюмон-Дюрвиль (Земля Адели), ширина отмели около 70 миль. Внешний край ее лежит здесь на глубине 560 *м*. Вдоль Берега Георга V (от 142 до 156° в. д.) отмель постепенно расширяется, образуя широкий выступ, несущий банки Вирик (95 *м*) и Моусон (334 *м*), и между ледником Нинниса и м. Воронина ее ширина достигает 200 миль. Внешний край отмели выражен четко и лежит на глубине 440—500 *м*. К востоку от м. Воронина отмель резко суживается до 20—40 миль и вдоль Берега Отса сохраняет такую ширину до м. Адэр, где местами сокращается до 10 миль. Внешний край отмели лежит здесь на глубинах 350—470 *м*.

Поверхность материковой отмели в пределах моря Дюрвиля имеет довольно сложный рельеф. Система продольных и поперечных депрессий разбивает ее на ряд блоков. Как правило, внешняя часть отмели приподнята по отношению к внутренней, прилегающей к побережью. Вдоль внешней части отмели у Земли Адели тянется пологое поднятие с минимальными глубинами порядка 240—140 *м*. От берега его отделяет продольный желоб с глубинами около 650 *м* в западной части и углубляющийся к востоку, вдоль Берега Георга V, до 1630 *м* (между ледниками Мерца и Нинниса).

К северу от ледника Нинниса поднятие, вытянутое вдоль внешнего края отмели, обрывается понижением, ориентированным в меридиональном направлении, т. е. поперек простирания отмели. Глубины в этом поперечном желобе — около 600—650 *м*. К востоку от него располагается поднятие, ориентированное также в меридиональном направлении с преобладающими глубинами менее 500 *м*, несущее отдельные холмы (или, возможно, гряды) с глубинами 120, 137, 150 *м* и заканчивающееся вблизи края отмели банкой Вирик с глубиной 95 *м*. К востоку от этого поднятия расположено обширное понижение с глубинами до 1463 *м*, ограничиваемое с востока вытянутым в меридиональном направлении поднятием банки Моусон с преобладающими глубинами порядка 450 *м* и минимальной глубиной 334 *м*. Протягивающийся вдоль берега Георга V, в непосредственной близости к побережью, глубокий желоб, возможно, связан с упомянутой выше широкой депрессией между банками Вирик и Моусон. Поперечные желоба отмечены также на поверхности отмели близ Берега Отса, к востоку от м. Воронина (глубина до 759 *м*), и в заливе Кооперации (глубина до 1019 *м*, ширина — 20 миль). К востоку от залива Кооперации внешняя часть отмели приподнята до глубины порядка 450 *м*, тогда как ближайшая к берегу часть опущена до глубины 1000 *м*. Характерно, что внешняя часть отмели Антарктиды выровнена значительно лучше, чем внутренняя, обладающая более сложным холмистым и «бугристым» рельефом.

Эта особенность рельефа отмели хорошо заметна вблизи ледника Нинниса. По-видимому, внешняя, более поднятая часть отмели в большей степени подверглась абразионно-аккумулятивному выравниванию в период более низкого стояния уровня океана. В настоящее время это полого волнистая аккумулятивная равнина с отдельными моренными грядами. Внутренняя же часть шельфа сохраняет интенсивно раздробленный тектонический рельеф. Кроме того, внутренняя часть отмели испытала значительное влияние покровного оледенения Антарктиды и приобрела поэтому более сложный ледниковый аккумулятивно-экзарационный рельеф.

Обращает на себя внимание сходство морфологии этой части подводной окраины Антарктиды с морфологией материковых отмелей Западной Скандинавии, Лабрадора, Ньюфаундленда и юго-восточной Аляски. Сходство морфологии последних было объяснено в свое время Г. Хольтедалем (Haltedale, 1958) как связанное с общими особенностями развития рельефа, а именно с развитием периферических радиально-концентрических дислокаций кайнозойского времени, вызванных сводовым поднятием материковых областей древнего оледенения, и моделировкой этих трещин-разломов речной эрозией в доледниковое время и ледниками — в ледниковое. По-видимому, эти же явления определили развитие рельефа подводной окраины материка Антарктиды.

Материковый склон Восточной Антарктиды в пределах моря Дюрвиля имеет сравнительно небольшую высоту, так как подножье его лежит не на обычных глубинах океанского ложа, а на южном склоне Австрало-Антарктического хребта.

Профили материкового склона показывают относительно крутое падение верхней части склона — до 3—5° на глубинах от 500 до 2000 *м* — и пологий наклон менее 1—2° в нижней части склона.

К востоку от м. Адэр побережье Антарктиды образует большой залив, занимаемый *шельфовым морем Росса*. Западным берегом этого моря является Земля Виктории, южным — находящийся в полуплавучем состоянии шельфовый ледник Росса, восточный — выступ п-ова Эдуарда VII Земли Мэри Бэрд. Море Росса продолжается на юг под ледником Росса примерно до 86-й параллели ю. ш., а занимаемая им впадина шельфа соответствует в структуре коры крупной депрессии, ограниченной сбросами и протягивающейся на восток, южнее Земли Мэри Бэрд, в направлении к морю Амундсена (Wollard, Strang, 1962). Мощность земной коры под ней уменьшается до 28—30 *км* по сравнению с 38 *км* под Землей Мэри Бэрд и 40—44 *км* под Землей Виктории. В составе коры важную роль играют мощная толща уплотненных осадочных пород серии Бикон и породы гранитогнейсового комплекса (Воронов, 1960).

Шельф моря Росса наряду с шельфом моря Уэддела является одним из крупнейших шельфов Антарктиды. Поверхность его лежит в среднем на глубинах порядка 450 *м*, а глубина внешнего края около 530 *м*. Поверхность шельфа имеет довольно сложный рельеф, в котором сочетаются несколько возвышенностей и желобов. В северо-западной части моря Росса находится возвышенность, известная как банка Пеннел, на которой расположены о. Росса и о. Франклина. *О. Росса* имеет вулканическое происхождение и образован четырьмя соединившимися вулканами. Крупнейшие из них — действующий вулкан Эребус, сложенный трехидолеритами, и потухший базальтовый вулкан Террор. *О. Франклина* представляет собой остатки разрушенного эрозией четвертичного базальтового вулкана. Кроме этих островов, в западной части моря Росса ближе к берегу Земли Виктории лежат еще несколько мелких вулканических островков — Позешен, Коулкен и Бофорта, составляющие вместе с островами Росса и Франклина и вулканами М. Адэр вулканическое обрамление моря Росса.

Другая подводная возвышенность расположена близ внешнего края шельфа к западу от п-ва Эдуарда VII и несет на себе *о. Рузвельта*, покрытый ледником.

В рельефе дна моря Росса выделяются два ряда желобов, связанных с тектоническим обрамлением депрессии этого моря. Западный ряд желобов протягивается вдоль побережья Земли Виктории. Глубины в желобах достигают здесь 800—1174 *м*. Восточный ряд желобов лежит у побережья Земли Мэри и Бэрд, и глубины в них достигают 800 *м*. Материковый склон моря Росса имеет довольно сложную конфигурацию, в особенности в своей северо-восточной части, где его поверхность образует ряд выступов в виде подводных хребтов.

К востоку от моря Росса лежит материковая отмель побережья *Земли Мэри Бэрд*, изученная пока еще очень плохо. Самая западная часть побережья относится к периферии Восточно-Антарктической платформы. К востоку же от зал. Зульцбергера горный массив Эдзела Форда принадлежит уже к Андийскому поясу третичной складчатости, в который входят складчатые сооружения Западной Антарктиды, Земли Грейама (Антарктический п-ов) и дуги Скотия.

Ширина материковой отмели вдоль берегов Земли Мэри Бэрд существенно меняется при движении с запада на восток. Она колеблется около 30—60 миль в районе от п-ва Эдуарда VII до м. Дарт. На отмели здесь преобладают глубины менее 400 *м*, но близ залива Зульцбергера отмечены глубины до 800 *м*. На внешней части отмели глубины порядка 300—450 *м*, но есть и поднятия, с которыми связаны, в частности, покрытые льдом острова Гёст, Крузен и Шепард. Материковый склон этой части побережья Антарктиды имеет, по-видимому, довольно большую крутизну и падает от внешнего края отмели непосредственно к глубинам ложа котловины Беллинсгаузена.

К востоку от м. Дарт у берегов восточной части Земли Мэри Бэрд лежит *шельфовое море Амундсена*. Шельф этого моря почти не исследован. Ширина его постепенно возрастает в восточном направлении, достигая 250 миль близ берега Уолгрина. В этой части шельфа лежат острова Бэр, Росон и Терстон. Материковый склон моря Амундсена в районе между 216-м и 116-м меридианами з. д. образует резкий выступ со сложной системой горных гряд и отдельных гор, ориентированный в северо-западном направлении. Эти горные гряды следует связывать либо с зоной трансформного разлома, либо с западным продолжением горных сооружений Земли Элсуэрта, являющихся в свою очередь продолжением складчатого пояса Земли Грейама.

К востоку от о. Терстон и до о. Аделейд лежит *шельфовое море Беллинсгаузена*. Побережье этого моря (Берег Эйтса, Берег Джорджа Брайана, Берег Роберта Инглиша, Берег Фальера, южная часть Земли Грейама) образует обширный залив, в котором ширина отмели достигает 300 миль. Глубины внешнего края отмели порядка 400—550 *м*. Поверхность шельфа образует ряд возвышенностей и желобов. Наиболее крупные из возвышенностей несут на себе острова — самыми значительными из них являются *Земля Александра I, о. Шарко и о. Аделейд*. Два последних сложены мезозойскими изверженными и метаморфизованными породами, а Земля *Александра I* — юрскими известняками и глинистыми сланцами. В геологическом отношении острова моря Беллинсгаузена составляют часть Западной Антарктиды. Вулканические породы характеризуются здесь андезитовым составом, и весь вулканический комплекс идентичен вулканическому комплексу Патагонии.

Острова и подводные возвышенности шельфа Беллинсгаузена разделяются глубокими желобами. Покрытый льдом пролив Георга VI отделяет от материка Землю Александра I. Глубины в желобе этого пролива дости-

гают 1097 *м*. Ветвь этого желоба с глубинами до 650 *м* отделяет о. Аделейд от берегов Земли Грейама. Желоб залива Ронне отделяет Землю Александра I от островов, лежащих близ Берега Роберта Инглиша. Закрытый льдом пролив Уилкинса разделяет Землю Александра I и о. Шарко. Вытянутый вдоль края отмели желоб с глубинами до 650 *м* отделяет о. Шарко от подводной возвышенности внешнего края шельфа Беллинсгаузена. Глубины над подводными возвышенностями внешнего края шельфа Беллинсгаузена колеблются около 130—350 *м*.

Материковый склон моря Беллинсгаузена имеет почти прямолинейные очертания и резко изгибается в районе о. Шарко. Высота склона порядка 4000 *м* при ширине около 30 миль, так что наклоны поверхности дна весьма значительны. У подножья склона близ 90° з. д. лежит крупный вулкан, вершина которого поднимается над океаном в виде покрытого льдом о. Петра I. К востоку от района о. Шарко поверхность материкового склона прорезана несколькими подводными каньонами. Один из них, связан, по-видимому, с шельфовым желобом пролива Шокальского, продолжающим желоб пролива Георга VI.

Уже от района о. Шарко, где отмечается крутой изгиб материкового склона к северо-востоку, подводная окраина материка Антарктиды принадлежит, по существу, к подводным склонам *Антарктического п-ова (Земля Грейама)*. Материковая отмель вдоль западной окраины этого полуострова имеет ширину от 110 до 150 миль. Побережье полуострова обладает сложными очертаниями. С фьордами побережья связаны многочисленные желоба, прорезающие поверхность шельфа. На отмели располагается множество островов, образующих архипелаги: о-ва Биско (о. Нансена, о. Рено и др.), о-ва Пальмера (о. Антверпен, о. Брабант и др.) и о-ва Тринити. Все эти острова сложены мезозойскими изверженными породами того же типа, что и слагающие западное побережье Антарктического п-ова. Поверхность шельфа расчленена системой продольных и поперечных желобов, подобных желобам на шельфе Земли Виктории. Материковый склон изборожден подводными каньонами и круто падает к ложу котловины Беллинсгаузена. Особенно глубоко врезан в поверхность склона каньон, лежащий на продолжении пролива Брансфильд и отделяющий от шельфа Антарктического полуострова подводный цоколь вулканической гряды Южных Шетландских о-вов.

Хребет Южных Шетландских о-вов протягивается в северо-восточном направлении от упомянутого желоба, разделяющего острова Бородино (Смит) и Малый Ярославец, в виде монолитного горного сооружения на расстояние около 240 миль. Далее к востоку он дробится на ряд крупных глыб. Отмель Южных Шетландских о-вов образует выровненную вершинную поверхность хребта, оконтуриваемую изобатой 500 *м*. Глубины у внешнего края отмели порядка 150—400 *м*, конфигурация края отмели довольно сложная. Отмель с глубинами менее 500 *м* тянется непрерывно от о. Малый Ярославец на юго-западе до о. Мордвинова (Элефант), а возможно даже до о. Шишкова (Кларенс) на северо-востоке. Глубины вокруг островов обычно менее 200 *м*. К востоку от о. Шишкова хребет делится на отдельные массивы с глубинами на седловинах между ними до 3000 *м*. Вершины же массивов лежат на глубинах от 100 до 800 *м*. Сохраняя такой глыбовый характер, хребет протягивается вплоть до крупного глыбового поднятия Южных Оркнейских о-вов. Материковый склон хребта Южных Шетландских о-вов обладает крутым падением и сложно расчленен. У подножья склона лежит узкий желоб с глубинами до 5448 *м*, длиной около 120 миль и шириной 10—15 миль. Положение и морфология этого желоба во многом сходны с желобом Кайман в Антильской островной дуге.

5. Южно-Антильская островная дуга (дуга Скотия или дуга Беллинсгаузена)

Между южной оконечностью материка Южной Америки и Антарктическим п-овом лежит Южно-Антильская островная дуга. Эта дуга по своей морфологии во многом отличается от типичных островных дуг периферии Тихого океана, но обладает чрезвычайным сходством с Антильской островной дугой. Именно это сходство послужило причиной названия дуги: хотя иногда ее называют дугой Беллинсгаузена. Горные хребты дуги большей частью скрыты водами океана, но местами вершины хребтов выступают над водой в виде четырех островных групп: Южная Георгия, Южно-Сандвичевы, Южно-Оркнейские и Южно-Шетландские о-ва. По особенностям рельефа дна Южно-Антильская дуга более или менее четко разделяется на три звена: северное, несущее на себе банку Бердвуд, скалы Шаг, о. Южная Георгия и скалы Кларк; восточное, несущее Южно-Сандвичевы о-ва, и южное — с о-вами Южно-Оркнейскими и Южно-Шетландскими.

Северное звено дуги имеет характер глыбовых поднятий, протягивается в широтном направлении и служит вначале непосредственным продолжением оконечности материка Южной Америки. Банка Бердвуд, представляющая собой вершинную поверхность этой части хребта, отделена от материковой отмели района Огненной Земли лишь неглубоким желобом с глубинами до 260 *м*. Глубины банки Бердвуд порядка 100—170 *м* при минимальных 80 и 97 *м*. Ширина банки — около 60 миль, а протяженность — около 240 миль. Профиль хребта в этой части асимметричен, южный склон крутой — до 7°, северный значительно положе — порядка 2°. Подножие южного склона лежит на глубине около 4300—4500 *м*, тогда как северный склон спускается в неглубокий (600—300 *м*) желоб, поднимающийся вверх по материковому склону восточного побережья Южной Америки и отделяющий банку Бердвуд от выступа материковой отмели, несущего на себе Фолклендские о-ва.

К востоку от банки Бердвуд горный хребет дуги очень раздроблен, и в районе между 48—49-м меридианами з. д. его гребень погружается на глубины более 2000 *м*. Вершины отдельных небольших массивов хребта поднимаются до глубин 367, 594, 1692 *м* и т. д. Далее к востоку хребет вновь поднимается вверх и приобретает большую монолитность с образованием двух крупных массивов, один из которых увенчан плоской банкой со скалами Шаг, а второй несет широкую отмель о-ва Южная Георгия. Для отмели скал Шаг характерны глубины порядка 150 *м*, тогда как отмель Южной Георгии лежит на глубинах 120—300 *м*. Массивы разделены глубинами около 2000 *м* Протяженность каждого из них — около 240 миль, ширина первого — около 40 миль, тогда как массив Южной Георгии имеет ширину около 100 миль. Склоны массивов очень круты и сложно изрезаны подводными долинами. Подножие их на юге лежит на глубинах порядка 3400—3800 *м*, на севере — 3500—4100 *м*. Вблизи 34-го меридиана з. д. северное звено Южно-Антильской дуги круто обрывается и отделено от восточного звена глубинами порядка 3200—3400 *м*.

Восточное звено дуги представляет собой гряду одиночных вулканических конусов, расположенных на поверхности широкого вала. Высота вала, свод которого лежит на глубинах порядка 1800—2300 *м*, над уровнем прилегающей поверхности дна невелика — порядка 1000 *м*, ширина его около 100 миль, а протяженность — 400 миль. На поверхности вала насажены вулканические конусы, ориентированные вдоль оси его свода. Вершины конусов поднимаются над уровнем океана и образуют гряду

Южно-Сандвичевых о-вов (11 о-вов), из которых пять — активные вулканы. На восточном крыле вала отмечаются поднятия, возможно, представляющие собой внешний складчатый хребет дуги, аналогичный хребту, несущему о. Барбадос в Антильской островной дуге.

Профиль восточного звена Южно-Антильской дуги резко асимметричен: западный склон его лежит на глубинах порядка 3200—3400 *м*, а восточный падает в глубины Южно-Сандвичева желоба, достигающие 8000—8427 *м*.

К западу от 30-го меридиана з. д. восточное звено Южно-Антильской дуги отделяется от южного звена глубинами порядка 2900—3000 *м*. Южное звено, подобно северному, образовано крупными глыбовыми поднятиями с крутыми высокими склонами и плоскими вершинными поверхностями, мелководными банками, несущими острова. У восточной оконечности этого звена дуги лежит массив Южно-Оркнейских о-вов, имеющий в плане очертания треугольника, вершиной обращенного на юг. Ширина основания треугольника, вдоль которого лежат Южно-Оркнейские о-ва, — около 160 миль, высота — около 120 миль. Выровненная поверхность плато, венчающего это поднятие, разбита на две ступени: западную, несущую Южно-Оркнейские о-ва и лежащую в среднем на глубинах порядка 170—220 *м*, и восточную с глубинами порядка 400—800 *м*. Склоны поднятия неодинаковы: очень круты и высоки на севере, где у подножия лежит узкий вытянутый желоб с глубинами до 4700—5559 *м*, и менее круты и менее высоки на юге, где глубины у подножия склона порядка 3400—3500 *м*.

Массив Южно-Оркнейских о-вов ограничен на западе глубинами более 2500 *м*, отделяющими его от массива Южно-Шетландских о-вов. Этот последний протягивается в широтном и запад-юго-западном направлении и имеет форму вытянутого глыбового хребта. Восточная часть хребта имеет более острые вершины, а западная — плоские банки, несущие гряду Южно-Шетландских о-вов. Западная часть хребта смыкается своим южным склоном со склоном Антарктического п-ова и примыкает к поднятию материка Антарктиды в районе о-вов Антверпен и Брабант. Желоб пролива Брансфильд разделяет хребет Южно-Шетландских о-вов от Антарктического п-ова, постепенно выклиниваясь к району о-вов Брабант и Антверпен, где хребет примыкает к поднятию материка Антарктиды. Протяженность хребта достигает 330 миль, а его ширина в основании порядка 70 миль. Ширина выровненной вершинной поверхности хребта, образующей отмель Южно-Шетландских островов,— порядка 50 миль, а ее глубины — порядка 150—300 *м*. Поверхность отмели соединяется с материковой отмелью Антарктиды.

Южно-Антильская островная дуга по ряду признаков рассматривается в качестве современной геосинклинальной зоны. Однако структура трех ее звеньев, судя по всему, различная. Типичной геосинклинальной зоной является зона Южно-Сандвичевых о-вов, обладающая характерной морфоструктурой и характеризующаяся высокой сейсмической активностью и современным вулканизмом. Северное же и южное звенья дуги ассоциируются скорее с представлением о зонах широтных разломов, приведших к разрыву первичной островной дуги. Острова северного и южного звеньев (Южная Георгия, Южно-Оркнейские, Южно-Шетландские) сложены смятыми в складку геосинклинальными осадочными породами с возрастом от нижнего палеозоя до среднего мезозоя и почти перекрыты верхнемезозойскими и более поздними изверженными породами. Южно-Сандвичевы о-ва, напротив, имеют исключительно вулканический характер, и их возраст лежит в пределах от среднетретичного до современного. Сейсмическая активность сосредоточена в основном в восточном звене дуги, и только в нем обнаружены землетрясения со

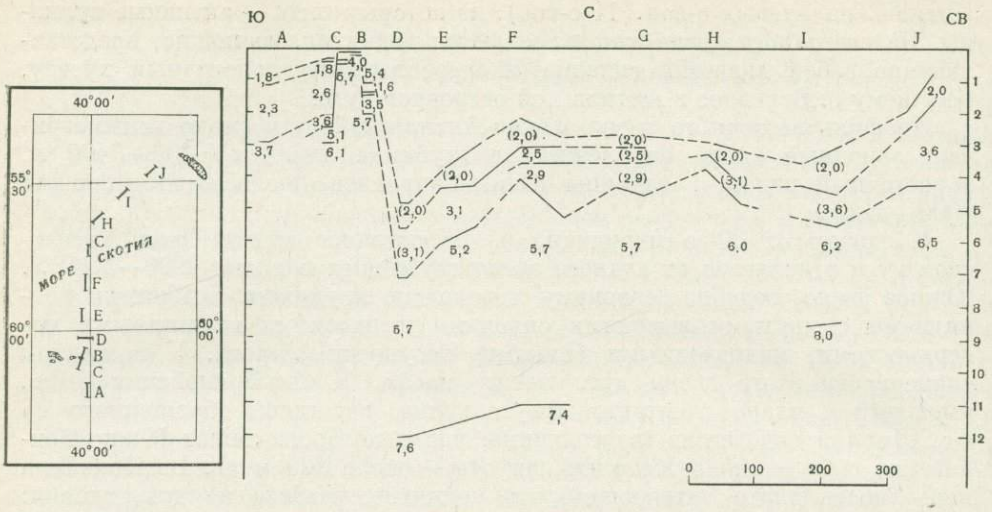


Рис. 133. Разрез земной коры моря Скотия по данным ГСЗ

Цифрами на разрезе обозначены скорости сейсмических волн в *км/сек*

средней глубиной очага, тогда как в северном и южном звеньях землетрясения отмечаются значительно реже и только с неглубокими очагами. Все это свидетельствует в пользу предположения о существовании поперечных сдвигов по зонам разломов широтного простирания, приведших к разрыву и смещению восточного звена дуги.

Результаты сейсмического зондирования в период МГГ показали, что северное звено дуги в районе банки Бердвуд сложено мощной — до 8 *км* — толщей осадочных пород, характеризующихся скоростями сейсмических волн 4,5 *км/сек*. Покров рыхлых осадков на поверхности банки имеет значительно меньшую мощность — около 0,5 *км* и становится более толстым на ее склонах (до 3 *км*). Поверхность базальтового слоя прогнута под хребтом примерно на 5 *км*. В районе же о-ва Южная Георгия поверхность базальта, наоборот, поднята и следует в общих чертах рельефу поверхности (рис. 133).

Котловина моря Скотия. Эта котловина с трех сторон ограничена подводной окраиной материка Южной Америки, горными сооружениями островной дуги Скотия и выступом Антарктического п-ова. От котловины Беллинсгаузена она, по существу, не отделена каким-либо порогом, но резкие различия в морфологии дна позволяют выделить ее в самостоятельную область. Протяженность котловины в широтном направлении около 1300 миль, а ширина ее — около 350 миль. Ложе котловины моря Скотия выделяется своим чрезвычайно сложным рельефом, в котором сочетаются горные гряды и отдельные горные массивы с глубокими желобами. В западной части котловины, в районе пролива Дрейка, преобладающие простирания форм рельефа — широтные. Это свидетельствует о связи развития подводного рельефа с формированием структур двух материковых окраин — Южной Америки на севере и Антарктического п-ова на юге. С подводной окраиной материка Южной Америки сопряжен глубокий желоб, расположенный у подножия материкового склона и огибающий Патагонию и Огненную Землю. Он лежит на продолжении Перуанско-Чилийского желоба, но отделен от него широкой седловиной с минимальной глубиной 3925 *м* в районе п-ова Тайтао и о-ва Виллингтон, где к подножию материкового склона Южной Америки подходит Западно-Чилийское поднятие. Этот желоб можно на-

звать Огнеземельским по прилегающей суше. Желоб оконтуривается изобатой 4000 *м* и протягивается от района о-ва Контрерас до района банки Бердвуд. Протяженность желоба достигает, таким образом, примерно 800 миль, а ширина — 30—60 миль. Максимальная глубина желоба и котловины моря Скотия в целом[1] (5840 *м*) приурочена к узкой глубокой расщелине, которой желоб заканчивается в районе банки Бердвуд. Далее к востоку на продолжении Огнеземельского желоба лежит еще несколько узких депрессий с глубинами 5562, 5034, 5097, 4122, 4272 *м*.

К югу от Огнеземельского желоба расположено несколько горных гряд, вытянутых в широтном и северо-восточном направлениях. Высота этих гряд над ложем котловины около 1000—1500 *м*. Глубины между грядами — от 3800 до 4600 *м*, а местами в узких вытянутых желобах достигают 5030, 5486 *м*. По мере продвижения к югу и приближения к Антарктическому п-ову подводные гряды пролива Дрейка приобретают северо-восточные простирания. Вдоль подножия материкового склона Антарктического п-ова лежат глубокие желоба, аналогичные по своему положению Огнеземельскому. Желоба у подножия Антарктического п-ова и поднятия Южно-Оркнейских о-вов оконтуриваются изобатой 5000 *м*, а их максимальные глубины — 5248 и 5559 *м*.

К востоку от пролива Дрейка, примерно от района Южно-Оркнейских о-вов и примерно восточнее 45-го меридиана з. д., в рельефе дна котловины моря Скотия преобладают горные гряды и желоба меридиональных простираний, параллельных в общем простираниям Южно-Сандвичевой дуги. Высота горных гряд над уровнем дна котловины порядка 1000—2000 *м* при минимальных глубинах над ними около 1200—2500 *м* и глубинах ложа 3000—4000 *м*. Максимальные глубины отдельных котловин восточной части моря Скотия — 3846 *м* (близ о-ва Южной Георгии) и 3862 и 3383 *м* (краевые котловины близ Южно-Сандвичевых о-вов).

Как уже отмечалось, рельеф дна моря Скотия весьма сложен. Выровненные аккумулятивные равнины отмечаются в двух районах: на дне Огнеземельского желоба, близ банки Бердвуд, и в краевой котловине Южно-Сандвичевой островной дуги.

Обращено внимание на существование в море Скотия линейных аномалий магнитного поля Земли, весьма напоминающих систему линейных аномалий мобильного внутриокеанического пояса. Продолжение в пределы моря Скотия зоны высокой сейсмической активности Восточно-Тихоокеанского хребта, упоминавшееся выше при описании Западно-Чилийского поднятия, также рассматривается рядом исследователей как возможный признак продолжения в море Скотия рифтовой зоны мобильного пояса (Barazagni, Dorman, 1969). Таким образом, море Скотия, подобно району Новозеландского прохода, может рассматриваться как пример пересечения и наложения двух крупных мобильных систем: Тихоокеанского геосинклинального кольца и внутриокеанического мобильного георифтогенального пояса.

6. Подводная окраина материка Южной Америки

Обращенную к Тихому океану сторону материка Южной Америки образует пояс кайнозойской складчатости Анд, протягивающийся от Панамского перешейка на севере до Огненной Земли на юге и продолжающийся далее в складчатых системах Южно-Антильской островной дуги и Антарктического п-ова. Западный склон этого молодого склад-

[1] Глубина 6488 *м* (в точке 55°56′ ю. ш. и 44°15′ з. д.) представляется сомнительной.

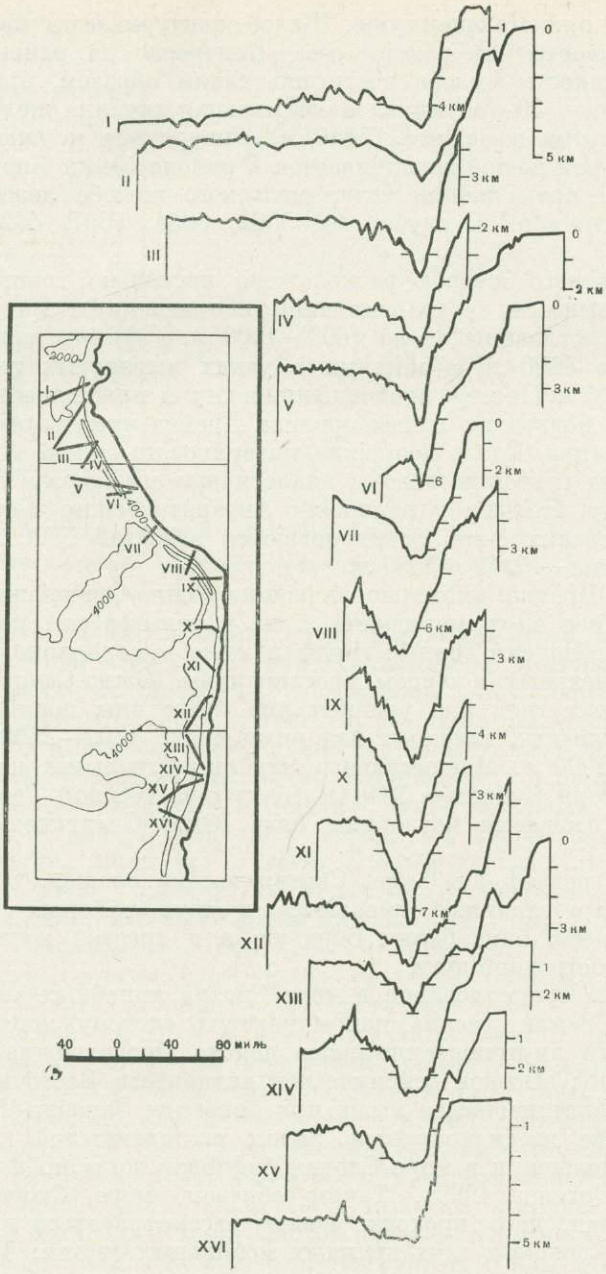


Рис. 134. Профили дна Чилийского и Перуанского глубоководных океанических желобов

чатого пояса, уже испытавшего горообразование на материке Южной Америки, спускается под уровень воды столь же круто, как и надводные склоны. Лишь очень узкая — от 4 до 10 миль — полоса материковой отмели, представляющая собой врезанную в поверхность склона абразионную террасу, нарушает его непрерывное падение от вершин Анд до самого подножия, расположенного на дне Перуанско-Чилийского глубоководного желоба. Крутизна материкового склона Южной Америки в среднем порядка 6—7°, но в силу обычной для таких склонов расчлененности на ряд отдельных уступов оказывается местами значительно круче, достигая по крайней мере 45°, а возможно, и больших зна-

чений (рис. 134). Нижняя часть склона в ряде случаев круче, чем верхняя, что вообще характерно для материковых склонов, обращенных к глубоководным краевым океаническим желобам. Наряду с такими крутыми падениями склона в целом и его уступов наклон поверхности материковой отмели, внешний край которой лежит на глубинах от 50 до 200 *м*, и отдельных ступеней склона, отмечаемых на склоне на различных глубинах, очень мала: 10—16′ — для поверхности отмели и 30—40′ — для поверхности террас и ступеней. Местами непрерывное падение склона нарушается небольшими вторичными поднятиями. Судя по имеющимся данным, это большей частью небольшие хребты, ориентированные вкрест простирания склона под углом порядка 30°. Однако местами это гребни, ориентированные вдоль простирания склона. Отделяемые этими гребнями ложбины скорее всего не являются замкнутыми котловинами, а открываются в сторону океана. В некоторых случаях они обладают почти плоским выровненным дном.

Следует заметить, что, несмотря на существование некоторых черт продольного расчленения склона подводной окраины материка Южной Америки, в целом он имеет все же очень большую крутизну и незначительную ширину — всего около 30—40 миль. Это позволяет отнести его к числу наиболее крутых и узких материковых склонов Мирового океана. Примечательна и огромная высота этого склона, обусловленная тем, что верхнюю часть его образуют высоко — до 6700 *м* поднятые склоны Анд, а нижнюю — склоны глубоководных — до 8050 *м* Перуанского и Чилийского желобов. Амплитуда рельефа достигает при этом 15 000 *м*.

Особенно высок, крут и узок материковый склон вдоль побережья Северного Чили на протяжении от Вальпараисо до Антофагасты. Именно здесь располагаются наиболее высокие вершины Анд (Аконкагуа, 6960 *м*, Льюльяльяко, 6723 *м*) и самые большие глубины Чилийского желоба (8050 *м* близ Антофагасты). Материковая отмель здесь особенно узка — вдоль пологих выступов побережья она всего лишь около 3—5 миль, а в заливах едва достигает 10 миль. Ширина материкового склона от внешнего края отмели, лежащего здесь на глубинах порядка 140—150 *м*, до оси глубоководного желоба — около 30—40 миль.

К югу от Вальпараисо материковая отмель начинает постепенно расширяться, а очертания побережья становятся изрезанными, оно приобретает характер фьордовых берегов. Ширина отмели вдоль открытого побережья достигает 20—25 миль, а в заливах увеличивается до 50—90 миль. Особенно широкая отмель лежит к югу от Магелланова пролива, отделяющего собственно материк Южной Америки от большого материкового острова — Огненной Земли. Внешний край материковой отмели вдоль побережья Южного Чили располагается на глубинах порядка 180—200 *м*. Это возрастание глубины края отмели, так же как и фьордовый характер берегов, отмечено относительным погружением южной части материка и подтоплением его подводной окраины. Материковый склон в этой области становится несколько положе, его поверхность нарушена рядом ступеней. Высота склона также становится значительно меньше. Гребень горного хребта Анд здесь снижается до 3000—5000 *м*, а Чилийский желоб постепенно выклинивается, и к югу от 40-й параллели глубина подножия склона оказывается меньше 3500 *м*. Ширина склона остается равной примерно 30—40 милям, но при этом крутизна его большей частью значительно меньше, чем близ берегов Северного Чили,— всего около 2°. Впрочем, местами наблюдаются и крутые уступы с падением склона до 5—6°. К югу от Магелланова пролива высота и крутизна склона несколько возрастают, ибо у его подножия лежит глубокий Огнеземельский желоб, огибающий южную оконечность

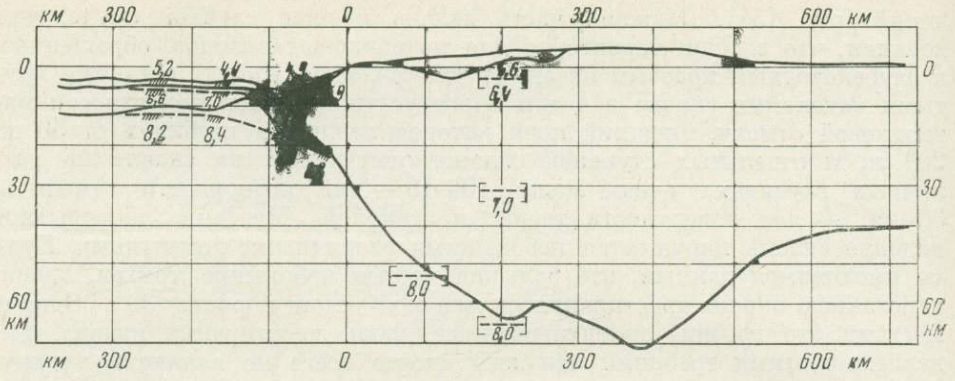


Рис. 135. Разрез земной коры западной окраины материка Южной Америки в районе Антофагаста, Чили, по гравиметрическим данным и данным ГСЗ (Worzel, 1965)

Цифры на разрезе обозначают скорости сейсмических волн в *км/сек*

материка и проникающий в море Скотия. Правда, глубины этого желоба не очень велики — порядка 4200—4500 *м*.

Поверхность материкового склона вдоль западной окраины материка Южной Америки довольно сложно изрезана подводными каньонами, изученными пока еще недостаточно, хотя и известными уже довольно давно (Zeigler, Athearn, Small, 1957). Ширина каньонов порядка 3—5 миль, глубина вреза — от 200 до 800 *м*. Вершины каньонов обычно врезаны в поверхность отмели, вызывая ее сужение.

Профили Перуанского и Чилийского желобов, располагающихся у подножия материкового склона, имеют асимметричную форму; со стороны материка склоны значительно выше, круче и менее изрезаны, тогда как со стороны океанского ложа высота склонов в 3—4 раза меньше, крутизна также меньше, но расчлененность более сложная. Дно желоба местами плоское и широкое, как например, вблизи Вальпараисо,— порядка 15 миль, а местами имеет сложный рельеф и незначительную ширину. Образование плоской равнины на дне желоба связывается с интенсивным осадконакоплением, в котором доминирующую роль играет принос осадков суспензионными потоками по подводным каньонам и оползнями. Различия в строении дна желоба отражают неодинаковое поступление осадочного материала с суши. Ложбины каньона на материковом склоне также имеют кое-где плоское дно, сформированное в результате накопления осадочного материала. Подводные оползни и суспензионные потоки с материкового склона не достигают противоположного склона желоба, в силу чего склон Перуанского и Чилийского желобов со стороны океана имеет более сложное расчленение.

Глубинная структура западной окраины материка Южной Америки вскрыта сейсмическими исследованиями в период МГГ (Fisher, Raitt, 1962; Raitt, 1964; Ludwig, Ewing, Ewing, 1965; Worzel, 1968), а затем и гравиметрическими исследованиями (Hayes, 1966). Антиклинальное складчатое горное сооружение Анд характеризуется наличием осадочно-гранитного слоя коры мощностью 27—37 *км* со скоростями 4,7—4,9 и 5,3—5,5 *км/сек* в верхней части толщи и скоростями 6,2—6,4 *км/сек* — в нижней части (рис. 135). Ниже этого слоя залегает слой «базальта» со скоростями 6,8 *км/сек*, мощностью порядка 35—40 *км*. Раздел Мохоровичича отделяет базальтовый слой от мантии, характеризующийся скоростями порядка 8,0—8,2 *км/сек*. Суммарная мощность коры под Андами оказывается, таким образом, около 65—70 *км*, а поверхность Мохоровичича залегает здесь на глубине около 60—65 *км*. В направлении

в сторону Тихого океана происходит быстрое уменьшение суммарной мощности коры, сопровождающееся подъемом вверх раздела Мохоровичича, сокращением мощности базальтового слоя и резким сокращением и даже, возможно, выклиниванием гранитно-осадочного слоя. Эти резкие изменения мощности и состава коры происходят в пределах зоны западного крыла антиклинория Анд и его подводного продолжения — материкового склона и приобретают характер, свойственный океанической коре, уже под осевой частью Перуанского и Чилийского желобов. Здесь мощность гранитно-осадочного слоя со скоростью 4,4—5,5 *км/сек* составляет всего 2—4 *км*, причем мощность рыхлого осадочного покрова подвержена резким колебаниям и существенно возрастает под плоскими аккумулятивными равнинами (до 1—2 *км*). Мощность базальтового слоя здесь сокращена до 8 *км*, а суммарная мощность коры — до 10—12 *км*. Раздел Мохоровичича при этом лежит на глубине 17—18 *км*. К западу от оси желоба продолжается кора такого же типа: с тонким надбазальтовым слоем, со скоростями 4,4—5,2 *км/сек* и мощностью около 2 *км*, природа которого не совсем ясна и который может быть интерпретирован либо как «гранитно-осадочный», либо как осадочно-вулканогенный с базальтовым составом вулканогенных пород (этот слой называют также «вторым» слоем), и базальтовым слоем со скоростями 6,6—6,9 *км/сек*, мощностью 5—6 *км*. Суммарная мощность коры здесь всего 6—7 *км*, а раздел Мохоровичича поднимается до глубины 11—12 *км*. По своему общему характеру разрез коры подводной окраины материка Южной Америки очень напоминает разрез окраины Северной Америки, но структура переходной зоны под материковым склоном более проста. Перуанский и Чилийский желоба представляются при этом шовной структурой, восточное крыло которой сложено корой материкового типа, а западное — корой океанического типа.

Тектонический пояс западной окраины материка Южной Америки мы считаем современной геосинклиналью. Восточное звено этой зоны или его тыловой части (Пущаровский, 1963) уже испытало складчатость и горообразование, сопровождавшееся в позднемеловое и раннетретичное время формированием Андийского батолита, глыбовыми поднятиями и разломами в среднетретичное время и проявлениями вулканизма, начавшимися в миоцене и продолжающимися до настоящего времени и отмечающими внутренний первичный хребет двойной дуги. Вулканы Анд являются частью так называемого Тихоокеанского огненного кольца. Позднее началось формирование внешнего складчатого вторичного хребта дуги, наиболее четко развитого в южной части Чили. Продолжавшееся тектоническое развитие этой зоны отмечается высокой сейсмической активностью, сопровождающейся разломами и сдвигами в береговой полосе и вулканизмом в сводовой части антиклинория.

Западная зона пояса представляет активный развивающийся современный геосинклинальный желоб, которому свойственны все характерные признаки геосинклинальных прогибов.

Расположение очагов землетрясений вдоль наклонно уходящей под материк гипоцентральной зоны давно уже послужило основой для представлений о развитии Андийской геосинклинали над огромным надвигом, сопровождающимся надвиганием материкового блока коры на океанический (Benioff, 1949).

7. Подводная окраина материка Северной Америки

Морфология и структура подводной окраины материка Северной Америки рассматриваются нами лишь в самых общих чертах, так как они служили предметом специальных исследований и рассматривались во мно-

гих обзорных работах (например, Кропоткин и Шахварстова, 1965; Пущаровский, Меланхолина, 1963).

К северу от Панамского перешейка восточное обрамление ложа Тихого океана образует подводная окраина материка Северной Америки. От 10-й до 20-й параллели с. ш. протягивается *Центрально-Американское звено* Тихоокеанского подвижного пояса. Узкие прибрежные отмели шириной от нескольких миль до 50—60 миль в заливах (Теуантепек и др.) сменяются материковым склоном. Этот склон можно рассматривать как опущенное крыло молодых кайнозойских складчатых сооружений. К ним примыкает *Центрально-Американский желоб*, протягивающийся вдоль подножия материкового склона от м. Бурика до м. Корриентес (Fisher, 1961). Его протяженность достигает 1260 миль, а глубина — 6662 *м*. Желоб хорошо оконтуривается изобатой 4500 *м*. Юго-восточная часть желоба имеет V-образный асимметричный профиль, материковый склон его очень крутой, а со стороны океана значительно положе. Между м. Косегена и заливом Теуантепек находится самая глубокая часть желоба, обладающая также асимметричным V-образным профилем. К северо-западу от залива Теуантепек желоб становится менее глубоким и вдоль оси его располагается ряд замкнутых котловин с глубинами порядка 5000 *м*. К северо-западу от м. Сикатула желоб приобретает корытообразный профиль, дно его расширяется, но асимметрия склонов сохраняется — материковый склон круче склона со стороны океана (рис. 136).

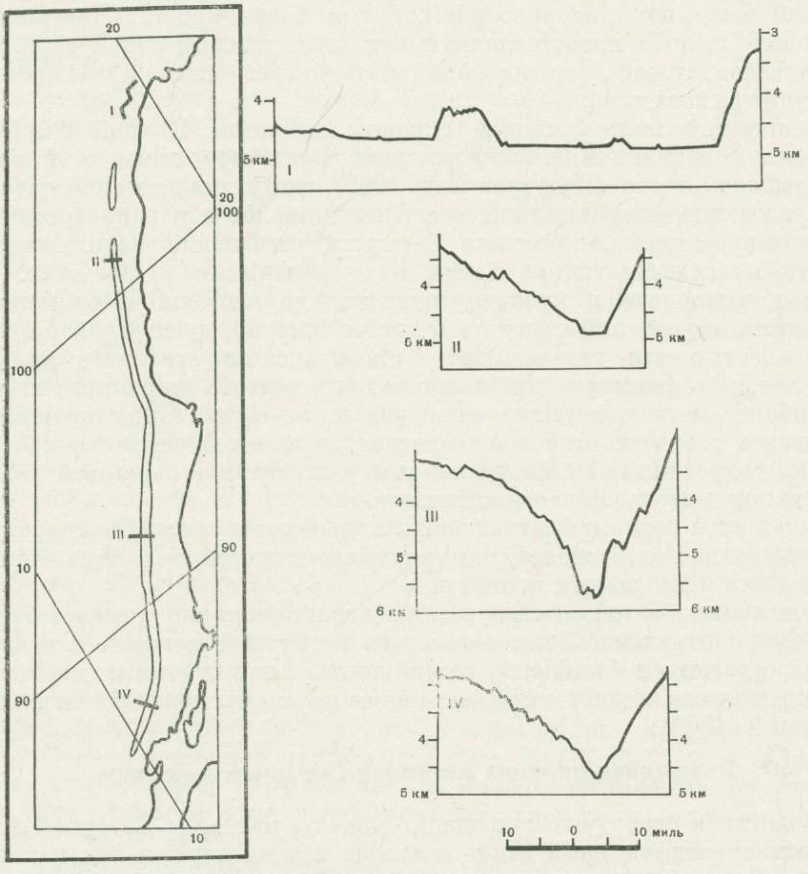


Рис. 136. Профили Центрально-Американского глубоководного океанического желоба

Сейсмические исследования методом отраженных волн показали, что под дном залива Теуантепек и в Панамском заливе залегают погруженные синклинальные прогибы (Ross, Shor, 1965). Заполненные осадками прогибы прослеживаются в широкой части отмели и обрамляются вдоль края отмели антиклинальным хребтом (Uchupi, Emery, 1963). Мощность осадков, заполняющих шельфовый прогиб, достигает 400 *м*. Материковый склон почти полностью лишен осадочного покрова. Дно желоба представляет поверхность аккумулятивной толщи мощностью от 100 до 700 *м*. Интересно, что слои осадков на дне желоба во многих местах смяты в складки. Местами толща осадков на дне желоба как бы прорывается вершинами поднятий, что можно рассматривать как признак преобладающей роли в накоплении осадков отложений суспензионных потоков. Есть основания полагать, что желоб, прерываемый на юго-востоке валом Кокос, продолжается далее к юго-востоку, но заполнен осадками. Глубинная структура коры была исследована путем глубинного сейсмического зондирования (Shor, Fisher, 1961) (рис. 41). Подводная окраина материка сложена сравнительно тонким рыхлым осадочным слоем (скорости продольных волн 1,7—2,4 *км/сек*), который подстилается мощными слоями уплотненных осадков (3,2 и 4,4 *км/сек*) мощностью 7 *км*, «гранитно-метаморфическим» слоем (5,8 *км/сек*) мощностью около 5 *км* и «базальтовым» (6,9 *км/сек*) мощностью около 6 *км*. Ниже залегают породы верхней мантии со скоростями продольных волн 8,2 *км/сек*. Общая мощность коры под шельфом достигает 17 *км*. Под материковым склоном происходит быстрое уменьшение мощности коры, сопровождающееся выклиниванием слоев уплотненных осадков и «гранитно-метаморфического» слоя. За желобом наблюдается более или менее типичное для океанического ложа строение коры (с аномально высокими, впрочем, скоростями волн для «второго» слоя — 5,7 *км/сек*, причем мощность коры составляет всего 6—7 *км*). В силу этого Центрально-Американский желоб можно рассматривать как шовную структуру, лежащую на стыке массивов материковой и океанической коры. По своей высокой сейсмической активности, характеру осадконакопления и морфологии он является аналогом других геосинклинальных желобов Тихоокеанского подвижного пояса.

Калифорнийский залив и Калифорнийский п-ов рассматриваются нами как часть зоны срединно-океанического хребта, испытывающей серьезные преобразования в своей первичной складчатой структуре в результате продолжающихся процессов развития внутриокеанического подвижного пояса. Материковый шельф представляет собой опущенное крыло кайнозойских складчатых сооружений, протягивающихся вдоль побережья (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Пущаровский, Меланхолина, 1963). Материковый склон сложно расчленен системой подводных каньонов (Krause, 1961).

К северо-западу от о-ва Седрос начинается весьма своеобразная область подводной окраины Северной Америки, получившая название *Калифорнийского континентального бордерленда*. Исследованиям этой области посвящено огромное количество работ. В задачу настоящего очерка не входит изложение их результатов, и мы ограничимся тем, что упомянем, что для подводного рельефа здесь характерно наличие ряда подводных гряд и котловин (рис. 137—139). Прибрежная зона кайнозойской складчатости включает Береговые хребты Калифорнии и Орегона. Однако по ряду геологических и геофизических признаков (морфология, аномальное магнитное поле с преобладанием грядовых аномалий, пониженные скорости продольных волн в верхней мантии) эту область обрамления можно отнести к срединно-океаническому хребту, по своему положению совпадающему с зоной материкового склона. В разрезах глу-

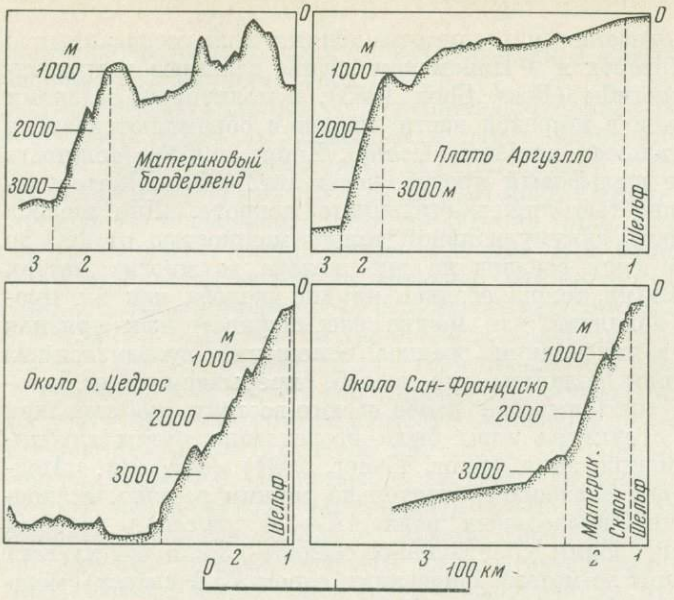


Рис. 137. Профили материкового склона Северной Америки в районе Калифорнии и Мексики (Uchupi, Emery, 1963)

1 — шельф; *2* — материковый склон; *3* — материковое подножие

бинного сейсмического зондирования видно резкое сокращение мощностей коры при переходе от материковой окраины к ложу океана (рис. 139) с выклиниванием «гранитно-метаморфического» слоя. Важнейшими для понимания геологии, геоморфологии и тектоники этой части обрамления ложа Тихого океана являются работы Шепарда и Эмери (Shepard, Emery, 1941), Менарда (1966) и ряда других исследователей Скриппсовского океанографического института, детально изучавших ее на протяжении ряда лет.

К северу от Калифорнии и в заливе Аляска вдоль побережья океана протягиваются деформированные в кайнозойское время складчатые соору-

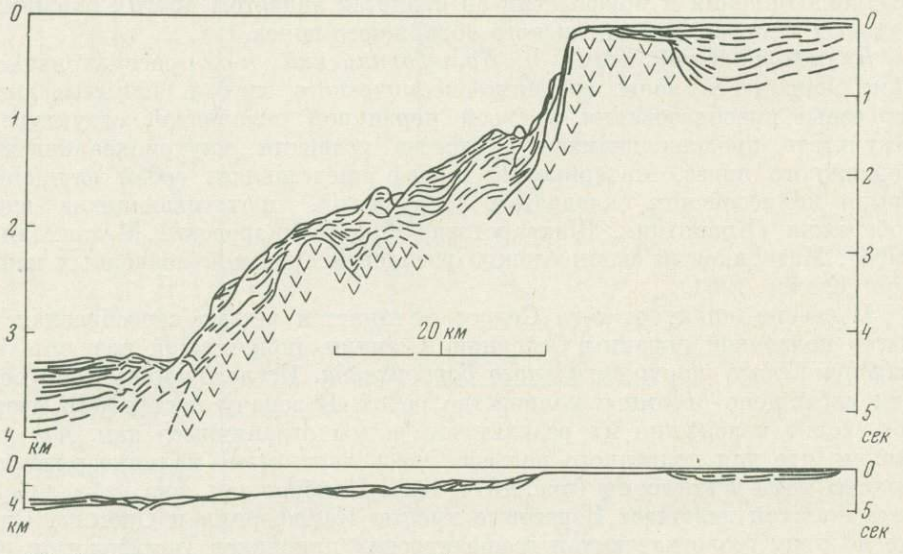


Рис. 138. Строение материкового склона Северной Америки, в районе Калифорнии, близ о-вов Фаральон по данным непрерывного сейсмического профилирования (Gurray, 1966)

Галочками показаны породы Ф фундамента — кварцевые диориты мелового возраста. Нижний профиль дан без преувеличения вертикального масштаба

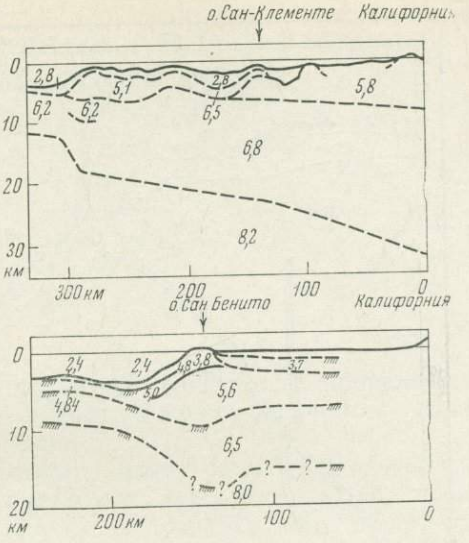
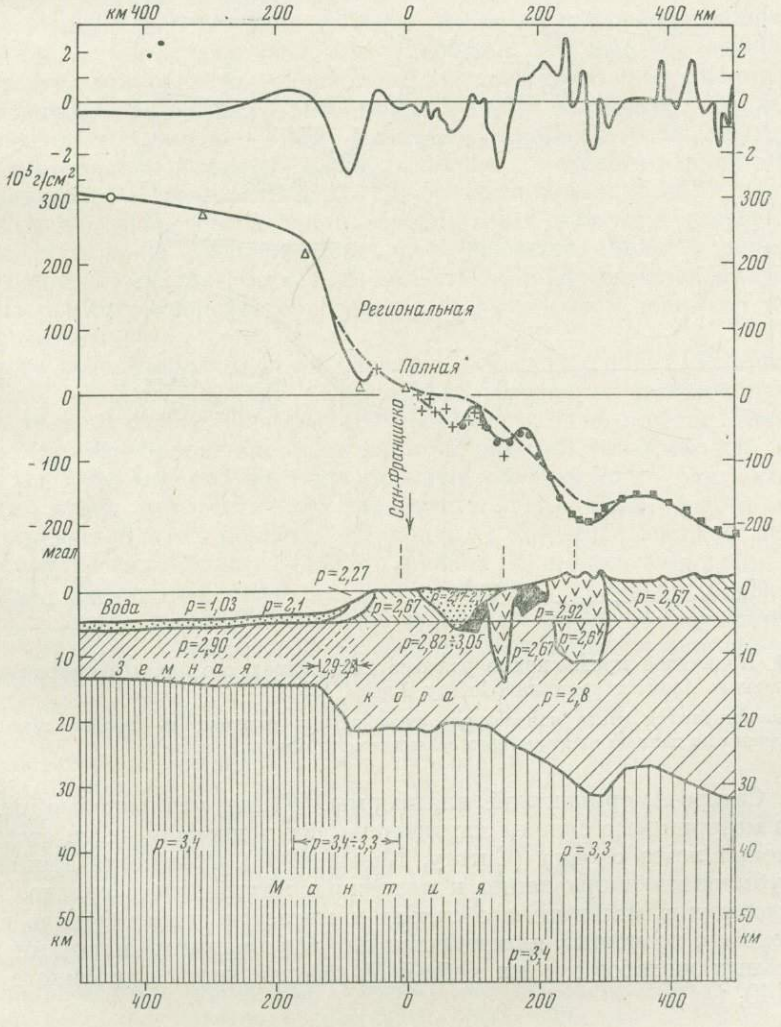


Рис. 139. Разрезы земной коры западной окраины материка Северной Америки в районе Калифорнии по данным ГСЗ (Uchupi, Emery, 1963)

Цифрами на разрезе обозначены скорости сейсмических волн в *км/сек*

Рис. 140. Разрез земной коры западной окраины материка Северной Америки в районе Калифорнии близ Сан-Франциско по гравиметрическим данным с учетом геологического строения суши (Worzel, 1965)

Цифрами обозначены плотности пород в *г/см³*. Верхний профиль — аномалия массы в 10^5 *г/см²*, средний профиль — аномалия Буге



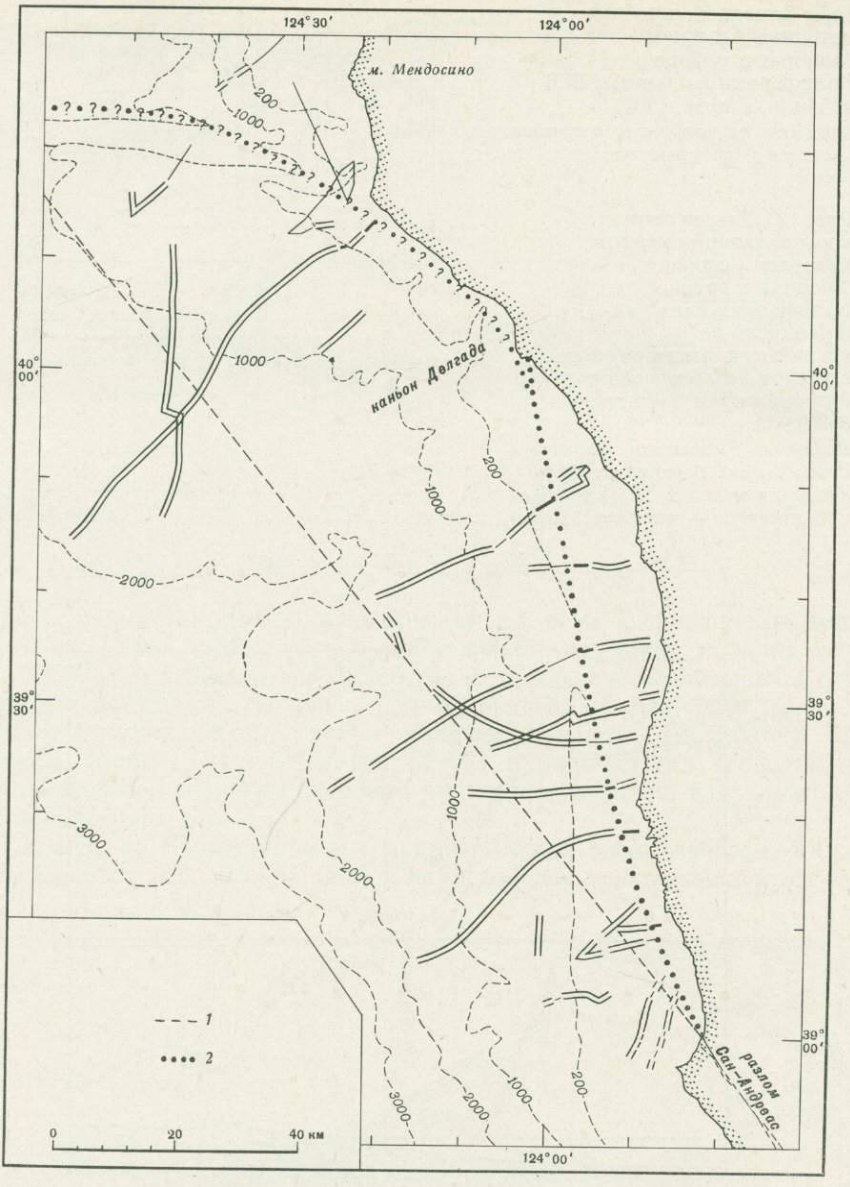


Рис. 141. Подводное продолжение разлома Сан-Андреас по данным непрерывного сейсмического профилирования (Curray, Nason, 1967)

1 — предполагавшееся ранее направление продолжения разлома; *2* — продолжение разлома, установленное по данным непрерывного сейсмического профилирования

жения Северо-Американской платформы. Узкие материковые отмели и крутые материковые склоны характерны для подводной части этого звена обрамления ложа океана (Curray, Nason, 1967). Мощность земной коры резко убывает в направлении к подножию материкового склона. Кое-где вдоль подножия материкового склона намечается существование вытянутых желобов, возможно, являющихся плохо развитыми аналогами геосинклинальных желобов других частей Тихоокеанского подвижного пояса (рис. 140, 141).

Глава седьмая

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И СТРУКТУРЫ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

Закончив рассмотрение отдельных морфо-структурных провинций, мы попытаемся теперь сделать общие выводы о происхождении и развитии рельефа и структуры дна Тихого океана.

Одним из первых выводов, которые можно при этом сделать, является вывод о чрезвычайной структурной неоднородности пространства, покрываемого водами Тихого океана. В пределах этого пространства совершенно уверенно выделяются основные тектонические категории, четко отличающиеся друг от друга по всем свойствам и геологическим явлениям, а также различающиеся между собой и по возрасту завершения складчатости. Эти области — подводные продолжения материковых платформ различного возраста (области донеогеновых складчатостей), области талассократонов (древние — не испытавшие складчатости, молодые — участки материковых платформ, испытавшие недавнее погружение и причленившиеся к талассократонам), переходная между ними зона геосинклинальных областей, недавно завершивших или еще только завершающих, или даже продолжающих свое развитие (области неогеновой и четвертичной складчатости), и область георифтогеналей, развивающаяся по особому процессу образования коры за счет поднятия глубинного вещества мантии.

В свете этих данных нельзя говорить о структуре дна Тихого океана вообще, не имея в виду различия структуры и истории развития главных тектонических областей его подводного пространства, точно так же нельзя говорить и о происхождении и истории развития для океана вообще, не разделяя его на тектонические области и не учитывая различия тех путей, которыми шло развитие той или иной области и даже отдельных частей этих областей. Наконец, в пределах каждой из главных тектонических областей Тихого океана возможно выделение большого числа различных структур, отличающихся по своей морфологии, возрасту и месту в общей эволюции земной коры, хотя во многом эти свойства структур остаются сейчас еще непонятными и различаются они легче всего лишь по своей морфологии.

Окружающие Тихий океан материковые платформы различного возраста имеют докембрийские ядра — кратоны, последовательно наращиваемые со стороны океана поясами палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатостей (Муратов, 1957). Следует заметить, что напаивание поясов складчатостей происходило не строго концентрически, а с частичным наложением более молодых зон на относительно более древние. Более молодые структуры часто секут структуры древних поясов. При рассмотрении особенностей структуры пояса неогеновой и четвертичной складчатостей мы увидим, что такое наложение структурных планов различного возраста продолжает оставаться характерной чертой геосинклинальной зоны периферии Тихого океана до наших дней.

Поверхность материковых платформенных областей в значительной мере разрушена денудацией и представляет собой обширные равнины.

Горные области современного рельефа материков соответствуют в области Тихоокеанского кольца преимущественно кайнозойским геосинклинальным зонам, более или менее согласным в своих простираниях очертаниям берегов океана. Денудация и морская абразия привели к образованию лишь сравнительно узких полос прибрежных отмелей и прибрежных равнин в пределах склонов этих горных сооружений. Таким образом, обширные пространства материковых отмелей в рельефе дна Тихого океана соответствуют подводному продолжению равнин материковых платформ. К платформам должны быть отнесены также обрамляющие эти отмели уступы материкового склона, хотя в этом есть известный элемент условности, ибо в пределах материкового склона свойства земной коры имеют уже переходный характер. В связи с этим вполне структурный смысл приобретает такая морфологическая граница, как внешний край материковой отмели, оконтуривающая относительно горизонтальную поверхность материковых платформ в их подводных частях.

В Тихом океане обширные материковые отмели наблюдаются в восточной части Берингова моря, в центральной и северной частях Охотского моря, в северной части Японского моря и в его западной части, на основной части пространства Восточно-Китайского моря, на северо-западной и западной окраинах Южно-Китайского моря, по западной окраине Кораллового и Тасманова морей. Местами, где поверхность эпи-мезозойских материковых платформ обладает горным рельефом, материковые отмели суживаются и в меньшей мере отличаются от узких прибрежных отмелей кайнозойского пояса. Поверхность материковых отмелей, как правило, лежит на глубинах менее 170 *м* и хорошо выровнена абразионно-аккумулятивными процессами в ходе миграций зоны волнового воздействия в межледниковое и послеледниковое время.

Подводные продолжения материковых платформ различного возраста характеризуются материковым типом строения земной коры и спокойным залеганием глубинных границ раздела. Им свойственно наличие мощного, преимущественно консолидированного, осадочного покрова, слоя коры со скоростями распространения сейсмических волн 5,7 *км/сек*, условно называемого обычно «гранитным», и слоя со скоростями 6,7 *км/сек*, условно называемого «базальтовым». Суммарная мощность земной коры в пределах материковых отмелей вполне соответствует обычным на материковых платформах мощностям — порядка 35 *км*. Наблюдаемые в пределах материковых отмелей аномалии силы тяжести в редукции Буге близки к нулю.

Проследить на поверхности материковых отмелей границы частей эпи-мезозойских платформ различного возраста и границы неогеновых и четвертичных геосинклинальных зон, хорошо установленные на суше, в большинстве случаев невозможно без использования геофизических методов. Это объясняется тем, что выровненные поверхности материковых отмелей, как правило, лишены морфологических признаков продолжения тех или иных структур суши. Несколько облегчает положение то обстоятельство, что за пределами отмели, уже на поверхности материкового склона, удается прослеживать продолжения ряда структур суши и намечать положение границ по окраинам отмели. Проведение таких границ облегчается в заливах, где положение однозначных границ может быть намечено на противоположных берегах суши. Однако, как уже отмечалось, наибольший эффект может дать применение геофизических методов, вскрывающих замаскированные выровненной поверхностью отмели структуры. В некоторых случаях геоморфологические признаки, такие как выходы скалистых гряд по крыльям срезанных абразией антиклиналей или выделяющиеся своей выровненностью и слоистостью аккуму-

лятивные толщи, заполняющие синклинали, помогают прослеживать структурные линии на пространствах материковых отмелей.

Несмотря на ряд трудностей, обусловленных прежде всего недостаточным развитием морских геофизических исследований, даже на материковых отмелях, можно наметить некоторые границы в пределах подводных продолжений материковых платформ различного возраста, окружающих Тихий океан. Так, границы пояса кайнозойской складчатости выделяются по морфологическим признакам в северной части Берингова моря, в западной и восточной частях Охотского моря, в западной части Японского моря, а в Восточно-Китайском и западной части Южно-Китайского моря границы палеозойской и мезозойской платформ довольно уверенно перебрасываются между противолежащими берегами суши. Морфологические признаки помогают трассировать границы пояса кайнозойской складчатости и отделять его от эпи-мезозойской платформы в Арафурском и Коралловом морях, в море Росса и др.

Поверхность материковой отмели, в значительной мере подверженная воздействию волновых движений вод океана, является поверхностью динамического равновесия осадочного материала. Накопление осадочного покрова происходит здесь резко неравномерными темпами — быстрее всего в понижениях первичного рельефа, в узкой прибрежной полосе, вдоль внешней границы зоны активного волнового воздействия (зоны абразии) и в средней части отмели. Морфологические признаки зон повышенных темпов осадконакопления и геофизические исследования помогают вскрыть в ряде мест области современных прогибов на материковых отмелях. Такие прогибы новейшего возраста установлены, например, в Охотском море.

Характерной особенностью подводных окраин материковых платформ периферии Тихого океана является раздробление их на блоки, местами подвергшиеся значительным опусканиям. По своим геологическим свойствам эти опущенные блоки почти не отличаются от примыкающих частей платформ, но находятся на глубинах, значительно превосходящих обычные глубины материковой отмели,— порядка 1000—2000 *м*. Вопрос о глубинной структуре и рельефе глубинных границ раздела в пределах таких опущенных блоков пока еще изучен совершенно недостаточно. Имеются указания на поднятие под ними поверхности «базальтового слоя», рассматриваемое в качестве признака процесса «базификации» (Гальперин, Косминская, 1964). Опущенные блоки эпи-мезозойских материковых платформ выявляются в центральной части Охотского моря, в северной части Японского моря, в западной части Кораллового моря.

Разновозрастным платформам материковых поднятий противостоит талассократон Тихого океана. Он занимает огромное пространство, и само существование его составляет одну из важнейших черт асимметрии земного шара. Поверхность талассократона Тихого океана располагается в среднем на глубинах порядка 5500 *м*. Эта поверхность образует наиболее выпуклую часть геоида, что также подчеркивает асимметрию Земли и особое положение в ее структуре талассократона Тихого океана. Талассократон Тихого океана характеризуется наличием в его структуре лишь двух из трех основных слоев земной коры, отмечаемых для материковых платформ: осадочного и «базальтового», тогда как «гранитный» слой практически отсутствует. Его место занимает развитый в различной степени так называемый «второй слой» со скоростью распространения сейсмических продольных волн от 3,5 до 5,5 *км/сек*. Этот слой интерпретируется либо как слой уплотненных осадков, либо как слой вулканогенных пород и серпентинитов. Мощность осадочного слоя, т. е. слоя рыхлых и малоуплотненных осадков, подвержена в океане значительным колебаниям: от нескольких десятков метров до 100 *м*, а из-

редка до 2000 *м*. Местами осадочный покров вообще отсутствует, столь же неравномерна мощность «второго слоя», отсутствующего, а кое-где достигающего мощности порядка нескольких сотен и даже тысяч метров (Hamilton, 1960; Gaskell, Hill, Swallow, 1958). Если принимать осадочную природу «второго слоя», то его современная мощность должна соответствовать редуцированной примерно на 40% первоначальной мощности слоя неуплотненных осадков (Hamilton, 1959). «Базальтовый слой земной коры под платформой Тихого океана распространен повсеместно, его слагают, видимо, породы типа габбро, а его мощность колеблется от 4 до 5 *км* (Menard, 1961).

Мантия Земли, подстилающая земную кору в области Тихого океана, по своим физическим свойствам заметно отличается от мантии в областях Индийского и Атлантического океанов (Press, 1961). Кроме того, свойства мантии уже в пределах талассократона Тихого океана также подвержены изменениям. Судя по глубине погружения зон разломов по периферии океана, неоднородность мантии распространяется там на глубины до 600—700 *км*. В центральных частях океана неоднородность мантии может быть прослежена пока еще только на ее поверхности и отмечается колебаниями скоростей распространения продольных сейсмических волн от 7,5 до 9,0 *км/сек* при средних значениях порядка 8,2—8,4 *км/сек* (Зверев и др., 1963; Удинцев, 1959; Menard, 1961).

Гравиметрические данные показывают, что талассократон Тихого океана резко отличается от окружающих его материковых платформ по аномалиям силы тяжести Буге на величину порядка $+300 \div +400$ *мгал*. Поле аномалий в пределах талассократона спокойное, с незначительными местными нарушениями (Кропоткин, Люстих, Повало-Швейковская, 1958). Ложе Тихого океана практически асейсмично, так как отмечаемые здесь землетрясения насчитываются единицами и связаны, в частности в районе Гавайских о-вов, с вулканическими извержениями. Следует оговориться, что, подобно талассократонам других океанов, Тихоокеанский талассократон высокосейсмичен в узком поясе, протягивающемся вдоль свода срединно-океанического Восточно-Тихоокеанского поднятия. Однако эта структура должна рассматриваться как особое образование, как активно развивающаяся часть талассократона.

Талассократон Тихого океана неоднороден по своей структуре. Система структурных поднятий различного типа разделяет его на ряд талапленов, образующих собственно ложе Тихого океана. В рельефе дна талаплены соответствуют дну более или менее обособленных котловин: Северо-Восточной, Северо-Западной, Восточно-Марианской, Западной и Восточно-Каролинским, Меланезийской, Центральной, Южной, Беллинсгаузена, Чилийской, Перуанской, Панамской, Гватемальской. Несколько особое положение занимают талаплены дна котловин Филиппинской и Тасмановой. По своим морфологическим особенностям они напоминают талаплены талассократона. Вместе с тем они отчленены от талассократона островными дугами пояса неогеновых и четвертичных геосинклиналей и включены уже, таким образом, в развитие геосинклинальной зоны. В ее пределах они играют роль реликтов талассократона.

В рельефе талапленов чрезвычайно характерны многочисленные подводные холмы и горы высотой от нескольких десятков метров до нескольких тысяч метров. Разделение на холмы и горы является при этом весьма условным и удобно лишь в описательных целях: принято считать поднятия высотой до 500 *м* холмами, а выше 500 *м* — горами. Происхождение их, как мы увидим, скорее всего одинаковое и связано с вулканизмом. Вершины некоторых подводных гор достигают поверхности океана, поднимаются над нею и образуют острова. Вершины некоторых остро-

вов поднимаются над уровнем океана на тысячи метров, и общая высота гор над ложем океана достигает в этих случаях 10—11 *км*. Ширина холмов и гор в основании колеблется от 5—10 до 65—70 *км*. Многие из гор Тихого океана как увенчанные островами, так и подводные детально исследованы. Во всех случаях при этом установлена более или менее правильная коническая форма гор. Местами горы объединяются в группы, массивы и линейные ряды. Наиболее значительные концентрации гор отмечаются на сводовых поднятиях ложа океана, но в ряде случаев многочисленные горы образуют линейные цепочки или зоны скопления без видимой связи со сводовыми поднятиями. Общее число гор в Тихом океане, по подсчетам Менарда (Menard, 1959), достигает 10^4. Если включить в число гор и холмы, то эта цифра существенно возрастет, возможно, на порядок.

Острова Тихого океана, увенчивающие вершины гор, сложены либо вулканическими породами, либо коралловыми известняками, представляющими поднятые древние рифы или современные рифы, образующие кольцо атолла. Судя по строению поднятых над водой вершин подводных гор, по результатам бурения, проводившегося на многих коралловых островах, а также по образцам коренных пород, взятых с вершин и склонов подводных гор драгами, все они являются вулканами. Часть из них надстроена коралловыми рифами, достигающими иногда очень большой мощности, часть не несет на себе никаких рифов. Многие подводные горы имеют плоские вершины. В одних случаях эти плоские вершины представляют собой абразионно-аккумулятивную террасу, сформированную в период более высокого стояния горы, в других — древние атоллы. В обоих случаях плоские вершины были сформированы при более высоком положении горы и погружены на современные глубины в результате ее опускания, возможно, связанного с движениями плит (Menard, 1969). По данным гравиметрических исследований, высокие подводные горы являются, как правило, изостатически компенсированными, вероятно, за счет прогибания базальтового слоя коры под их весом. В рельефе дна в таких случаях иногда наблюдается кольцевой или незамкнутый ров прогибания, в той или иной степени заполненный осадками. Изучение аккумулятивных шлейфов, окружающих вулканические острова и подводные горы Тихого океана, заставляет думать, что толща шлейфов сложена в основном материалом лавовых потоков и лишь в малой степени — обломочным осадочным материалом. Правда, следует принимать в расчет еще массу биогенного материала, накапливающегося у подножия гор весьма высокими темпами.

Драгировки на вершинах подводных гор Тихого океана немногочисленны, но именно таким путем получены единственные до сих пор прямые свидетельства возраста талапленов Тихого океана. Эти данные не позволяют определить возраста формирования талапленов, но дают возможность судить о существовании глубокого океана с морфологией, близкой к современной, во всяком случае уже в меловое время. Из этого можно заключить, что в середине мелового периода вершины этих гор достигали уровня океана, а его дно, т. е. поверхность талаплена, находилось — при высоте гор порядка 4000 *м* — на глубине не менее 4000 *м*, а может быть, и большей, учитывая возможное последующее прогибание поверхности талаплена под весом гор. Горы Тихого океана являются разновозрастными образованиями. Результаты драгировок указывают на время происхождения их в диапазоне от апта до миоцена. Действующие вулканы в центральных частях океана известны лишь на Гавайских о-вах, но многие другие острова являются лишь недавно потухшими четвертичными и третичными вулканами. Таким образом, развитие вулканических гор продолжается до последнего времени. Отсутст-

вие до сих пор прямых сведений о более древнем, чем меловой, возрасте подводных гор не исключает, видимо, возможности существования гор, образовавшихся в более ранние периоды. Время образования гор растягивается, вероятнее всего, на всю продолжительность истории талассократона. Возможно, что особенно большое количество гор сформировалось в мелу, отмечая какую-то важную фазу развития вулканизма Земли.

При бурении на «Гломар Челленджере» уже получены прямые сведения о вулканическом происхождении и возрасте подводных холмов. По своей морфологии они в сущности мало отличаются от гор. По-видимому, холмы являются слабо развившимися вулканами. Если для образования крупных гор необходимо было многократное действие вулканического аппарата, существование многократно поставлявшего магму очага, то холмы, вероятно, соответствуют очагам однократного и непродолжительного действия. Число холмов на поверхности талапленов чрезвычайно велико и определить его пока еще трудно в силу недостаточной и неравномерной изученности подводного рельефа. В зависимости от того, сколь мощным покровом осадков выстилается поверхность талапленов, холмистый вулканический рельеф выражен более или менее четко. Там, где покров осадков достигает мощности в несколько сотен метров, холмы полностью перекрыты, и дно имеет волнистую или плоскую поверхность. Однако местами покров современных осадков очень тонок или даже вообще отсутствует, и на поверхности дна обнажены либо третичные осадки, либо базальтовые лавы. В таких районах холмы являются характернейшей чертой рельефа талаплена. Гравиметрические наблюдения показывают, что холмы изостатически не компенсированы и, следовательно, представляют собой либо структурные неровности базальтового слоя, либо вулканические образования на его поверхности.

Широкое распространение гор и холмов на поверхности талапленов должно свидетельствовать об огромных масштабах вулканизма, сопровождающего глубинную дифференциацию вещества верхней мантии в процессе зонной плавки. Идея о такой дифференциации и образовании первичной базальтовой коры, выдвинутая А. П. Виноградовым, хорошо объясняет особенности морфологии талапленов Тихоокеанского талассократона.

Предполагая широкое развитие на поверхности талассократона вулканов центрального типа, не следует исключать возможности развития обширных лавовых покровов. Судя по данным сейсмического зондирования, выявляющего существование «второго слоя» — со скоростями сейсмических волн порядка 5—6 *км/сек*,— весьма вероятными являются и обширные лавовые поля. Они могли изливаться как из трещин, раскалывающих талаплены, так и из многочисленных точечных кратеров. Сложное строение магнитного поля Тихого океана принято связывать с близким к поверхности дна залеганием слоя пород основного и ультраосновного состава неоднородной мощности, т. е. лавовых полей. Время образования таких лавовых полей могло быть самым различным и их возраст, конечно, не следует отождествлять с возрастом талассократона.

Кроме холмов и гор вулканического происхождения к числу характерных структур талапленов должны быть отнесены зоны разломов. Эти зоны более или менее прямолинейны и протягиваются на значительное расстояние — до 3000—4000 *км*. Морфология зон разломов меняется вдоль их простирания. Наиболее ярким выражением таких зон являются, безусловно, крутые и высокие (до 500 *м*) сбросовые уступы регионального значения. Однако весьма часто зоны разлома при следовании вдоль их простирания теряют облик регионального сброса и прослеживаются лишь по цепочкам вулканических и горстовых гор, по интенсив-

ному раздроблению поверхности дна глубокими узкими желобами-трещинами, сочетающимися со сложным холмистым рельефом. Некоторые зоны разломов почти не выражены в рельефе дна и вскрываются лишь геофизическими исследованиями, так как в значительной мере замаскированы осадконакоплением. Различия в морфологии зон трансформирующих разломов хорошо могут быть объяснены их сдвиговым характером, а также изменениями во времени направления смещений (Menard, Atwater, 1969). Геофизические исследования дали возможность выявить как существование некоторых разломов, так и установить несомненные признаки горизонтальных смещений вдоль них. Особенно широко развиты зоны разломов в восточной части Тихого океана. Широтно ориентированные зоны разлома Мендосино, Меррей, Пайонир, Чинук, Молокаи, Кларион, Клиппертон, Галапагосский, Маркизский, Пасхи, Элтанин представляют собой трансформирующие разломы, возникшие в связи с неравномерным расширением дна океана в рифтовой зоне. Число зон разломов в западной части невелико. Нам известны лишь две крупные зоны разлома: Тайвань-Сорол в Филиппинской котловине и разлом северо-восточного простирания вдоль краевого вала Курило-Камчатского желоба. Происхождение их во многом еще неясно.

Широкие сводовые поднятия дна встречаются во многих местах на дне Тихого океана. Они имеют ширину в несколько сотен километров, а высота их достигает нескольких сотен или даже тысяч метров. Длина таких поднятий больше их ширины и общая конфигурация удлиненная. Мы называем их валами. Структура валов может быть довольно простой, представляя собой симметричное сводовое поднятие коры (валы Капинга-маранги, Эауришик, Маркус-Уэйк и др.). Однако в других случаях наблюдаются более сложные асимметричные структуры, связываемые нами с процессом «торошения», т. е. надвигания плит (вал в основании Гавайского хребта, возвышенность Шатского, хребет Муссау и др.). Глубинное строение таких валов асимметрично, отражая пододвигание края одной плиты под край другой, а строение верхних слоев коры осложнено разломами и сбросами.

В большинстве случаев структура валов оказывается осложненной не только разломами и сбросами, но и проявлениями вулканизма. Вообще говоря, проявления вулканизма в той или иной степени отмечаются на всех известных нам валах дна Тихого океана, но количество вулканов существенно меняется. Нам кажется, что возрастающая концентрация вулканов на валах тесно связана с развитием «торошения». Погружение в мантию краев пододвигаемых плит создает благоприятные условия для возникновения магматических очагов, а растрескивание краев надвигаемых плит благоприятствует выводу магматических расплавов к поверхности и усилению вулканической деятельности вдоль валов — «торосов». Так, сосредоточение огромного количества вулканов вдоль хребтов Императорских гор, Гавайского, гряды Лайн — это следствие, с нашей точки зрения, «торошения» на фронте смещения к западу плит литосферы, вызванного расширением в георифтогенали Восточно-Тихоокеанского хребта и его продолжений.

По мере накопления большого количества вулканических гор на поверхности вала вся структура в целом начинает, видимо, испытывать погружение. Погружение это компенсирует нагрузку гор и выражается в прогибе «базальтового» слоя коры по периферии вала. Наиболее хорошо это продемонстрировано на примере Гавайского вала. Вопрос о существовании корней под валами еще не ясен, хотя сущность структуры как поднятия базальтового слоя уже достаточно ясна. Имеются лишь данные о наличии корней под Гавайским валом, испытавшим погружение под весом Гавайского вулканического хребта. Вероятно, под другими

валами, находящимися уже в стадии компенсационного погружения, такие корни должны быть, но на ранних стадиях развития они могут и отсутствовать. Впрочем, именно последний случай представляет особый интерес и нуждается в специальных исследованиях. Погружение вала под весом вулканических гор может быть столь значительным, что приведет к исчезновению морфологических признаков вала. В этом случае вулканические горы и хребты окажутся лишенными сводового основания. Можно предполагать, что именно такое погружение имело место для Северо-Западного хребта, так как сводовый цоколь в основании этого хребта отсутствует, но отмечаются заметные прогибы у его подножия. Вершины гор, располагающиеся сейчас на глубинах порядка 1500—2000 *м*, плоские, покрытые валунно-галечным материалом. В прошлом эти вершины должны были подниматься до уровня океана, а последующее погружение определило их современные глубины. Погружение сопровождалось, видимо, прогибанием сводового поднятия, подобно тому как это наблюдается на более ранней стадии в южной части Гавайского хребта и вала. Неясно, всегда ли связаны между собой валы и концентрации вулканических гор и обязательно ли развитию системы подводных гор предшествует сводовое поднятие. Мы предполагаем, что сводовые поднятия валов вызываются «торошением» плит, а расплавление пододвигаемой плиты предшествует концентрации вулканических гор. В тех случаях, когда системы вулканических гор не имеют сводового цоколя, это значит, что он уже погрузился под их весом.

Вторую категорию структурных поднятий талассократона составляют глыбовые хребты. По своей морфологии они резко отличаются от валов. Это узкие — шириной всего лишь несколько километров или десятков километров — и высокие поднятия, крутые склоны которых возвышаются над окружающим пространством ложа океана на сотни и тысячи метров. Длина их резко превосходит ширину — это длинные вытянутые гребни, иногда система гребней. Большей частью глыбовые хребты Тихого океана сопряжены с зонами разломов и представляют собой узкие горсты и рампы. Чрезвычайно типичны так называемые «асимметричные» гребни, т. е. гребни, связанные с региональными сбросами и сопряженные с узкими грабенами, лежащими со стороны опущенного блока. Следует заметить, что, судя по морфологическим признакам, а также и по присутствию в системах некоторых глыбовых хребтов островов явно вулканического происхождения, такие хребты часто сочетаются с развитием вулканизма. Более того, часто трудно различить по морфологическим признакам, какое явление — образование горстов или формирование вулканических сооружений — преобладает в данной системе.

Третью группу структурных поднятий талассократона Тихого океана образуют краевые валы — перикратонные сводовые поднятия, располагающиеся вдоль края талассократона и сопряженные с глубоководными океаническими желобами периферической и геосинклинальной зоны. Существование краевых валов долгое время оставалось незамеченным. Морфологически они выражены очень нечетко. Это широкие и вместе с тем очень невысокие поднятия. Ширина их достигает 300—500 *км*, а высота — всего лишь 200—400 *м*. Морфология краевых валов может варьировать от выпуклых в профиле сводовых поднятий до моноклинальных асимметричных поднятий края ложа с довольно четким обрывом гребня поднятия к глубоководному желобу. Краевые валы закономерно связаны с желобами, но в ряде случаев могут и отсутствовать. Например, будучи хорошо выраженным вдоль средней части Курило-Камчатского желоба, краевой вал значительно хуже выражен в рельефе вдоль его северной части и, пожалуй, вообще незаметен в рельефе

вблизи его южной части. Вдоль Идзу-Бонинского и Марианского желобов краевой вал выражен в рельефе очень нечетко. Вдоль желоба Нансей морфология краевого вала значительно осложнена и замаскирована,— если там этот вал вообще развит,— выраженными более ярко глыбовыми хребтами и крупным горным массивом островов. По своей структуре краевые валы представляют сводовое поднятие базальтового слоя коры. Поверхность Мохоровичича под краевыми валами также испытывает поднятие, так что вал это не расширение базальтового слоя, а именно поднятие его — по-видимому, реакция края талассократона на пододвигание океанической плиты под материковую. Краевые валы отмечаются высокими положительными аномалиями силы тяжести, а сейсмические исследования указывают на имеющее место в некоторых случаях изменение свойств верхней мантии, выражающееся в возрастании скоростей сейсмических волн до 9,0—9,1 *км/сек*. Является ли это результатом уплотнения вещества мантии или связано с поднятием его глубинных компонент, неясно.

Краевые валы различных смежных по положению желобов могут смыкаться с образованием поднятых массивов. Наиболее ярким примером такого массива служит возвышенность Обручева в районе Камчатского пролива. Являются ли такие массивы поднятыми углами платформы, что вообще характерно для платформ материков и, возможно, так же характерно и для талассократонов? Однако возможно и то, что угловые массивы являются в ряде случаев отчлененными от геосинклинальной периферической зоны и причлененными к океанической платформе.

Наконец, четвертую группу структурных поднятий талассократона Тихого океана следует видеть в тех горных хребтах, которые по своей морфологии, геофизическим признакам и положению относительно структур периферической геосинклинальной зоны и материковых платформ могут рассматриваться как складчатые антиклинальные структуры, причлененные к талассократону. Это поднятия более массивные, чем обычные океанские глыбовые хребты, и обладающие резко несогласными простираниями относительно новейших структур талассократона и современной геосинклинальной зоны. В их глубинном строении необычно велика роль осадочного слоя, достигающего значительной мощности. Имеются биогеографические признаки существовавших в прошлом связей островов, расположенных на этих хребтах, с материковой сушей и островными дугами.

Число таких горных хребтов в пределах Тихоокеанского талассократона невелико: хребет Наска в восточной части океана, Новозеландское плато в юго-западной части, возвышенность Бородино в западной и возвышенность Обручева в северо-западной. Как видно, это преимущественно горные массивы в углах талассократона. Можно предполагать, что в результате перестроения структурного плана геосинклинальной зоны периферии Тихого океана отдельные звенья этой зоны могли оказаться причлененными к талассократону, испытав при этом «океанизацию», но сохранив ряд признаков их прошлого состояния. Так, для Галапагосских о-вов признаком былых связей с материком является эндемическая фауна бескрылых птиц и насекомых, рыб и пресмыкающихся, близкая к современной фауне побережья от Панамы до северного Перу. Для Новозеландского плато и возвышенности Обручева — это совершенно необычные для талассократона высокие мощности осадочного слоя и присутствие гранитного слоя (Новозеландское плато). Для возвышенности Бородино — мощные рифовые постройки на опущенных горных хребтах, отдельные части которых не могли испытать локального погружения, подобно подводным вулканам, увенчанным атоллами.

Особую категорию структурных поднятий ложа Тихого океана составляет его мобильный внутриокеанический пояс.

Вопрос о природе и развитии срединно-океанических хребтов, в том числе и Тихоокеанского, является одним из интереснейших в современной морской геологии, но нуждается в весьма серьезной разработке. К изложенным выше в главе пятой соображениям об их происхождении мы считаем нужным добавить, что соотношение срединно-океанических хребтов с материковыми структурами позволяет полагать более глубокое заложение первых, существование причинной связи их с глубинным веществом мантии и характерную особенность реакции тонкой океанской коры, выражающуюся в развитии структуры срединных хребтов, тогда как материковые платформы с их мощной корой реагируют на ту же причину (процесс) в значительно меньшей степени (или совсем не реагируют).

Итак, мы видим, что талассократон Тихого океана весьма неоднороден по своей структуре. Еще слишком мало известно нам о глубинном строении земной коры и верхней мантии под дном Тихого океана, но уже имеющиеся, по существу отрывочные, сведения свидетельствуют о связях между неоднородностью верхней мантии и коры с развитием тех или иных структур. Процессы, протекающие в верхней мантии, ведут к усложнению первичной структуры талассократона.

Однако еще более резкими являются различия структуры и связанные с ними вариации процесса осадконакопления и вулканизма в зоне неогеновых и четвертичных геосинклиналей, окружающих талассократон Тихого океана и соответствующих зоне переходного строения земной коры — между океанической и материковыми платформами.

Для области неогеновых и четвертичных геосинклиналей характерна чрезвычайно морфологическая неоднородность структур земной коры, сопровождаемая многочисленными признаками столь же резкой неоднородности глубинного строения коры и верхней мантии. Сейсмическая активность и вулканизм этой области подчеркивают представление о разнонаправленных интенсивных движениях, вызываемых глубинной неоднородностью.

В рельефе земной поверхности периферическая геосинклинальная зона Тихого океана выражена весьма типичным комплексом форм, несколько меняющимся в различных частях Тихоокеанского кольца. В случае наиболее полного состава этот комплекс включает горное сооружение островной или полуостровной дуги, сопряженный с ней краевой глубоководный океанический желоб и отделяемую ею от океана краевую глубокую морскую котловину. В различных частях Тихоокеанского геосинклинального кольца наблюдаются отклонения от такого состава комплекса, выражающиеся в том, что местами островные дуги могут быть одиночными или двойными, местами могут примыкать к материковой платформе, не отделяясь от нее котловиной краевого моря, и кое-где могут быть лишены глубоководных океанических желобов. В некоторых случаях глубокие желоба, сходные по своей морфологии с океаническими, оказываются расположенными внутри геосинклинальной зоны. Наконец, отдельные звенья геосинклинального кольца местами столь далеко выдвигаются в открытый океан или так протягиваются в разрывах между окружающими океан материками, что в тыловой их части оказываются не морские котловины, а значительные области дна типичных океанских котловин.

Горные сооружения островных дуг неоднократно описывались (Островные дуги, 1952). Можно добавить здесь, что, как правило, эти горные сооружения имеют сложную двойную структуру, хотя степень развития внешнего хребта неодинакова и отчлененность его от внутреннего хреб-

та межгорным желобом также может быть различной. В простейших случаях внутренний хребет представляет собой вулканическую гряду, построенную на широком сводовом поднятии. В более сложных ядро хребта слагает антиклинальное поднятие, и вулканические сооружения тяготеют к осевой части его и к обращенному в сторону материка крылу. Для одиночных дуг они представляют собой именно внутренний хребет, тогда как внешний хребет появляется лишь в случае двойных дуг. Этот внешний хребет во всех случаях является антиклинальным поднятием, почти лишенным проявлений вулканизма. Внешний хребет может быть развит в различных частях дуги неравномерно. Например, он хорошо развит в восточной части Алеутской дуги, едва намечается в ее средней части и отсутствует в западной. Внешний хребет хорошо развит в южной части Курило-Камчатской дуги, отсутствует в среднем звене Курильской гряды, но вновь хорошо развит в северном ее звене. Очень слабо развит внешний хребет в средней части Идзу-Бонинской дуги, образующей именно Бонинские о-ва. Антиклинальный внешний хребет отсутствует в Западно- и Восточно-Меланезийских дугах.

Исследования поля земного тяготения в геосинклинальной области Тихого океана (Люстих, 1955; Гайнанов, 1954) показывают, что внутренним хребтам дуг могут отвечать максимумы силы тяжести или подобные материковым близкие к нулю аномалии. Внешним хребтам, как правило, соответствуют отрицательные аномалии, хотя зачастую пояс отрицательных аномалий смещен на внешний склон этих хребтов, в сторону океанического желоба (например, на склон Филиппинского желоба). Интересно отметить, что в тех случаях, когда внешний хребет развит плохо или вообще не развит, пояс отрицательных аномалий может быть расположен по оси глубоководного желоба (южная часть Марианского желоба) или на внешнем склоне внутреннего хребта (средняя часть Алеутской дуги), как бы отмечая место заложения будущего антиклинального хребта на месте прогиба, заполненного более легкими осадками.

Отрицательные аномалии, связанные с антиклинальными хребтами островных дуг, интерпретируются как признак образования этих хребтов относительно легким веществом осадочного происхождения или являющимся результатом глубинной дифференциации вещества мантии (Люстих, 1955; Шейнман, 1965). Преобладание вулканических сооружений во внутреннем хребте исключает возможность появления там пояса отрицательных аномалий, если только и внутренний хребет не сформирован значительной осадочной толщей.

Вулканизм внутреннего хребта островных дуг существенно отличен от океанского как по составу лав — андезито-базальтового на ранних стадиях развития и кислого состава на поздних стадиях,— так и по морфологии вулканических построек типа стратовулканов, в отличие от характерных для океанской платформы покровных куполов гавайского типа.

Неоднородность коры в островных дугах, обнаруживаемая по распределению аномалий силы тяжести, подтверждается сейсмическими и сейсмологическими исследованиями. Внешним антиклинальным хребтам, согласно сейсмическим данным, соответствует пояс «гранитного» слоя коры, отсутствующий в ряде случаев под внутренними хребтами (Косминская, Зверев и др., 1963). Развитые горные сооружения островных дуг обладают корой материкового типа, т. е. достаточно мощной и с развитым гранитным слоем. Корни внешних хребтов и развитых островных дуг в целом уходят на значительную глубину и, становясь, по существу, уже не «коровыми», а «мантийными», прослеживаются до глубины порядка 70 *км* (Федотов, 1966).

Глубина процессов, вызывающих образование структур островных дуг, подчеркивается существованием гипоцентральных зон разломов, уходящих наклонно в сторону материка на глубины до 600—700 *км* (Заварицкий, 1946; Шатский, 1946; Benioff, 1949, 1954; Gutenberg, Richter, 1954).

Желоба, отвечающие в рельефе земной поверхности проекции гипоцентральной зоны глубинного разлома-надвига, являются весьма характерной частью морфологического комплекса геосинклинальной зоны Тихоокеанского кольца. Максимальные глубины желобов в какой-то мере отражают механические свойства коры и способность ее реакции на развитие глубинного надвига. Предел глубин желобов порядка 10—11 *км* представляется поэтому закономерным, хотя и должен быть несколько увеличен (на 1—2 *км*) с учетом толщи осадков, заполняющих наиболее глубокие части желобов и образующих там плоские аккумулятивные равнины. Желобам отвечают пояса отрицательных аномалий, ось которых часто смещена в сторону островной дуги, о чем говорилось уже выше.

Положение желобов на проекции глубинного надвига, разделяющего корни островной дуги или краевого горного сооружения материковой суши, входящего в состав геосинклинального пояса, от Тихоокеанского талассократона, хорошо отражает переходный характер этой структуры. По существу желоба являются структурой, одно крыло которой образовано антиклинорием островной дуги, а другое — флексурой края платформы. Таким образом, это — шовная структура, под которой происходит резкий переход от коры и мантии талассократона к коре и мантии переходной зоны и далее материковой платформы (Гальперин, Косминская, 1964). Ось желобов, следовательно, является структурной границей между талассократоном и геосинклинальной зоной, хотя такое разграничение, конечно, условно, так как желоб правильнее рассматривать в качестве геосинклинальной структуры, да и краевой вал талассократона в какой-то мере может быть отнесен также к геосинклинальной зоне, подобно тому как передовые прогибы материковых платформ относятся к обусловившим их геосинклинальным зонам.

Шовный характер структуры желобов определяет и особенности их морфологии: несколько асимметричный V-образный поперечный профиль, столь несвойственный тектоническим прогибам суши и межгорным прогибам геосинклинальной зоны, но чрезвычайно характерный для желобов. Океанический склон желобов обычно бывает круче, чем со стороны островных дуг и материков, менее расчленен продольными уступами и несравненно менее активен в сейсмическом отношении. Напротив, склон со стороны геосинклинальной зоны сейсмически очень активен и разбит на систему уступов и ступеней. Поперечное расчленение и развитие малых форм рельефа значительно сложнее на океанском склоне желобов.

Желоба развиты не на всем протяжении Тихоокеанского геосинклинального кольца. Судя по тому, что они достигают наибольших глубин в наиболее активных частях геосинклиналей, развитие их интенсивно продолжается там, где происходит вообще современное развитие геосинклинальной зоны с усилением контрастов рельефа. Следовательно, местами желоба еще, возможно, не развились. Однако местами возможно и заполнение желобов осадками в условиях затухающего развития дифференциации структурного рельефа.

Следует отметить, что обычное для большей части Тихоокеанского кольца расположение желобов с океанской стороны геосинклинальной зоны иногда нарушается. Некоторые желоба оказываются как бы во втором ряду, за счет выдвижения ветви геосинклинальной зоны в сторону

океана, как например, желоба Нансей и Филиппинский. Другие желоба вообще обращены в сторону материка, находясь уже в пределах морских котловин геосинклинальной зоны, как Бугенвильский, Гвадалканал, Ново-Гебридский, Банда, Флорес. Исходя из представлений о шовном характере структуры желобов, можно предположить, что такая инверсия в положении желобов связана с иным относительным расположением блоков коры различного типа и созданием наибольшего контраста свойств коры и мантии на границе таких блоков, что в свою очередь вызывает развитие глубинных надвигов и соответствующих им на поверхности желобов. Видимо, дно моря Банда по отношению к материковой платформе Австралии, так же как дно Соломонова моря по отношению к антиклинальной дуге Соломоновых о-вов, с прилегающим к ней с тыла валом Кашингамаранги, играют роль «пододвигаемого» блока, подобно блокам океанских талассоидов во всех обычных случаях.

Отделяемые антиклинориями островных дуг от океана котловины окраинных морей представляют собой более или менее обширные депрессии с довольно хорошо выровненным и в целом почти горизонтальным, хотя местами и раздробленным, дном. Очертания этих котловин, в зависимости от особенностей структурного плана геосинклинальной зоны в целом, могут быть вытянутыми или почти изометрическими. Для них характерны глубины порядка 3000—5000 *м*. Гравитационное поле в пределах дна морских котловин характеризуется высокими положительными аномалиями такого же порядка, как и на океанских плитах. Сейсмические исследования устанавливают отсутствие «гранитного» слоя и мощности коры, близкие к мощностям коры в области океанской платформы (Андреева, Удинцев, 1958; Косминская и др., 1963). Мощность осадочного покрова может, однако, достигать здесь значительных величин, совершенно несвойственных океанской платформе,— порядка 2—4 *км*. В сейсмическом отношении котловины окраинных морей мало активны, а гипоцентры землетрясений имеют значительную глубину.

Весьма интересен вопрос о возрасте геосинклинальной зоны Тихоокеанского кольца и ее отдельных звеньев. В целом эта зона представляется нам активно развивающейся геосинклинальной областью, однако даже изучение одних только надводных частей и то позволяет заметить разновозрастность ее отдельных звеньев. Если же привлечь к рассмотрению и все скрытые полностью или частично под водой части Тихоокеанского кольца, то различия в степени геосинклинального развития станут еще более очевидны. Конечно, для суждения о возрасте и степени развития каждого из звеньев геосинклинальной системы важно было бы знать как время завершения их геосинклинального развития, так и время заложения. Если первый вопрос решается сравнительно просто, путем выделения в условиях поднятой над уровнем океана складчатой системы различных этапов складчатости, то второй в любом случае решается с большим трудом, так как требует изучения комплекса пород основания, в большинстве случаев не выходящих на поверхность и в значительной мере преобразованных метаморфизмом и интрузиями. Однако, несмотря на эти трудности, уже имеются данные о разновозрастности пород фундамента и прорывающих их ультраосновных интрузий, время которых предполагается соответствующим первым крупным дислокациям данной геосинклинали (Irving, 1952; Hess, 1962). Эти данные и более определенные сведения о времени завершения складчатости позволяют составить ясную картину сочетания разновозрастных звеньев в пределах Тихоокеанского геосинклинального кольца. При этом время заложения наиболее древних звеньев относится к палеозою и мезозою, наиболее молодых — к верхнему мелу и эоцену. Некоторые из звеньев завершили свое геосинклинальное развитие в начале третичного времени,

другие продолжают его еще в наши дни. О древности заложения многих желобов свидетельствуют и биогеографические данные (Зенкевич, Бирштейн, 1961).

Соотношение разновозрастных звеньев кольца оказывается различным. Они могут располагаться раздельно друг от друга в эшелонированном порядке, разделяясь глубокими морскими котловинами, причем, как правило, более древние звенья располагаются ближе к материку, тогда как более молодые выдвигаются в сторону океана. Таково расположение Корякского и Алеутского звеньев, Нансей и Марианского и некоторых других. Вместе с тем относительно молодые звенья могут примыкать к более древним вплотную, припаиваясь к ним, как это имеет место на южном о-ве Новой Зеландии, в Андах Южной Америки и в Кордильерах Северной Америки. Весьма часто наблюдается наложение отдельных звеньев, даже в случае почти одновозрастных, близких по стадии развития, но различающихся по простиранию геосинклинальных звеньев. Относительно параллельные антиклинальные звенья определяют вытянутые очертания котловин, пересекающиеся же под углом — изометрические очертания. При напаивании разновозрастных звеньев котловины между ними не образуются, но при значительном пространственном разрыве возникают широкие котловины, иногда столь значительные, что неясно, как рассматривать их, в качестве ли геосинклинальных, или в качестве талапленов,— таковы котловины Филиппинская и Тасманова. Отчленение окончаний относительно древних звеньев и захват их окраинными котловинами обусловливают структурную неоднородность последних. Обстоятельство это заслуживает особого внимания в связи с вопросом о природе окраинных котловин. Следует ли рассматривать их в качестве реликта талассократона, реликта первичной геосинклинальной зоны или в качестве новообразования на материковой платформе,— это вопрос весьма острый, важный для понимания направленности развития переходной зоны. Данных для его решения еще недостаточно. Однако сам факт неоднородности дна котловин, существование в них отчлененных частей относительно древних антиклинальных звеньев и существование по краям их продолжительно живущих антиклиналей с древними ядрами, сохраняющих свой антиклинальный режим на протяжении всей истории Тихоокеанского кольца,— все это свидетельствует скорее в пользу реликтового океанского характера ядер котловин и, вместе с тем, дает объяснение фактам опускания областей питания обломочным материалом, рассматриваемым часто как свидетельство погружения котловины в целом, ее новообразования.

Здесь мы подходим к вопросу об эволюции структуры Тихого океана. Существование в пределах Тихоокеанского кольца разновозрастных звеньев, безусловно, свидетельствует о такой эволюции. Можно сделать вывод, что эта эволюция сопровождается развитием контрастного рельефа, развитием линейного вулканизма специфического андезито-базальтового и кислого состава, накоплением осадочной толщи значительной мощности и образованием коры материкового типа в синклинальных прогибах и в развивающихся затем на их месте антиклинальных поднятиях, наращиванием таким образом материковой коры и материковых платформ с последовательным сокращением пространства геосинклинальной зоны.

Эта эволюция сопровождается систематической перестройкой структурного плана, с наложением структур, сокращением пространства геосинклинальных котловин, но одновременно и с захватом ими части антиклинальных звеньев и окраин платформ материка. В пределах антиклинальной решетки образуются узлы пересечения, своеобразные маленькие материки. Вместе с тем перестроение структурного плана приводит

к отчленению антиклинальных звеньев не только окраинными котловинами, но и краевыми океанскими желобами, так что эти звенья оказываются, по существу, причлененными к талассократону.

Эволюция эта носит, таким образом, сложный характер, и общая тенденция к сокращению первичной геосинклинальной зоны и наращиванию материковой платформы местами нарушается за счет вовлечения в прогибание и, вероятно, океанизацию краевых блоков материковых платформ и антиклинальных звеньев геосинклинальной зоны. Эволюция Тихоокеанского геосинклинального кольца происходит, судя по всем данным, чрезвычайно медленно, о чем свидетельствуют широкий диапазон возраста антиклинальных ядер, зачастую расположенных чрезвычайно близко друг от друга, и большая древность фауны, населяющей океанские желоба (Зенкевич, Бирштейн, 1961). Многие антиклинали, завершившие свое развитие, неоднократно регенерируют, так что отдельные геосинклинали многократно возникают и замыкаются почти на одном и том же месте.

Происходит ли при этой эволюции только сокращение первичной геосинклинальной зоны или ее миграция в сторону океанской платформы, или в сторону материка, однозначно ответить на эти вопросы трудно. Однако наиболее вероятным нам кажется предположение о чрезвычайно медленном продвижении геосинклинальной зоны в сторону океана, с захватом частей океанской платформы, вовлечением их в развитие геосинклинальной зоны и с наращиванием материковой платформы. Местами при этом происходит — в пределах доступного нашему изучению отрезка истории — сокращение геосинклинальной зоны без ощутимого продвижения ее современной границы в сторону талассократона, в других местах — ощутимое вторжение в область талассократона геосинклинальной зоны, а кое-где отступление границы материковой платформы и наступление океанской платформы. Заложение структур, являющихся зачатками будущих геосинклинальных систем, происходит, по-видимому, уже в пределах талассократона. Расширение дна океана в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и раздвижение плит вызывает возникновение значительных напряжений не только на границе между океаническими и материковыми плитами литосферы, но и в пределах океанических плит. Уже там начинаются явления пододвигания одних частей плит под другие, вероятнее всего, пододвигание плит литосферы срединно-океанического хребта под плиты ложа океана. При этом происходит нечто вроде «торошения» ледяных полей и в результате пододвигания плит происходит увеличение мощностей «базальтового» слоя. Именно такое явление наблюдается сейчас, видимо, в области Гавайского хребта: к востоку от него лежит кора «нормальной» мощности, тогда как к западу от него — удвоенной (Furumoto et al., 1968). В еще бóльших масштабах пододвигание плит происходит на краю континентальных блоков. Подводя итоги всему сказанному выше, мы должны отметить, что важнейшими определяющими общее направление развития тектоники дна Тихого океана, являются процессы расширения дна в рифтовых зонах его срединно-океанических георифтогенальных хребтов, процессы связанного с этим латерального перемещения океанических плит литосферы, нарастающее по мере удаления от рифтовых зон «торошение» отдельных частей плит и затем пододвигание их под окраины материковых плит литосферы в геосинклинальных зонах. Такие представления были выработаны путем последовательного приближения рядом авторов: Менардом (Менард, 1966; Menard, 1966), Питтманом и др. (Pittman et al., 1968), Ле-Пишоном (Le Pichon, 1968), Айзексом, Оливером и Сайксом (Isaacks, Oliver, Sykes, 1968 и некоторыми другими и разделяются автором настоящей работы (рис. 142).

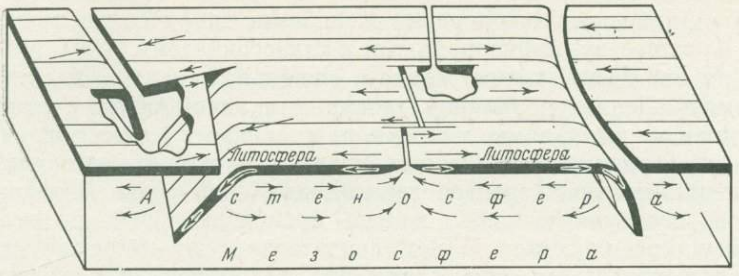


Рис. 142. Блок-диаграмма схематически показывающая конфигурацию и роль литосферы, астеносферы и мезосферы в варианте новой гипотезы глобальной тектоники Земли

Литосфера — прочный слой, играет в этой гипотезе ключевую роль. Стрелки показывают относительное направление движения блоков литосферы (Isaacks, Oliver, Sykes, 1968)

Вместе с тем представления о глубинном механизме этих процессов сводятся у упомянутых выше авторов к гипотезе о термической конвекции вещества верхней мантии и не могут удовлетворить нас. Известно, что существование конвекционных ячеек, размеры которых соответствовали бы размерам плит литосферы Тихого океана, физически маловероятно в силу существования в мантии Земли слоя пониженных скоростей (Артюшков, 1968). В связи с этим представляют большой интерес развитые Ван Беммеленом (1970) представления о гравитационных перемещениях масс вещества нижней мантии как о причине горизонтальных перемещений плит литосферы. Представления подобного рода были развиты до физически весьма правдоподобной модели Артюшковым (1968, 1970), описавшим подъем в рифтовых зонах масс глубинного вещества, обладающего сравнительно малой плотностью по отношению к породам верхней мантии, как результат дифференциации нижней мантии, в пределах которой возникает гравитационная конвекция. Дальнейший шаг в развитии этих представлений был сделан Сорохтиным, предложившим объяснение возникновению гравитационной дифференциации вещества Земли на границе ядра и нижней мантии процессом химической дифференциации, сопровождающейся распадом железистых силикатов (Сорохтин, 1970). В этом варианте гипотеза представляется нам наиболее привлекательной, ибо дает возможность наилучшего объяснения взаимосвязи всех геологических и геофизических явлений, наблюдаемых в океанических областях (Сорохтин, Мясников, Удинцев, Ушаков, 1970).

Развитие земной коры в области Тихого океана, если исходить из приведенных выше представлений, должно идти по трем основным направлениям. Первое — это георифтогенальный процесс формирования коры океанического типа в рифтовых зонах, связанный с протрузиями глубинных ультраосновных пород мантии, частично уже дифференцированных с разделением на перидотиты верхней мантии и габбро и базальты, частично же еще продолжающих дифференцироваться и выплавлять базальты в меняющихся при подъеме условиях температуры и давления, а также подвергающихся при этом серпентинизации (Сорохтин, Дмитриев, Удинцев, 1970). Результатом такого процесса является образование мозаичной коры рифтовых зон (Виноградов и др., 1969). Второе направление развития коры — это платформенный процесс формирования магматической части «второго» слоя коры океанического ти-

па, обусловливаемый дифференциацией глубинного вещества мантии на остаточные перидотиты верхней мантии и габбро и базальты, выплавляющиеся в верхнюю часть литосферы и наращивающие там ее в виде покровов «второго» слоя и самой верхней толщи «базальтового» слоя. Этот процесс захватывает как те части плит, которые в недавнем прошлом были сформированы в рифтовых зонах, так и те, которые являются продуктами георифтогенального процесса предшествующих эпох. Наконец, третье направление процесса развития земной коры — геосинклинальный процесс, ведущий к формированию коры материкового типа. Он развивается вследствие пододвигания плит океанической литосферы сначала под края таких же плит, а затем — под края материковых плит литосферы. При этом происходит, с одной стороны, в верхней части литосферы, формирование мощных осадочных толщ в зоне контакта двух плит (островные дуги и желоба), смятие и тектоническое перемешивание этих толщ, а с другой стороны, в низах литосферы, десерпентинизация пород коры океанических плит и переплавление их при пододвигании и втягивании в область высоких температур и давлений, в результате чего образуются андезитовые магмы, пронизывающие верхнюю часть литосферы. Вместе со смятыми осадочными толщами магматические андезитовые тела и покровы формируют «гранитно-метаморфический» слой коры материкового типа, тогда как базальтовые магмы, образующиеся за счет вторичного переплавления «базальтового» слоя океанической коры, наращивают низы «базальтового» слоя материковых плит литосферы.

Как видно, все три направления развития земной коры тесно связаны друг с другом и, возможно, должны рассматриваться как различные фазы одного и того же глобального тектонического процесса. Начальной фазой при этом является георифтогенальный процесс, в ходе которого уже закладываются предпосылки создания в дальнейшем «гранитно-метаморфического» слоя коры материков, поскольку именно в ходе его кремнекислота пород мантии переходит в форму, доступную потом для извлечения ее в условиях верхних частей литосферы для образования андезитовых магм и формирования «гранитно-метаморфического» слоя при десерпентинизации в ходе геосинклинального процесса.

Возникновение пододвиганий фрагментов плит литосферы океанических областей друг под друга, подобно «торошению» льда, знаменует начальные стадии геосинклинального процесса еще в области открытого океана. Возможно, это «торошение» начинается на границах частей плит, сформированных в георифтогенальных системах различных геологических эпох. Весьма вероятным представляется начало такого пододвигания в Тихом океане по западной периферии Восточно-Тихоокеанского поднятия, где наблюдается резкое увеличение мощностей «базальтового» слоя (Wilson, 1965; Furumoto et al., 1968). Нарастание интенсивности «торошения» плит идет в сторону материков. Наиболее интенсивен процесс пододвигания в геосинклинальных системах в зоне перехода от океанических платформ к материковым. Различные стадии процесса пододвигания определяют различие стадий геосинклинального процесса, наблюдаемое в геосинклинальных системах, образующих генетические ряды в западной части Тихого океана (Удинцев, 1960).

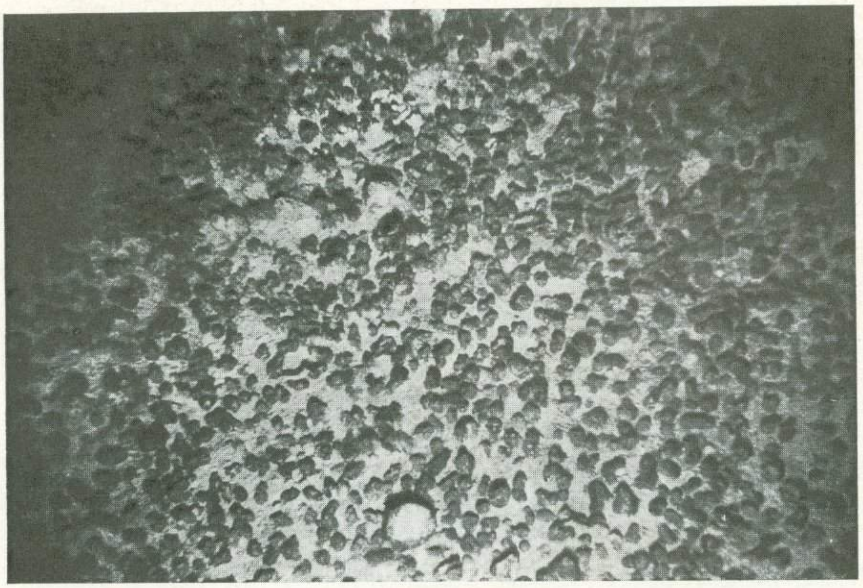
Развитие структурного рельефа дна, сопутствующее формированию глубинных структур и вещества земной коры, протекает в общем направлении от создания специфического морфологического комплекса георифтогенальных хребтов к преобразованию его в характерный холмистый рельеф океанических плит путем наложения многочисленных вулканических форм, а затем к созданию резко выраженного морфологического комплекса геосинклинальных систем островных дуг и краевых горных

сооружений материков. На фоне структурного, тектонического рельефа развивается сложный комплекс морфоскульптур.

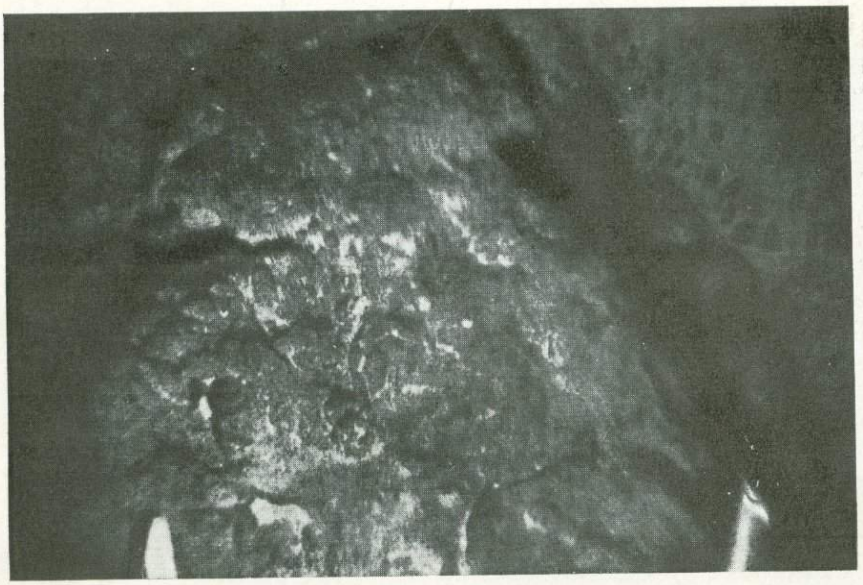
Процессы развития экзогенного рельефа на дне Тихого океана протекают в общем сравнительно медленно, что способствует сохранению на больших пространствах сложного первичного тектонического и вулканического рельефа. Наиболее интенсивно процессы экзогенного выравнивания первичного рельефа за счет аккумуляции осадков развиваются там, где осадконакопление происходит высокими темпами и где в силу движений придонных вод оно отличается высокой степенью неравномерности на неровностях первичного рельефа. Аккумулятивные равнины формируются поэтому либо в тех областях, где особенно велико поступление на дно осадочного материала, либо в областях, где происходит интенсивное перемещение его вдоль поверхности дна. Весьма интенсивное выравнивание связано с абразионно-аккумулятивными процессами, протекающими в зоне волнового воздействия и ведущими к образованию материковых и островных отмелей. Ширина этих отмелей возрастает за счет миграции зоны волнового воздействия в условиях эвстатических колебаний уровня Мирового океана и дифференцированных тектонических движений материковых блоков и островных групп. Одновременно с абразионно-аккумулятивным выравниванием островных отмелей происходит образование примыкающих к их подводным склонам островных аккумулятивных шлейфов. Формирование мощных аккумулятивных шлейфов вдоль подножья островных гряд, возникших на структурах «торошения», можно считать важным элементом начальных стадий геосинклинального развития.

Развитие структуры дна Тихого океана играет определяющую роль в формировании ряда тектонически обусловленных рудных тел и нефтегазоносных бассейнов (Тектоника Евразии, 1966; Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР, 1970). Глубинные разломы служат путями миграции гидротермальных рудных растворов в рифтовых зонах и геосинклинальных зонах из мантии Земли в верхние этажи литосферы. Аккумулятивные толщи краевых морей геосинклинальной зоны служат вместилищами мигрирующих масс нефти и газа. Исследования тектоники дна Тихого океана открывают поэтому широкие возможности раскрытия закономерностей распределения полезных ископаемых и прогнозирования их поисков.

ПРИЛОЖЕНИЯ



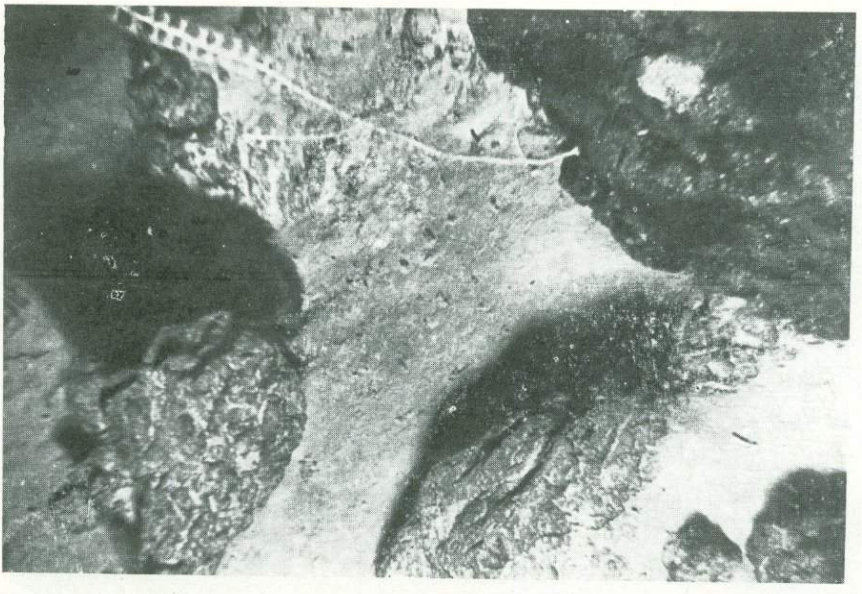
1. Станция «Витязя» № 4347, глубина 5383 *м*. 24°01′ с. ш., 174°59′ в. д. Южная часть Северо-Западной котловины Тихого океана. Скопление железо-марганцевых конкреций на поверхности красной глубоководной глины. Следов жизнедеятельности донной фауны здесь не видно



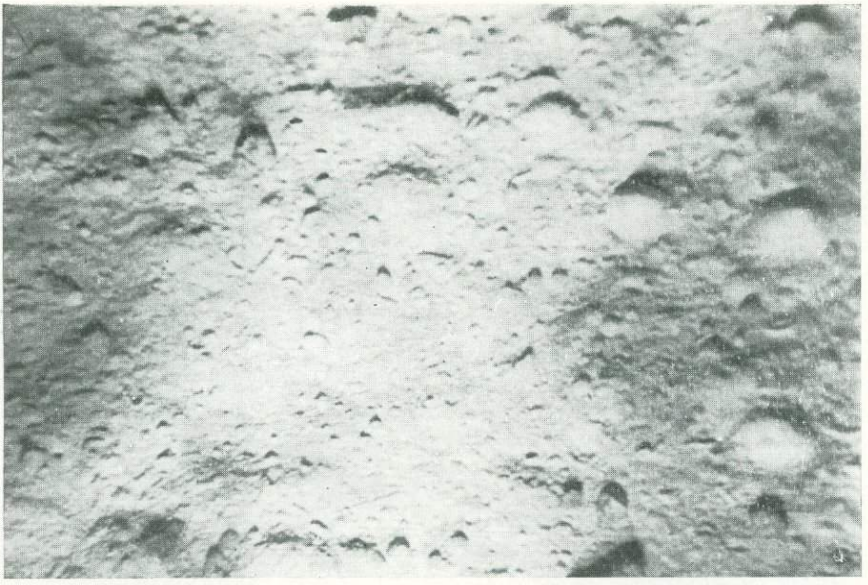
2. Станция «Витязя» № 4249, глубина 4975 *м*. 24°55′ с. ш., 132°18′ з. д. Северо-Восточная котловина Тихого океана. Выходы коренных пород, возможно, базальтовых, покрытых коркой двуокислов марганца



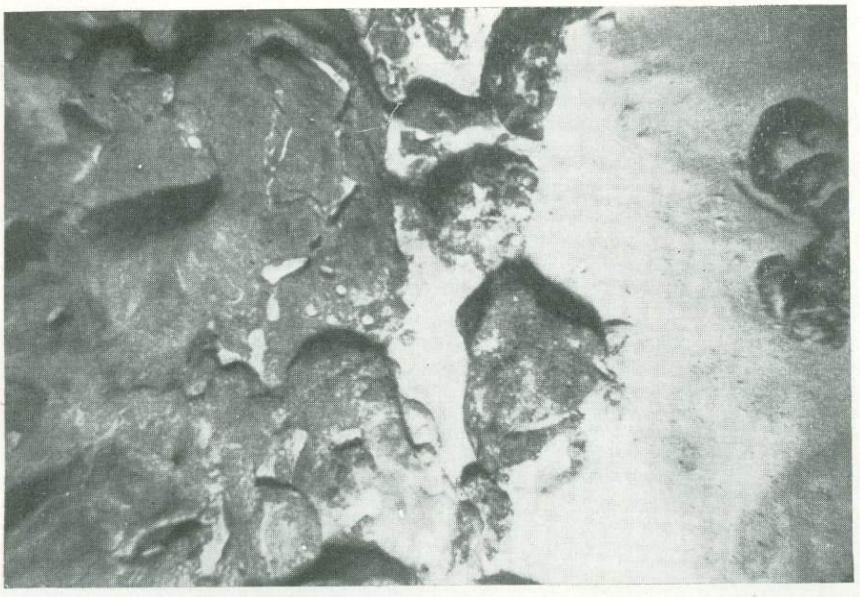
3. Станция «Витязя» № 3624, глубина 1335 *м*. 29°29′ с. ш., 153° 28′ в. д. Вершина подводной горы Макарова. Поверхность базальтовых скал покрыта характерной почковидной коркой двуокислов марганца. В понижениях между скалами видны скопления глобигеринового песка. Обнаженная поверхность скал и наличие офиур указывают на сильные придонные течения



4. Станция «Витязя» № 4364, глубина 1500 *м*. 24°07′ с. ш., 158°57′ в. д. Вершина одной из гор Маркус-Неккер. Здесь наблюдается та же картина, что и на других горах,— выходы базальтовых пород, покрытых толстой коркой двуокислов марганца, чередуются с песчаными пространствами, нарушенными деятельностью течений. Интересна гибкая ветка горгонарии, изогнувшаяся по течению, которое на этой фотографии направлено справа налево



5. Станция «Витязя» № 3630, глубина 5733 *м*. 22°00′ с. ш., 153°55′ в. д. Южная часть Северо-Западной котловины Тихого океана. Типичный микрорельеф дна котловин, сложенных мягкими глинистыми осадками, нарушенными деятельностью донной фауны. На поверхности дна видны отдельные конкреции



6. Станция «Витязя» № 3789, глубина 900 *м*. 13°21′ с. ш., 173°21′ з. д. Вершина подводной горы Витязя. Выходы твердых, вероятно, базальтовых пород, покрытых коркой двуокислов марганца, чередуются здесь с пятнами глобигериновых песков, заполняющих понижения между скалами. На поверхности песка видны следы деятельности течений — знаки ряби и промоины вокруг отдельных валунов



7. Станция «Витязя» № 3807, глубина 650 *м*. 8°37′ ю. ш., 172°30′ з. д. Подводный склон атолла Атафу (о-ва Токелау). Плохо окатанные известковые валуны и галька, частично засыпанные коралловым песком, на поверхности которого видно много норок донной фауны (особенно в правом верхнем углу фотографии), расположенных правильными рядами



8. Станция «Витязя» № 3789, глубина 900 *м*. 13°21′ с. ш., 173°21′ з. д. К поверхности твердых базальтовых пород прикрепилась ветка горгонарии, которая ориентировалась, по всей вероятности, перпендикулярно к направлению течений. Интересны углубления в скалах, заполненные осадками. Они совершенно одинаковы по размерам и, возможно, что их сделали моллюски-камнеточцы



9. Станция «Витязя» № 3803, глубина 1380 *м*. 4°38′ с. ш., 172°14′ з. д. На поверхности кораллового песка видны асимметричные знаки ряби течений, которые во многих местах нарушены деятельностью фауны, что может служить доказательством кратковременности течения, образовавшего эту рябь



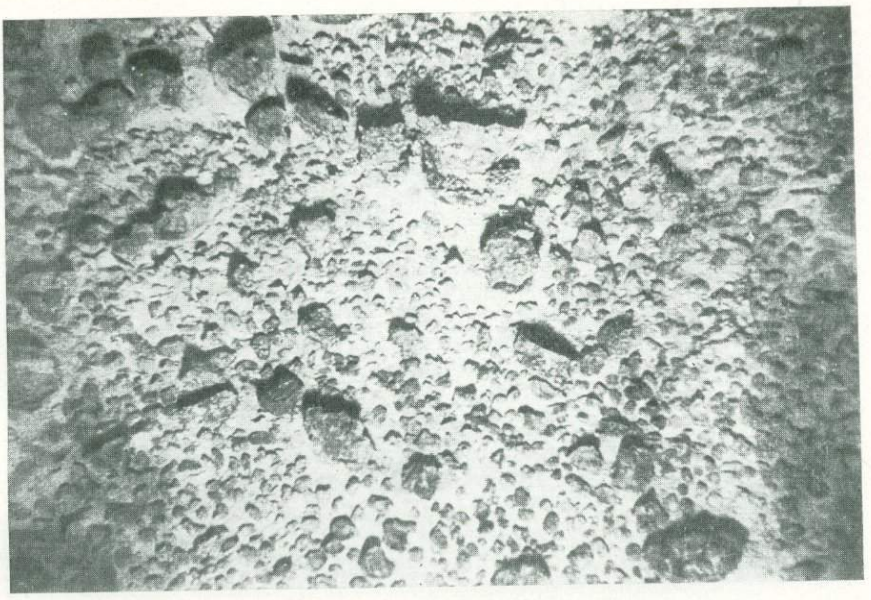
10. Станция «Витязя» № 3803, глубина 1380 *м*. 4°38′ ю. ш., 172°14′ з. д. Подводный склон атолла (о-ва Феникс). Крупные валуны и выходы пород, частично засыпанные коралловым песком



11. Станция «Витязя» № 3811, глубина 900 *м*. 13°28′ ю. ш., 172°50′ з. д. Подводный склон о-ва Савайи (о-ва Самоа). Чрезвычайно монотонная поверхность дна, сложенного, по-видимому, гравием и крупным песком



12. Станция «Витязя» № 3810, глубина 4760 *м*. 12°05′ ю. ш., 172°36′ з. д. Центральная котловина Тихого океана. Спиральные следы, образованные животными, роющими под самой поверхностью дна, сложенного красной глубоководной глиной. Интересно, что оба следа имеют совершенно одинаковую форму. На фотографии видны также многочисленные норки животных, возможно, полихет



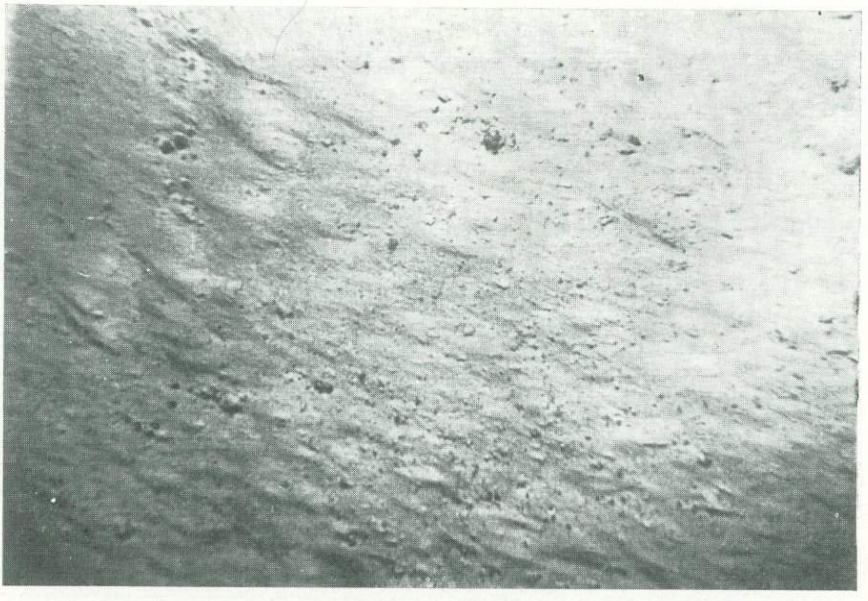
13. Станция «Витязя» № 4279, глубина 4104 *м*. 19°48′ с. ш., 120°16′ з. д. Северо-Восточная котловина Тихого океана. Железо-марганцевые конкреции и обломки пепловых плит на поверхности дна, сложенного красной глубоководной глиной



14. Станция «Витязя» № 3644, глубина 3870 *м*. 4°35′ с. ш., 153°54′ в. д. Северо-Западный склон вала Капингамаранги. Поверхность дна, сложенного известковым илом, нарушена деятельностью донной фауны. Крупные холмики имеют на вершинах отверстия — норы с радиальными следами. Мелкие холмики отверстий на вершинах не несут. В верхней части фотографии видна крупная нора с расходящимися во все стороны от нее радиальными следами



15. Станция «Витязя» № 3649, глубина 2970 *м*. 1°30′ с. ш., 154°07′ в. д. Западный склон вала Капингамаранги. Самый крупный из обнаруженных до сих пор выпуклый след ползающего животного на поверхности известкового ила. Этот след оставлен, вероятно, крупным илоедом или декаподой. На фотографии видно, кроме того, множество более мелких следов, свидетельствующих об относительно высокой плотности населения в экваториальной зоне Тихого океана



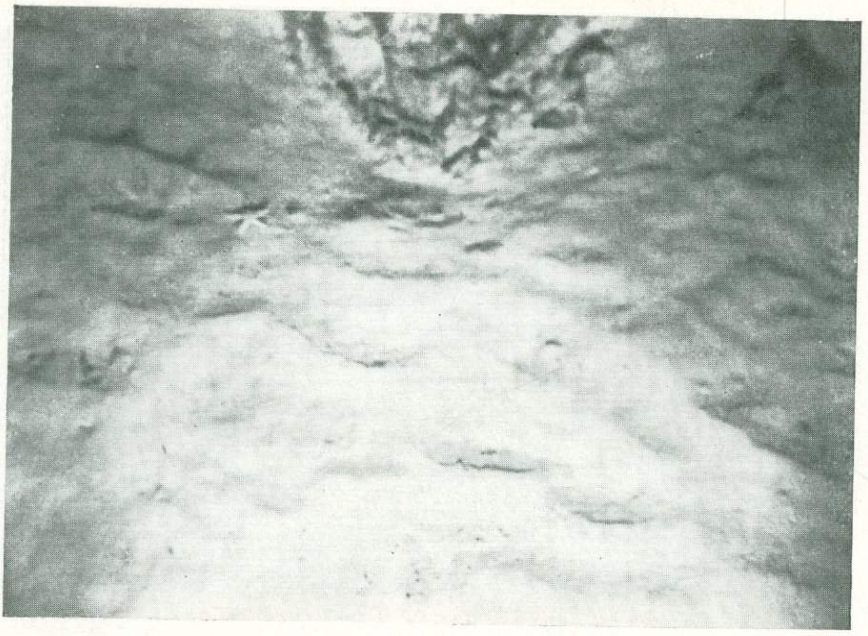
16. Станция «Витязя» № 4364, глубина 1500 *м*. 24°07′ с. ш., 158°57′ в. д. Вершина одной из гор Маркус-Неккер. На поверхности песчаного дна видны линейные формы микрорельефа, образовавшегося под действием не очень сильных течений



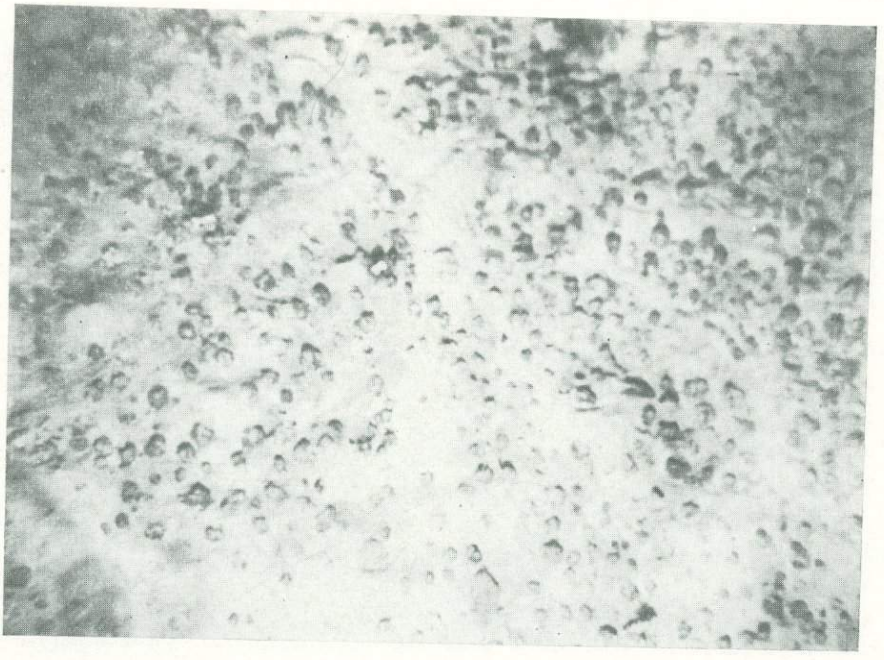
17. Станция «Витязя» № 3844, глубина 2400 *м*. 29°54′ ю. ш., 171°55′ в. д. Вершинная часть хребта, протягивающегося на север от о-вов Три-Кингс (Новая Зеландия). Обнаженные твердые породы, разрушающиеся процессами подводного выветривания. В углублениях скал видны скопления глобигеринового песка. Эта фотография и три следующих получены на одной станции и хорошо иллюстрируют быструю смену в характере поверхности дна и прерывистость осадочного покрова на подводных хребтах



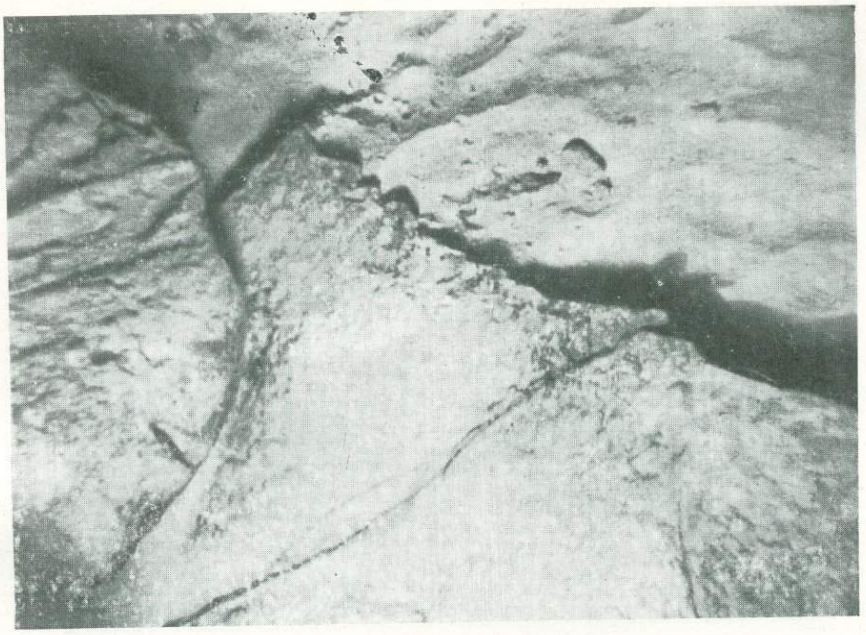
18. Станция «Витязя» № 3844, глубина 2400 *м*. 29°54′ ю. ш., 171°55′ в. д. Выходы твердых пород чередуются с россыпями валунов и гальки. Понижения дна заполнены глобигериновым песком, нарушенным деятельностью течений. Вокруг отдельных валунов и гальки видны промоины, более мелкие гальки сконцентрированы в каменные гнезда, что указывает на высокие скорости придонных течений



19. Та же станция. Поверхность глобигеринового песка нарушена знаками ряби течений. Кое-где видны следы деятельности донных животных. В левой верхней части фотографии видна небольшая морская звезда, ползущая по песку



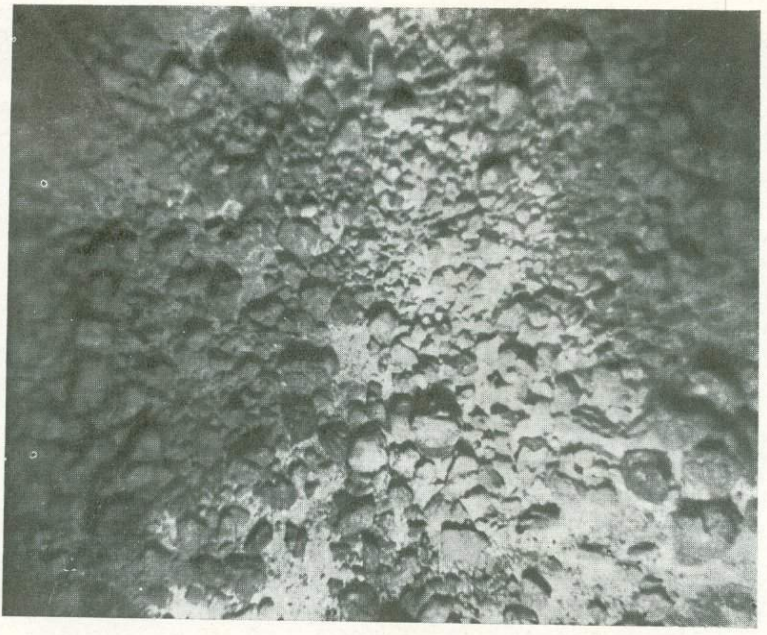
20. Та же станция. На поверхности дна, сложенного здесь глобигериновым песком, рассеяны образования размерности гальки, вокруг которых видны промоины, образованные течениями. Облик этих образований и равномерность их распределения по дну позволяют предположить, что это конкреции



21. Станция «Витязя» № 3843, глубина 2040 *м*. 31°46′ ю. ш., 171°54′ в. д. Вершинная часть того же хребта, что и на прил. 17—20. Выходы слоистых пород чередуются здесь с пространствами глобигериновых песков, нарушенных знаками ряби течений



22. Станция «Витязя» № 3843, глубина 2040 *м*. 31°46′ ю. ш., 171°54′ в. д. Из-под поверхности глобигеринового песка выступают поставленные почти вертикально слои коренных пород, на которых расположилась небольшая морская звезда. Знаки ряби на поверхности песка свидетельствуют о достаточно сильных придонных течениях.



23. Станция «Витязя» № 3821, глубина 1225 *м*. 22°36′ ю. ш., 175°31′ з. д. Подводный склон о-вов Тонга. Скопление гравийно-галечного материала и крупнозернистых песков указывает на достаточно сильные придонные течения, которые не позволяют откладываться здесь более тонким осадкам



24. Станция «Витязя» № 3819, глубина 630 *м*. 21°14′ ю. ш., 174°55′ з. д. Подводный склон о-вов Тонга. Поверхность дна сплошь покрыта гравийно-галечным материалом вулканогенных пород. Изредка встречаются валуны. В правом нижнем углу фотографии морская лилия, прикрепившаяся к гальке

ЛИТЕРАТУРА

Агапова Г. В. Подводные горы в Тихом океане.— Природа, 1963, № 5.

Адам Н. В., Орлов В. П. Мировые карты изопор для периода 1954—1959 гг.— Труды ИЗМИРАН, 1961, 18 (28).

Андреева И. Б., Удинцев Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе».— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10.

Андреев Б. А. Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 2.

Андреев Б. А. Соотношение между гравитационными аномалиями и структурным рельефом в случае нескольких границ раздела плотности.— Докл. АН СССР, 1959, **124**, № 2.

Андреев Б. А. Геофизические и геологические особенности зоны глубокофокусных землетрясений северо-западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1963, **150**, № 1.

Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостоптехиздат, 1962.

Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые возможности их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 9.

Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— Физика Земли, 1970, № 5.

Атлас Антарктики. ГУГК, 1966.

Атлас мира. ГУГК, 1954.

Атлас мира. Изд. 2-е. ГУГК, 1967.

Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.

Ахматов В. В. Картография. Тихий океан. Русские научные исследования.— Изд. АН СССР, 1926.

Ахматов В. В. Океанография. Тихий океан. Русские научные исследования — Изд. АН СССР, 1926.

Балакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 11.

Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955, 12.

Безруков П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков.— Океанология, 1962, 2, вып. 1.

Безруков П. Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане.— В сб.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.

Безруков П. Л. Распространение на дне океана выходов древних отложений и твердых пород.— В сб.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев В. Г. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды.— Труды Лаборатории океанологии АН СССР, 1958, вып. 13.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Исследования донных осадков.— В сб.: Океанологические исследования, № 7. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Безруков П. Л., Удинцев Г. Б. О северном окончании подводного Гавайского хребта.— Докл. АН СССР, 1955, **103**, № 6.

Береснев А. Ф., Гайнанов А. Г., Ковылин В. М., Строев П. А. Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии зоны Тихого океана.— Труды II Всесоюзн. конф. по верхней мантии. М., «Наука», 1967.

Береснев А. Ф., Гайнанов А. Г., Ковылин В. М., Строев П. А. Интерпретация геофизических данных переходной зоны в районе Японского моря.— В сб.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1968, вып. 4.

Береснев А. Ф., Ковылин В. М. Строение земной коры в Японском море, в области

материкового склона Южного Приморья и северо-восточной Кореи.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1970, 87.

Богоров В. Г. Биологическая структура океана.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 4.

Буданова Л. Я. Батиметрическая карта северо-западной части Тихого океана в масштабе 1 : 5 000 000 — Океанология, 1961, № 2.

Буданова Л. Я., Затонский Л. К., Ларина Н. И., Марова Н. А. К вопросу о методике составления батиметрических карт.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1960, 44.

Буйницкий В. Х. Антарктические конвергенции, как физико-географическая граница Антарктиды.— Вестн. Лен. ун-та, 1956, № 24.

Буйницкий В. Х. Морские воды и льды Антарктики.— В сб.: Антарктика. М., Географгиз, 1958.

Ван Беммелен Р. У. Развитие мегаундаций. Механическая модель крупномасштабных геодинамических явлений.— В сб.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.

Васильковский Н. П. К проблеме развития земной коры. Междунар. геол., конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., 1964, стр. 22—33.

Ващилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Методика расчетов и результаты геологической интерпретации гравитационного поля области Охотского моря и Тихого океана.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2.

Ващилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях.— В сб.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1968, вып. 4.

Ващилов Ю. Я., Маркунский В. С. Метод гравиметрических исследований слоисто-глыбовой структуры земной коры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 10.

Введенская А. В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 3.

Введенская А. В. Об определении напряжений, действующих в очагах землетрясений с помощью теории дислокаций.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 4.

Введенская А. В., Рупрехтова Л. Особенности напряженного состояния в очагах землетрясений у изгиба Карпатской дуги.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 7.

Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны.— Физика Земли, 1965, № 9.

Вейцман П. С., Соловьев О. Н. Комплексная интерпретация материалов геофизических наблюдений в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— В сб.: Сейсмические исследования, № 6. М., «Наука», 1964.

Веселов К. Е., Евдокимов Ю. С. Жилин А. В. и др. О гравиметрической съемке с морскими статическими гравиметрами на Охотском море и Тихом океане.— Прикл. геофизика, Гостоптехиздат, 1961, вып. 29.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры.— Геохимия, 1961, № 1.

Виноградов А. П. Верхняя мантия — земная кора (геохимический аспект). М., Ин-т геохимии и аналит. химии АН СССР, 1964.

Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Канаев В. Ф., Непрочнов Ю. П., Петрова Г. Н., Рыкунов Л. Н., Коган Л. И. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в Мировой системе рифтов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 10.

Воздвиженский Б. И., Владиславлев В. С., Андреев М. М. Геолого-технические условия бурения сверхглубоких скважин. История и перспективы сверхглубокого бурения. М., «Наука», 1966.

Воронов П. С. О структуре Антарктики.— Труды НИИГА, 1960, 113.

Вялов О. С., Зенкевич Н. Л. След ползающего животного на дне Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.

Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955, 12.

Гайнанов А. Г. О некоторых особенностях строения земной коры переходных зон Тихого океана по геофизическим данным.— Геофизические исследования, сб. 1. Изд-во МГУ, 1964.

Гайнанов А. Г. О некоторых результатах гравиметрических исследований в Охотском море, Курило-Камчатской впадине и прилегающих частях Тихого океана.— В сб.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1963, вып. 2.

Гайнанов А. Г. О природе магнитных аномалий переходных зон Тихого океана.— Сов. геология, 1964, № 5.

Гайнанов А. Г. Магнитная неоднородность верхней мантии.— В сб. Геофизические исследования. Изд-во МГУ, 1966, вып. 2.

Гайнанов А. Г. Плотностная неоднородность верхней мантии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 10.

Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов. Докл. Междунар. геол. конгресса, XXIII сессия. 1968.

Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Геофизические исследования строения земной коры в области Атлантического океана. М., «Недра», 1967.
Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения дна Берингова моря.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 10.
Гайнанов А. Г., Петелин В. П. К вопросу о физических свойствах некоторых донных и береговых пород западной части Тихого океана.— В сб.: Океанологические исследования. М., Изд-во АН СССР, 1963, № 8.
Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. Гравиметрические исследования на э/с «Витязь» в Тихом океане в 1957—1958 гг.— В сб.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1961, вып. 1.
Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Сов. геология, 1962, № 3.
Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— Докл. АН СССР, 1963, **151**, № 6.
Гайнанов А. Г., Строев П. А. Некоторые особенности гравитационного поля и строение земной коры Атлантического, Индийского и Тихого океанов.— В сб.: Геофизические исследования. Изд-во МГУ, 1966, вып. 2.
Гайнанов А. Г., Строев П. А. Гравитационное поле и строение земной коры центральной части Тихого океана.— Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1968, вып. 4.
Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины.— Докл. АН СССР, 1964, **158**, № 3.
Гальперин Е. И., Косминская И. П. (отв. ред.). Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
Гамутилов А. Е., Добровольский А. Д., Сабинин Д. Д., Удинцев Г. Б. Опыт изучения температуры и солености придонной воды при использовании трубки ПТР-57.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1960, **39**.
Геоморфологическая карта СССР. М-б 1 : 4 000 000. Ред. проф. Б. А. Федорович. ГУГК, 1958.
Геоморфологическая карта СССР. М-б 1 : 5 000 000. Ред. Г. С. Ганешин. ВСЕГЕИ, 1959.
Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.— Проблемы физической географии, 1946, **12**.
Гершанович Д. Е. Фации современных осадков северо-западной части Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1958, **118**, № 2.
Гинзбург Г. А. Проекции карт Атласа Мира. Сборник статей по картографии, 1957, № 9.
Гинзбург Г. А., Салманова Т. Д. Атлас для выбора картографических проекций.— Труды ЦНИИГАиК, 1957, вып. 110.
Гладун В. А., Марчук Г. Д., Пантелеев В. Л. Гравиметрические исследования в районе Курило-Камчатской впадины и северо-западной части Тихого океана.— В сб.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1963, вып. 2.
Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия.— Труды конф. «Химия земной коры», 1964, **2**.
Грушинский Н. П. О связи поверхности Мохоровичича с рельефом и аномалиями силы тяжести.— Сообщ. гос. Астроном. ин-та им. П. К. Штернберга, 1961, № 119.
Грушинский Н. П., Бурова Н. Г., Тарбеева И. И. Построение схематической карты толщины земной коры по рельефу и аномалиям Буге.— Вестн. МГУ. Физика, Астрономия, 1964, № 5.
Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 98.
Гутенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М., ИЛ, 1948.
Деменицкая Р. М. Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях Буге.— Сов. геология, 1958, № 8.
Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. М., Гостоптехиздат, 1961.
Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
Дитц Р. С. Эволюция океанов, как следствие разрастания их площади.— В сб.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
Ефимов А. В. Из истории великих русских географических открытий. М., Географгиз, 1950.
Живаго А. В. Геоморфологические исследования.— В сб.: Советская Антарктическая экспедиция Л., Морской транспорт, 1960.
Живаго А. В. Геоморфология дна Тихого океана.— В сб.: XIX Международный географический конгресс в Стокгольме, 1961.
Живаго А. В. Геолого-геоморфологические исследования. 3-й Морской Антарктической экспедиции на д/э «Обь».— Труды Советск. антаркт. эксп., 1961, **19**.
Живаго А. В. Морские геологические работы в 3-м рейсе д/э «Обь». Материалы наблюдений.— Труды Советской Антаркт. эксп., 1961, **22**.

Живаго А. В. Геоморфология и тектоника дна Южного океана.— В сб.: Океанологические исследования, 1965, № 13.
Живаго А. В., Лисицын А. П. Новые данные о рельефе дна и осадках морей Восточной Антарктики.— Изв. АН СССР, серия географ., 1957, № 1.
Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
Заварицкий А. Н. Вулканическая зона Курильских островов.— Вестн. АН СССР, 1946, № 1.
Заварицкий А. Н. Одна из важнейших задач науки о Земле.— Вестн. АН СССР, 1952, № 6.
Зарудская И. П. Методы составления рельефа на гипсометрических картах. М., 1958.
Зарудская И. П., Зенкович В. П. Гипсометрическая карта СССР в масштабе 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР, серия географ., 1961, № 1.
Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги.— В сб.: Океанографические исследования, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Зверев С. М. О строении осадочной толщи некоторых участков Тихого океана по данным сейсмических отраженных волн.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.
Зверев С. М. Сейсмические исследования на море. Изд-во МГУ, 1964.
Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б. Новые данные о тектонике северо-западной подводной возвышенности Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 6.
Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б. Мощность донных отложений в океане.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Здоровенин В. В. Сейсмические исследования в центральной части Тихого океана в 34-м рейсе и/с «Витязь».— Океанология, 1967, **7**, вып. 5.
Здоровенин В. В., Карп Б. Я. Сейсмические исследования в экваториальной зоне западной части Тихого океана в 38-м рейсе «Витязя».— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1970, **87**.
Зенкевич Л. А., Лисицын А. П., Удинцев Г. Б. Глубины океана, как объект изучения.— Успехи в изучении океанических глубин (биология и геология)., М., Изд-во АН СССР, 1959.
Зенкевич Л. А., Бирштейн Я. А. О геологической древности глубоководной фауны.— Океанология, 1961, **1**, вып. 1.
Зенкевич Н. Л. Новая установка для фотографирования морского дна.— Природа, 1954, 8.
Зенкевич Н. Л. Фотокамеры для съемки дна на больших глубинах.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1960, **44**.
Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна северо-восточной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1961, **45**.
Зенкевич Н. Л. Рельеф дна.— В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М., 1961.
Зенкевич Н. Л. Атлас фотографий дна Тихого океана. М., «Наука», 1970.
Зенкевич Н. Л., Петелин В. П. Фотографирование морского дна.— Природа, 1956, № 6.
Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Зенкович В. П., Салманова В. И. Новые карты океанов.— В сб.: Вопросы географии, № 42, Картография, 1958.
Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирного океана. М., Географгиз, 1955.
Зубов Н. Н., Эверлинг Ю. К. Границы частей Мирового океана.— 1940, гл. II, стр. 8.
Иванов М. М. Об аномальности магнитного поля в Атлантическом и Индийском океанах.— Геомагнетизм и аэрономия, 1961, **1**, № 2.
Иванов М. М. О связи магнитного поля в Атлантике с рельефом дна океана.— Геомагнетизм и аэрономия, 1962, **3**, № 4.
Иванов М. М. Некоторые вопросы строения дна Атлантического и Индийского океанов по магнитным данным.— Геомагнетизм и аэрономия, 1963, **3**, № 1.
Иванов М. М. Магнитная съемка океанов.— Геомагнетизм. М., «Наука», 1966, № 7.
Ильин А. В. Новые данные о рельефе дна в районе Командорских островов.— Докл. АН СССР, 1957, **116**, № 3.
Ильин А. В. Рельеф дна Камчатского залива.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1961, **50**.
Канаев В. Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1959, **32**.
Канаев В. Ф. Новые данные о рельефе дна Каролинской котловины.— Докл. АН СССР, 1959, **125**, № 5.
Канаев В. Ф. Рельеф дна Кроноцкого залива.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1959, **36**.

Канаев В. Ф. Рельеф дна Кроноцкого залива.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1959, **35**.

Канаев В. Ф. Новые данные о рельефе дна западной части Тихого океана.— В сб.: Океанологические исследования, № 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Канаев В. Ф. Новейшие вертикальные движения на дне дальневосточных морей. Океанология, 1963, **3**, № 4.

Канаев В. Ф., Ларина Н. И. Подводный рельеф Северо-Курильского района. Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1959, **36**.

Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Изучение подводного рельефа в океанографических экспедициях.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1960, **44**.

Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Происхождение донного рельефа дальневосточных морей СССР. Изд-во МГУ, 1960.

Карп Б. Я. Строение донных осадков Тихого океана вдоль 180-го меридиана.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1970, **87**.

Кобленц-Мишке О. И. Фитопланктон (качественный состав и первичная продукция) северо-восточной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1961,**45**.

Ковылин В. М. Строение осадочной толщи земной коры в юго-западной и центральной частях Тихого океана по данным сейсмических исследований.— Океанология, 1970, **9**, вып. 2.

Коган С. Д. О существовании глубинной фокальной поверхности на границе Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1955, **101**, № 1.

Коган С. Д., Пасечник И. П., Султанов Д. Сейсмические наблюдения советских сейсмических станций в Антарктике.— В сб.: Сейсмические и гляциологические исследования в период МГГ, 1959, № 2.

Коган С. Д., Пасечник И. П., Султанов Д. Д. Сейсмическая карта Антарктики.— Физика Земли, 1965, № 2.

Кондорская Н. В., Тараканов Р. З. Курило-Камчатские землетрясения.— В кн.: Землетрясения в СССР. М., 1961.

Косминская И. П., Зверев С. М. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования (Результаты МГГ).— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.

Корякин Е. Д. Зависимость между гравитационными аномалиями Буге и мощностью земной коры в области Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1959, **129**, № 6.

Красовский Ф. Н. О некоторых научных задачах астрономо-геодезии в связи с изучением строения твердой оболочки Земли.— Труды Ин-та теорет. геофизики, 1947, **2**, вып. 2.

Кроми У. Проект «Мохол». М., «Мир», 1967.

Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Швейковская Н. Н. Аномалия силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. Изд-во МГУ, 1958.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.

Лазарева А. П., Мишарина Л. А. О напряжениях в очагах землетрясений Арктического сейсмического пояса.— Физика Земли, 1965, № 2.

Ланге В. Морская гравиметрия. Перев. с нем. М., «Недра», 1965.

Лапушкин Я. Я. Гидрографическая изученность морей Советского Союза и их картографирование.— Труды Второго географ. съезда, 1948, **1**.

Ларина Н. И. Расчет площадей Тихого океана, его морей и ряда котловин.— Океанология, 1968, **8**, вып. 4.

Ларионова А. Н. Современное состояние вопроса изображения подводного рельефа на географических картах. Географический сборник, № 13. Картография.— Изв. Географ. об-ва, 1959.

Леонтьев Н Ф. Географические основы картографирования подводного рельефа на гипсометрических картах. М., Геодезиздат, 1961.

Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. Изд-во МГУ, 1963.

Линден Н. А. Землетрясения Дальневосточной зоны.— В кн.: Землетрясения в СССР. М., 1961.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.

Лисицын А. П., Безруков П. Л. Морская геология, донные осадки. Глава 8 Анналов Междунар. геофиз. года.— В сб.: Океанологические исследования, № 7. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. Сообщение I.— Изв. АН СССР, серия географ., 1958, № 2.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана.— Изв. АН СССР, серия географ., 1958, № 3.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Современные методы изучения геоморфологии и осадков дна морей Антарктики.— Изв. АН СССР, серия географ., 1958, № 6.
Лисицын А. П., Михальцев И. Е., Сысоев Н. Н., Удинцев Г. Б. Новые данные о мощности и условиях залегания рыхлых отложений в северо-западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1957, **115**, № 6.
Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав донных осадков Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2.
Лонгсет М. Г. Измерение теплового потока вдоль системы срединно-океанических хребтов.— В сб.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
Любимова Е. А., Удинцев Г. Б. Измерение теплового потока через дно океана.— В сб.: Океанологические исследования, № 13. М., «Наука», 1964.
Люстих Е. Н. Тектоника земной коры по гравиметрическим данным.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, **26** (153).
Магидович И. П. Очерки по истории географических открытий.— М., 1957.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
Марова Н. А. Геоморфология района Филиппинского желоба.— Океанология, 1963, **3**, вып. 6.
Марова Н. А. Физиографическая карта западной части Тихого океана.— Океанология, 1967, **7**, вып. 4.
Марова Н. А. Подводный облик океана.— Земля и Вселенная, 1969, № 4.
Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
Милашин А. П., Снеговской С. С., Туезов К. К. Строение осадочной толщи Японского моря по материалам непрерывного профилирования методом отраженных волн.— Докл. АН СССР, 1968, **183**, № 5.
Михайлов О. В. Некоторые новые данные о рельефе дна Курило-Камчатского желоба. Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1970, **96**.
Мишарина Л. А. О напряжениях в очагах землетрясений Атлантического океана.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 10.
Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., «Наука», 1967.
Морской атлас, т. 1. Навигационно-географический. Отв. ред. проф. адм. флота И. С. Исаков. Л., Изд-во Морск. ген. штаба, 1950.
Морской атлас, т. 2. Физико-географический. Отв. ред. проф. адм. флота И. С. Исаков. Л., Изд-во Морск. ген. штаба, 1953.
Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, **32**, вып. 5.
Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Земли.— Геотектоника, 1965, № 6.
Муромцев А. М. Номенклатура основных форм рельефа дна Тихого океана.— Труды ГОИН, 1959, вып. 48.
Мясников В. П., Сорохтин О. Г., Удинцев Г. Б., Ушаков С. А. Механизм гравитационной дифференциации вещества Земли.— Докл. АН СССР, 1971, **199**, № 1.
Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования на морях и океанах (обзор).— В кн.: Успехи в изучении океанических глубин. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Определение силы тяжести на море. Ред. Грушинский Н. П. М., «Недра», 1969.
Осадкообразование в Тихом океане. Отв. ред. Безруков П. Л., кн. 1, 2. М., «Наука», 1970.
Островные дуги. Сборник статей. Под ред. и с предисл. акад. А. Н. Заварицкого. М., 1952.
Павлова А. В. Об изображении подводного рельефа на морских навигационных картах.— Вестн. ЛГУ, серия геол. и географ., 1958, вып. 4.
Петелин В. П. Петрография твердых пород дна.— В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, № 1. М., «Наука», 1970.
Попова А. К., Смирнов Я. Б., Удинцев Г. Б. Глубинный тепловой поток и его связь с тектоническим строением дна Тихого океана.— Океанология, 1969, № 3.
Пущаровский Ю. М. Очерк тектонического строения и развития Алеутско-Аляскинской складчатой зоны.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
Пущаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
Рейтт Р., Фишер Р., Мейсон Р. Желоб Тонга.— В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963.
Романкевич Е. А., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана. Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964.
Рыкачев М. А. Экспедиция «Челленджера» и новейшие исследования океанов в физическом отношении и вообще.— Морской сб., 1881, **2**, № 1.
Рыкачев М. А. Новейшие исследования океанов. СПб., 1881.— Морской сб., 1881, № 5.
Саваренский Э. Г. (ред.). Строение земли по поверхностным сейсмическим волнам. Перев с англ., М., «Мир», 1965.
Сажина Н. Б., Грушинский Н. П. Гравитационная разведка. М., «Недра», 1966.

Санто Т. Разделение юго-западной части Тихого океана на районы с одинаковой дисперсией волн Релея.— В сб.: Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. М., «Мир», 1965.
Сейсмические исследования строения дна морей и океанов.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1970, 87.
Сергеев И. В., Удинцев Г. Б. Открытие и исследование подводной горы Исакова в Тихом океане.— Докл. АН СССР, 1957, **113**, № 5.
Симоненко Т. Н. О привлечении данных магнитометрии для целей выяснения глубинного строения земной коры платформенных областей.— Сов. геология, 1962, № 8.
Скорнякова Н. С. Марганцовые конкреции в осадках Северо-Восточной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1960, **130**, № 3.
Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанология, 1961, **1**, вып. 1.
Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 6.
Снежинский В. А. Практическая океанография. Л., Гидрометеоиздат, 1951, 1954.
Соколова М. Н. Некоторые закономерности распределения пищевых группировок глубоководного бентоса.— Океанология, 1964, **4**, № 6.
Соколова М. Н. О неравномерности распределения пищевых группировок глубоководного бентоса в связи с неравномерностью осадконакопления.— Океанология, 1965, **5**, № 3.
Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенность глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги.— Сов. геология, 1963, № 3.
Сорокин Л. В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М., Гостоптехиздат, 1953.
Сорохтин О. Г. Физико-химические процессы образования ядра Земли и химизм гравитационной дифференциации вещества Земли.— Докл. АН СССР, 1971, **198**, № 6.
Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Возможный механизм образования земной коры.— Докл. АН СССР, 1971, **199**, № 2.
Старицкий К. С. Несколько измерений больших глубин Охотского, Японского морей, Тихого и Индийского океанов. Грунты, водоросли. СПб., 1873.— Морской сб. 1873, № 6.
Степанов В. Н. Размеры основных частей дна морей и океанов.— Бюлл. Океанограф. комиссии АН СССР, 1959, № 3.
Степанов В. Н. Типы строения дна морей Мирового океана.— Бюлл. Океанограф. комиссии АН СССР, 1960, № 5.
Строев П. А., Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования в западной части Тихого океана.— В сб.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1968, вып. 4.
Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. Сб. статей. М., «Мир», 1965.
Сысоев Н. Н., Михальцев И. Е., Удинцев Г. Б., Лисицын А. П. Перспективы изучения мощности рыхлых морских отложений сейсмо-акустическими методами.— Бюлл. совета по сейсмологии АН СССР, 1956, № 2.
Сысоев Н. Н. О течениях в океане.— Докл. АН СССР, 1959, **125**, № 5.
Сысоев Н. Н. К изучению придонной зоны в океане.— Докл. АН СССР, 1961, **137**, № 3.
Тектоника Европы. Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова и Н. С. Шатского. Междунар. геол. конгресс. Объяснит. записка к междунар. геол. карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М., «Наука», 1964.
Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000.) М., «Наука», 1966.
Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. «Недра», 1970.
Тектоническая карта Евразии. М-б 1 : 5 000 000. М., Геол. ин-т АН СССР, МГ СССР, 1966.
Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, м-б 1 : 10 000 000. Колл. авторов. Отв. ред. Пущаровский Ю. М. и Удинцев Г. Б. ГУГК СМ СССР, 1970.
Тихий океан. Карта м-ба 1 : 10 000 000 ГУГК, 1956.
Тихий океан. Карта м-ба 1 : 25 000 000. ГУГК, Мин. геол. и охр. недр СССР, М., 1962.
Тихий океан. Карта м-ба 1 : 10 000 000. ГУГК ГГК СССР. Межвед. геофиз. комитет АН СССР, М., 1964.
Тихонов В. И. Тектоническая схема южной части полуострова Камчатки.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 1.
Токарев П. И. О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчатской зоне.— Бюлл. Вулканол. станции, 1958, № 27.
Трешников А. Ф. Морфологический очерк окраинных морей Антарктики.— В сб.: Гидрология прибрежных Антарктических вод. М., изд-во «Морской транспорт», 1963.
Туезов И. К., Тараканов Р. З. О горизонтальных и вертикальных неоднородностях

земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихоокеанского кольца. II Междунар. океанол. конгресс. Тезисы докладов. М., 1966.
Удинцев Г. Б. К методике эхометрической съемки при морских геологических исследованиях.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1951, № 5.
Удинцев Г. Б. Подводная возвышенность Обручева.— Вопросы географии, 1954, № 35.
Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955, 12.
Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1957, 22.
Удинцев Г. Б. Аппаратура и методика изучения подводного рельефа.— Бюлл. Океанограф. комиссии, 1958, № 2.
Удинцев Г. Б. Исследования рельефа дна морей и океанов. Итоги науки. Достижения океанологии, ч. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Удинцев Г. Б. Результаты сейсмо-акустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от о. Хоккайдо.— Докл. АН СССР, 1959, **129**, № 4.
Удинцев Г. Б. О рельефе дна западной части Тихого океана.— В сб.: Океанологические исследования. МГГ, № 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника западной части Тихого океана. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 10. Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Удинцев Г. Б. Проект легенды для тектонических карт дна океанов для будущих международных тектонических карт мира, № 7. Изд-во МГУ, 1961.
Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— Океанология, 1961, **1**, № 3.
Удинцев Г. Б. Новые данные о рельефе глубоководных желобов западной части Тихого океана.— Труды Океанограф. комиссии, 1962, **10**, вып. 3.
Удинцев Г. Б. Изучение подводного рельефа.— В сб.: Океанологические исследования, МГГ, № 7. М.,, Изд-во АН СССР, 1962.
Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана. Гималайский и Альпийский орогенез. М., «Недра», 1964.
Удинцев Г. Б. Тектоника дна морей и океанов на тектонической карте Евразии. Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964.
Удинцев Г. Б. (ред.). Карта «Рельеф дна Тихого океана», масштаб 1 : 10 млн. ГУГК ГГК СССР. Междуведомственный геофиз. комитет АН СССР, 1964.
Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана.— В сб.: Океанологические исследования. МГГ, № 13. М., «Наука», 1965.
Удинцев Г. Б. Новые данные о строении дна Индийского океана.— Океанология, 1965, **5**, вып. 6.
Удинцев Г. Б. Глубоководное бурение в океане.— Природа, 1969, № 8.
Удинцев Г. Б., Агапова Г. В. О методике морских геоморфологических исследований с применением прецезионного самописца глубин «Ладога».— Океанология, 1964, № 1.
Удинцев Г. Б., Бойченко И. Г., Канаев В. Ф. Рельеф дна Берингова моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1959, **29**.
Удинцев Г. Б., Агапова Г. В., Береснев А. Ф., Буданова Л. Я., Затонский Л. К., Зенкевич Н. Л., Иванов А. Г., Канаев В. Ф., Ларина Н. И., Марова Н. А. Новая батиметрическая карта Тихого океана.— В сб.: Океанологические исследования, МГГ, № 9, М., Изд-во АН СССР, 1963.
Удинцев Г. Б., Здоровенин В. В. Структура осадочного покрова центральной части Тихого океана по данным 34-го рейса «Витязя».— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1970, **87**.
Удинцев Г. Б., Лунарский Г. Н., Маракуев В. И., Баринов Л. Г., Седельников В. Н. Использование фототелеграфного аппарата «Ладога» для регистрации глубин, измеряемых эхолотами.— Океанология, 1962, вып. 6.
Удинцев Г. Б., Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М. Мощность осадочного покрова и строение земной коры в морях и океанах по результатам сейсмо-акустических исследований.— В сб.: Океанологические исследования, МГГ, № 13. М., «Наука», 1965.
Успехи в изучении океанических глубин (биология и геология). Итоги науки. Достижения океанологии, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Ушаков С. А. Геофизические исследования строения земной коры в восточной Антарктиде.— В сб.: Гравиметрия, № 4. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Ушаков С. А. Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии Земли.— Вестн. МГУ, серия геол., 1968, № 3.
Уэрзел Дж. Л. Гравиметрические исследования в Филиппинском море.— II Междунар. океанограф. конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1966.
Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным за 1964 г. Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.

Федотов С. А., Аверьянова В. Н., Багдасарова А. М., Кузин И. Г., Тараканов Р. З. Некоторые результаты детального изучения сейсмичности Южно-Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 5.

Физико-географический Атлас Мира. Изд-во АН СССР и ГУГК, 1964.

Хесс Х. Срединноокеанические хребты и тектоника дна океана. Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.

Хизен Б. К. Ложе океанов.— В сб.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.

Ходжсон Дж. Землетрясения и строение Земли. М., «Мир», 1966.

Чернышева В. И. Оливиновый базальт в районе северного окончания подводного Гавайского хребта. Рукопись, 1963. Фонды Ин-та океанологии АН СССР.

Чернышева В. И. Петрографическая характеристика образцов коренных пород северо-западной части Тихого океана. Рукопись, 1963. Фонды ин-та океанологии АН СССР.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.

Шейнман Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии.— Сов. геология, 1965, № 8.

Широкова Е. И. О напряжениях, действующих в очагах мелких землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 6.

Широкова Е. И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 10.

Энгель А. Е. Дж., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океана. II Междунар. океанограф. конгресс, М., 1966. Основные проблемы океанологии. Доклады на пленарных заседаниях. М., «Наука», 1968.

Юинг М., Хизен Б. Топографические и геофизические данные о желобе Пуэрто-Рико. В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Amand P. St. Circum-Pacific Orogeny.— Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1957, **20**, N 2.

Arrhenius G. Pelagic sediments.— In: The Sea, v. 3. N. Y. Interscience Publishers, 1963.

Arrhenius G. Sedimentary record of long-period phenomena.— In: Advances in Earth Science, 1966.

Atwater T. M., Mudie J. D. Block Faulting on the Gorda Rise.— Science, 1968, **159**, N 3816.

Bathymetric Atlas of the North Western Pacific Ocean. Prepared by Scripps Institution of Oceanography for U.S. Naval Oceanographic Office. Charts Compiled under Direction of T. C. Chase and H. W. Menard. Washington, 1969.

Bathymetric chart of the Adjacent seas of Nippon. 1 : 3 000 000. Sheets 6301, 6302. Maritime Safety Agency Tokyo, 1966.

Bathymetric chart of the Adjacent seas of Nippon 1 : 3 000 000. Sheets 6303, 6304. Maritime Safety Agency Tokyo, 1968.

Barazangi M., Dorman J. World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961—1967.— Bull. Seismol. Soc. America, 1969, **59**, N 1.

Bascom W. A hole in the bottom of the sea. Garden City, N. Y., 1961.

Bencker H. Report concerning the preparation of the third edition of the General Bathymetric Chart of the Oceans.— Internat. Hydrogr. Rev., 1953, **30**, N 1.

Benioff H. Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps.— Bull. Geol. Soc. America, 1949, **60**, N 12.

Benioff H. Crustal strain characteristics derived from earthquake Sequences.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1951, **32**, N 4.

Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure — additional evidence from seismology.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, **65**, N 5.

Benioff H. Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity. Crust of the Earth (a symposium).— Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, **62**.

Benioff H. Circum-Pacific tectonics.— Publ. Domin. Observ., Ottawa, 1957, **20**, N 2.

Best E. The Utu piharau, or Lampreyweir, as constructed on the Whanganui River.— N. Z. J. Sci. and Technol., 1924, **7**, N 1.

Betz F., Hess H. The floor of the North Pacific Ocean.— Geogr. Rev., 1942. **32**.

Bonatti E. Fissure basalts and ocean-floor spreading on the East Pacific rise.— Science, 1968, **161**, N 3844.

Borch C. C. von der. Submarine canyons of Southeastern New Guinea: seismic and bathymetric evidence for their modes of origin. Horace Lamb. Centre for Oceanographical Research, 1968.

Bostrom K., Peterson M. N. A. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific rise.— Econ. Geol., 1966, **61**.

Brodie J. W. Features of the sea floor west of New Zealand.— N. Z. J. Sci. and Technol., 1952, **33**, N 5.

Brodie J. W. Late pleistocene beds, Wellington peninsula.— N. Z. J. Sci. and Technol., Sect. B, 1957, **38**, N 6.

Brodie J. W. Structural significance of sea floor features around New Zealand.— Geol. Rundschau, 1958, **47**, N 2.

Brodie J. W. Bathymetry of New Zealand Region.— N. Z. Oceanogr. Inst. Mem., 1964, N 11.
Brodie J. W. Aotea seamount, Eastern Tasman Sea.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1965, 8, N 3.
Brodie J. W., Hatherton T. The morphology of Kermadek and Hikurangi trenches.— Deep-Sea Res., 1958, 5, N 1.
Budinger T. F. Cobb Seamount.— Deep-Sea Res., 1967, 14.
Budinger T. F., Enbysk B. I. Cobb seamount, a deep-sea feature off the Washington coast.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12.
Bullard E. C. The flow of heat through the floor of the ocean.— In: The Sea, v. 3, N. Y., Interscience Publishers, 1963.
Bullard E. C., Mason R. The magnetic field over the oceans.— In: The Sea, v. 3, 1963.
Bullard E. C., Maxwell A. E., Revell K. R. Heat flow through the deep sea floor.— In: Advances in Geophysics, 1956, 3.
Burckle Z. H., Ewing J., Saito Y., Layden R. Tertiary sediment from the East Pacific Rise.— Science, 1967, 157, N 3788.
Capurro L. R. A. Expedition Argentina al Mar de Weddell (Diciembre de 1954 a Enero de 1955). Buenos Aires, 1955. (Expedition on «General San Martin»).
Carsola A., Dietz R. Submarine geology of two flat-topped Northeast Pacific Seamounts.— Amer. J. Sci., 1952, 250, N 7.
Christoffel D. A. A total field magnetic survey conducted between New Zealand and Antarctica and in the Ross sea.— Univ. Brit. Columbia. Geol. Lab. Sci. Rept., 1961, N 3, June.
Christoffel D., Ross D. Magnetic anomalies south of the New Zealand Plateau.— J. Geophys. Res., 1965, 70, N 2857.
Chujo J. Activity of sonic prospecting of Japan. Government of Japan to Economic Commission for Asia and the Far East.— Third Petrol. Sympos., Tokyo, Japan, 1965.
Cleary J. Azimuthal variation of the Langshot source term.— Earth Planet. Sci. Letters, 1967, 3.
Cole W. S. Large Foraminifera from Eniwetok Atoll Drill Holes Bikini and nearly atolls, Marshall islands. Geol. surv. profes. paper. Washington, Un. St. Gov. Print. office, 1957.
Croizer W. J. The amount of bottom material ingested by holothurians (Stichopus).— J. Exper. Zool., 1918, 26.
Cullen D. A tectonic analysis of the South-West Pacific.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1970, 13, N 1.
Cullington A. L., Hanley A. Magnetic Survey of the Coasts of New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1964, 7, N 4.
Curray J. R. Geologic structure on the continental margin, from subbotom profiles, Northern and Central California.— Geology of Northern California. Bull., 1966, 190.
Curray J. R., Nason R. D. San Andreas Fault North of Point Arena, California.— Bull. Geol. Soc. America, 1967, 78.
Dalrymple G., Cox A. Paleomagnetism, potassium-argon age and petrology of source volcanic rocks.— Nature, 1968, 217, N 5126.
Davis W. M. The coral reef problem.— Amer. Geogr. Soc. Spec. Publ., 1928, N 9.
Deep-Sea Photography. Hersey J. (Ed.), 1967.
Deffeyes K. The Pacific — Cocos-Nasca triple Junction. (Onboard Report), Tigre cruise. Geology Department, Princeton Univ., 08540, 1970.
Dehlinger P., Cokch R., Gemperla M. Continental and oceanic structure from the Oregon coast westward across the Juan de Fuca Ridge.— Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 4, pt. 2.
Den N. Submarine topography and distribution of epicenters of shallow earhtquakes.— Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1968, 20.
Den N., Ludwig W., Murauchi S., Ewing J., Hotta H., Edgar N., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Sato T., Ando S. Seismi refraction measurements in the Northwest Pacific Basin.— J. Geophys. Res., 1969, 74, N 6.
Den N., Murauchi S., Hotta H., Asanuma T., Hagiwara K. A seismic refraction expedition of Tosa Deep-Sea Terrace off Sikoku.— J. Phys. Earth, 1968, 16, N 1.
Dietz R. Geomorphic evolution of continental terrace.— Bull. Amer. Petrol. Geologists, 1952, 39.
Dietz R. Marine geology of Northwestern Pacific: description of Japanese bathymetric chart 6901.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, N 12.
Dietz R. S. Manganese deposits on the Northeast Pacific sea floor.— Calif. J. Mines and Geol., 1955, 51, N 3.
Dietz R. S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 1961, 190, N 4779.
Dietz R. S. Ocean basin evolution by sea floor spreading.— J. Oceanogr. Soc. Japan, 20th Anniversary volume, 1962.

Dietz R., Menard H. Origin of abrupt change in slope of continental shelf margin.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1951, **35**, N 9.
Dietz R., Menard H. Hawaiian swell, deep and arch and subsidence of the Hawaiian islands.— J. Geol., 1953, **61**, N 2.
Dietz R., Menard H., Hamilton E. Echograms of the Mid-Pacific Expedition.— Deep-Sea Res., 1954, **1**, N 4.
Dill R., Dietz R., Stewart H. Deep-sea channels and delta of the Monterey Submarine canyon.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, **65**, N 2.
Doel R. R., Dalrymple G. B. Geomagnetic Polarity Epochs: A new Polarity Event and the Age of the Brunhes — Matuyama Boundary.— Science, 1966, **152**, N 3725.
Dorman J., Ewing M., Oliver J. Study of shear velocity distribution by mantle Rayleigh waves.— Bull. Seismol. Soc. America, 1960, **50**.
Dymond J., Windom H. Cretaceous K-Ar age from Pacific Ocean Seamuonts.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, **4**, N 1.
Eaton J., Murata K. How volcanoes grow.— Science, 1960, **132**, N 3432.
Ecknoff O., Wilkes G. Submarine topography Southwest of the Hawaiian Islands.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, **44**, N 1.
Eiby G. The Wellington profile.— Crustal structure project NZ DSIR Geophys. Mem., 1957, **5**.
Eiby G. The Pencarrow profile.— Crustal structure project NZ DSIR, Geophys. Mem., 1957, **5**.
Elvers D., Mathewson C., Kohler R., Moses R. Systematic ocean surveys by the USC&GSS PIONER 1961—1963. ESSA, 1967.
Emery K. O. Submarine geology of Ranger bank Mexico.— Bull. Geol. Soc. America, 1948, **59**.
Emery K. O. Submarine topography South of Hawaii.— Pacif. Sci., 1955, **9**, N 3.
Emery K. O. The sea off Southern California. John Willey a. Son, 1960.
Emery K. O., Hayashi Y., Hilde T., Kobayashi K., Hakkoo J., Meng C., Niino H., Osterhagen J., Reynolds L., Wageman J., Wang C., Yang S. Geological structure and some water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea.— Technical Bull. ECAF, 1969, **2**.
Engel A., Engel C. Basalts dredged from the North-eastern Pacific Ocean.— Science, 1963, **140**, N 3573.
Engel A., Engel C. Composition of basalts from the Mid — Atlantic Ridge.— Science, 1964a, **144**, N 3624.
Engel A., Engel C. Igneous rocks of the East Pacific Rise.— Science, 1964b, **146**, N 3643.
Engel A., Engel C., Havens R. Chemical characteristics of oceanic basalts and the Upper Mantle.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **176**, N 7.
Ericson D., Ewing M., Wolling G., Heezen B. Atlantic deep-sea sediment cores.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, **72**, N 2.
Ewing J., Ewing M. Sediment distribution of the Mid-Ocean ridges with respect to spreading of the sea floor.— Science, 1967, **156**, N 3782.
Ewing J., Ewing M. Seismic reflection.— In: The Sea, v. 4. N. Y., Interscience Publishers, 1970.
Ewing J., Ewing M., Aitken T., Ludwig W. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling.— The Crust und Upper Mantle of the Pacific Area.— Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 1968, N 12.
Ewing J., Zaunere R. Seismic profiling with a pneumatic sound source.— J. Geophys. Res., 1964, **69**, N 22.
Ewing M., Ewing J. Distribution of oceanic sediments.— In: Studies on Oceanography. Tokyo, 1964.
Ewing M., Ewing J. Marine seismic studies.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, **47**, N 1.
Ewing M., Ewing J., Houtz R., Leyden R. Sediment distribution in the Bellingshausen Basin.— Sympos. on Antarctic Oceanography, 1966.
Ewing M., Heezen B. Oceanographic research programs of the Lamont Geological Observatory.— Geogr. Rev., 1956, **46**, N 4.
Ewing M., Heezen B. Some problems of the Antarctic submarine geology: Antarctica in the I.G.Y.— Geophys. Monthly, 1956, N 1.
Ewing M., Houtz R., Ewing J. South Pacific sediment distribution.— J. Geophys. Res., 1969, **74**, N 10.
Ewing M., Ludwig W., Ewing J. Oceanic structural history of the Bering Sea.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 18.
Ewing M., Saito T., Ewing J., Burckle L. Lower Cretaceous sediments from the Northwest Pacific.— Science, 1966, **152**, N 3723.
Ewing M., Tirey G. Seismic profile.— J. Geophys. Res., 1964, **69**, N 22.
Fabiano E. B. Report of magnetometer survey of total magnetic intensity in the Bering Sea and from Attu, Alaska To Seattle, Washington. Washington, U. S. Dep. Commerce, 1961.

Faibridge R., Stewart H. Alexa bank, a drowned atoll on the Melanesian Border Plateau.— Deep-Sea Res., 1960, **7**, N 2.

Fisher D. et al. Ages of Pacific deep-sea basalts and spreading of the Sea floor.— Science, 1968, **160**, N 3832.

Fisher R. Preliminary report on expedition «Downwind».— Univ. Calif. Scripps Inst. Oceanogr. IGY cruise to the Southeast Pacific. IGY General Report Series, N 2, 1958.

Fisher R. Middle America trench: Topography and structure.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, **172**, N 5.

Fisher R., Engel C. Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga Trench.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, 8.

Fisher R., Heezen B. Summary of Deep-Sea Drilling Project-leg. 6. Manuscript, La Jolla, 1969.

Fisher R., Hess H. Trenches. In the Sea, 1963, **3**.

Fisher R., Norris R. Bathymetry and geology of Sala-y-Gomez Southeast Pacific.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, **71**, N 2.

Fisher R., Raitt R. Topography and structure of the Peru-Chile trench.— Deep-Sea Res., 1962, **9**, N 6

Fisher R., Shor G. Topography and structure of the Middle America Trench. Proc. XX Internat. Geol. Congr., 1958.

Fleming C. The Seas between.— In «The Antarctic today», Wellington, N. Z. Antarctic Soc., 1952.

Fleming C. Trans-Tasmanrelationships in natural history.— In: Science in New Zealand, 1952.

Fleming C. The White Island trench: a submarine graben in the bay of Plenty New Zealand.— Proc. Seventh Pacif. Sci. Congr., 1952, **3**.

Fleming C., Reed J. Mernoo Bank, East of Canterbury, New Zealand.— N. Z. J. Sci. and Technol., 1951, **32**, N 6.

Fleming R. Physical and chemical data, North Pacific ocean, «Brown Bear» cruise 176, July — September 1957, for the IGY of 1957—1958. 1958.

Fleming R. Physical and chemical data, North Pacific ocean. «Brown Bear» cruise 199, July — August 1958, for the IGY of 1957—1958. 1959.

Foster T. D. Heat flow measurements in the northeast Pacific and in the Bering Sea.— J. Geophys. Res., 1962, **67**, N 2991.

Furumoto A., Woollard G. Seismic refraction studies of the crustal structure of the Hawaiian archipelago. Pacific science, 1965, **19**, N 3.

Furumoto A., Woollard G., Campbell J., Hussong D. Variation in the thickness of the crust in the Hawaiian Archipelago.— The crust and Upper Mantle of the Pacific Area.— Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 1968, N 12.

Gaskell T. F., Hill M. P., Swallow I. C. Seismic measurements made by H. M. S. «Challenger» in the Atlantic, Pacific and Indian oceans and in the Mediterranean Sea, 1950—1953.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 1958, **251**, N 988.

Gates O., Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**, N 2.

Geomagnetic Survey Information. Brochure N 2. Washington, U. S. Naval Oceanogr. Office, 1965.

Gibson W. Submarine topography in the gulf of Alaska.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, **171**, N 7.

Gibson W., Nichols H. Configuration of the Aleutian Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, **64**, N 10.

Girdler R. W. Statistical analysis of terrestrial heat flow and seismicity of the Pacific Ocean.— Proc. Eleventh Pacif. Sci. Congr., Tokyo, 1966, **3**.

Goldberg E., Koide M. Rates of sediment accumulation in the Indian ocean. Earth Science and Meteoritics. Amsterdam, 1963.

Griendly G. W., Harrington H., Wood B. L. Geology of New Zealand. N. Z. Geol. Survey, 1959.

Grim P. Seamap Deep-Sea Channel. ESSA Techn. Report ERL 93-POL 2, Washington, 1969.

Grim P. Computer program for automatic plotting of bathymetric and magnetic anomaly profiles. Manuscript, 1970.

Grover I. C. Gravity maps and geology of the Individual Solomon islands and situation report on the surveys of the surrounding seas.— Proc. Eleventh Pacif. Sci. Congr., Tokyo, 1966, **3**.

Guir W. H., Newton R. R. The Earth's gravity field as deduced from the doppler tracking of five satellites.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 18.

Gutenberg B., Richter C. Seismicity of the Earth. Princeton Univ. Press, 1954.

Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains.— Mem. Geol. Soc. America, 1956, **64**.

Hamilton E. L. Marine geology of the Southern Hawaiian Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68, N 8.
Hamilton E. L. Thickness and consolidation of deep-sea sediments.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, **70**, N 11.
Hamilton E. L. Ocean basin ages and amounts of original sediments.— J. Sediment. Petrol., 1960, **30**, N 3.
Hamilton E., Huene R. Kodiak seamount not flat-topped.— Science, 1966, **154**, N 3754.
Hamilton E. L., Rex R. Lower Eocene phosphatized Globigerina Ooze from Sylvania Guyot.— Geol. Survey Profess. Paper, 1959, 260—W.
Hamilton W. Origin of the gulf of California.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, **72**.
Hamilton W. Mesozoic and Cenozoic continental drift in the Southwestern Pacific.— Sympos. on Continental Drift. Montevideo, 1967.
Hamilton W. B., Myers W. B. Cenozoic tectonic relationships between the Western United States and the Pacific basin.— Proc. Conf. Geol. Probl. San Andreas Fault system. Stanford, Univ. Publ. Geol. Sci., 1968, **11**.
Harrison J. C., Brisbin W. C. Gravity anomalies off the West coast of North America. I. Seamount Jaspes.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, **70**, N 7.
Hayes D. A geophysical investigation of the Peru — Chile trench.— Marine Geol., 1966, **4**.
Hayes D., Heirtzler J. Magnetic anomalies and their relation to the Aleutian Island Arc.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 14.
Hays J. Summary of deep-sea drilling. Project — Leg IX. La Jolla, 1970.
Hays J., Opdyke N. Antarctic radiolaria, magnetic reversals, and climatic change.— Science, 1967, **158**.
Heath G. R., Moore T. C. Subbotom profile of abyssal sediments in the Cental Equatorial Pacific.— Science, 1965, **149**, N 3685.
Heezen B. C. The rift in the ocean floor.— Scient. Amer., October 1960.
Heezen B., Glass B., Menard H. The Manihiki plateau.— Deep-Sea Res., 1966, **13**.
Heezen B. C., Hollister C. Deep-sea current evidence from abyssal sediments.— Marine Geol., 1964, **1**, N 2.
Heezen B. C., Tharp M. Physiographic diagram of the South Atlantic Ocean, the Caribbean Sea, the Scotia Sea, and the Eastern Margin of the South Pacific Ocean.— Geol. Soc. America, 1961.
Heezen B., Tharp M. Pacific ocean floor.— Nat. Geogr. Mag., 1969, N 10.
Heezen B. C., Tharp B., Ewing M. The floors of the oceans: I. The North Atlantic.— Geol. Soc. America, Spec. Paper. 1959, **65**.
Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C., Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 6.
Herron E., Heirtzler J. Sea-floor spreading near the Galapagos.— Science, 1968, **158**, N 3802.
Herzen R. von. Heat-flow values from the South-Eastern Pacific.— Nature, 1958, **183**.
Herzen R. von. Geothermal heat flow in the Gulf of California and Aden.— Science, 1963, **140**.
Herzen R. von. Ocean-floor heat-flow measurement west of the United States and Baja California.— Marine Geol., 1964, **1**.
Herzen von *R. P., Langseth M. G.* Present status of oceanic heat-flow measurements.— In: Physics and Chemistry of the Earth, IV, 1965.
Herzen R. P. von., *Uyeda S.* Heat flow through the Eastern Pacific ocean floor. I.— J. Geophys. Res., 1963, **68**.
Hess H. H. Drowned ancient islands of the Pacific basin.— Amer. J. Sci., 1946, **244**, N 11.
Hess H. H. Major structural features of the Western North Pacific, an interpretation of H. O. 5485, Bathymetric chart, Korea to New Guinea.— Bull. Geol. Soc. America, 1948, **59**, N 5.
Hess H. H. History of ocean basins. Petrologic Studies: a volume to Honour A. F. Buddington.— Geol. Soc. America, 1962.
Hess H. H. Seismic anisotropy of the Uppermost Mantle under oceans.— Nature, 1964, **203**, N 4945.
Hess H. H., Maxwell I. Major structural features of the South-west Pacific: a preliminary interpretation of H. O. 5484, Bathymetric chart. New Guinea to New Zealand.— Proc. Seventh Pacif. Sci. Congr., 1949, **2**.
Hill M. A ship-borne nuclear-spin magnetometer.— Deep-Sea Res., 1959, **5**.
Hochstein E. Seismic measurements in the Cook Islands, South-West Pacific Ocean.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1967, **10**, N 6.
Hodgson J. H. The null vector as a guide to regional tectonic patterns.— Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1957, **20**, N 2.
Hodgson J. H., Milne W. G. Direction of faulting in certain earthquakes of North Pacific.— Bull. Seismol. Soc. America, 1951, **41**, N 2.

Hodgson J. H., Storey R. S. Direction of faulting in some of the larger earthquakes of 1949.— Bull. Seismol. Soc. America, 1954, **44**, N 1.
Hollister C., Heezen B. C. The floor of the Bellingshausen sea.— In: Deep-Sea Photography. Hersey (Ed.), 1967.
Holtedahl H. Some remarks on geomorphology of continental shelves off Norway, Labrador and Southeast Alaska.— J. Geol., 1958, **66**, N 4.
Honda H. On the mechanism of deep earthquakes and the stress in the deep layer of the Earth crust.— Geophys. Mag., 1934, 8.
Honda H. The mechanism of the earthquakes.— Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1957, **20**, N 2.
Hoshino M. Southweat Japan Trench.— J. Marine Geol., 1963, **1**, N 2.
Hoshino M. Deep-sea terraces.— J. Fac. oceanorg. Tokai Univ. 1967, N 2.
Hoshino M., Iwabuchi Y. Topography of continental slopes around the Japanese Islands.— J. Fac. Oceanorg. Tokai Univ., 1966, N 1.
Hoshino M., Kowakami K., Kobayashi K., Murauchi S., Sato T., Tomoda Y., Uyeda S., Yasui M. Present state of Japanese investigation of the Western Pacific ocean floor and a proposal for future studies.— La Mer (Bull. franco-japonaise océanogr.), 1969, **7**, N 3.
Hotta H. The structure of Sedimentary layer in the Japan Sea. Geophysical Bull. Hokkaido unwersity, 1967, **18**, N 8.
Hotta H. Stability of crust-mantle structures and tectonics of the island arc and trench system.— J. Phys. Earth, 1970, **18**, N 1.
Hotta H. A crustal section across the Yzu-Ogasawara arc and trench.— J. Phys. Earth, 1970, **18**, N 2.
Houtz R., Ewing J., Ewing M., Lonardi A. Seismic reflection profiles of the New Zealand Plateau.— J. Geophys. Res., 1967, **72**, N 18.
Huene R. von, Shor G. The structure and tectonic history of the Eastern Aleutian trench.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, **80**, N 10.
Hurley R. The geomorphology of abyssal plains in the Northeast Pacific ocean. Univ. California, Scripps Inst. Oceanogr., Ph. D. dissert. (manuscript), 1960.
Ichikawa M. On the mechanism of the earthquakes in and nearly Japan during the period from 1950 to 1957.— Geophys. Mag., 1961, **30**, N 3.
Iljima A. The bottom sediments of the Japan and Kuril Trenches collected by the Ryofu Maru during the Japanese deep-sea expeditions in 1959.— Oceanorg. Mag., 1960, **11**, N 2.
Informal Manuscript Report NM-4-63. Marine Magnetic Profiles in the Pacific ocean 1961—1962. Marine Sciences Dep. U. S. Naval Oceanorg. Office, Washington 20390, 1965.
Inoue M., Nasu N., Hattori M., Honza E. Geological reports of KH-67 5th cruise of the Hakuho-Maru.— J. Marine Geol., 1969, **5**, N 1.
Irving E. Physiographic observations on Mindanao by aerial reconnaissance, and their geological interpretation.— Philippine J. Sci., 1952, **81**, N 2.
Irving E. Geological history and petroleum possibilities of the Philippines.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1952, **36**, N 3.
Isaacks B., Oliver J., Sykes L. Seismology and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 18.
Jennings I. The submarine topography of Bass Strait.— Proc. Roy. Soc. Victoria. New Series, 1959, **71**.
Johnson L., Deffoyes K. The Pacific-Cocos-Nazca Triple junction. Onboard report. Tigre Cruise. leg I, USNS De Steiguer (T — AGORP), 28 April — 27 May, 1970.
Kanamori B. U. Study on the crust mantle structure in Japan.— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., pt 4, **41**, 1963.
Kaula W. M. Jesseral harmonics of the Earth's gravitational field from camera tracking of satellites.— J. Geophys. Res., 1966, **71**, N 18.
Kear D., Wood D. L. The geology and hydrology of Western Samoa. Wellington, 1959.
Kingma L. T. The tectonic history of New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1959, **2**, N 1.
Kossina E. Die Erdoberflache. Handbuch der Geophysik. Bd. 2. B. Guttenberg (Hrsg.). Berlin, 1933.
Krause D. Geology of the sea floor East of Guadalupe Island.— Deep-sea Res., 1961, 8, N 1.
Krause D. Submarine geology north of New Guinea.— Bull. Geol. Soc., America, 1965, **76**, N 1.
Krause D. Geology and geomagnetism of the Bounty region east of the South Island, New Zealand.— N. Z. Oceanogr. Inst. Mem., 1966, N 30.
Krause D. Tectonics, marine geology and bathymetry of the Celebes Sea — Sulu Sea Region.— Bull. Geol. Soc. America, 1966, **77**, N 8.
Krause D. Bathymetry and geologic structure of the North-Western Tasman sea.— Coral

sea — South Solomon sea area of the South-western Pacific ocean.— N. Z. Oceanogr. Inst. Mem., 1967, N 41.
Krause D., Menard H., Smith S. Topography and lithology of the Mendocino Ridges.— J. Marine Res., 1964, **22**, N 3.
Kroenke L. Seismic reflection studees of Sediment thickness the Hawaüan ridge. Pacific science, 1965, **19**, N 3.
Kuno H., Fisher R., Nasu N. Rock fragments and pebbles dredged near Simmu Seamount. Northwestern Pacific.— Deep-Sea Res., 1956, **3**, N 2.
Ladd H., Tracey I. The geology of Bikini, Marshall Islands.— Proc. Seventh Pacif. Sci. Congr., 1952, **3**, Wellington.
Ladd H., Tracey I. Fossil land shells from deep drill holes on Western Pacific atolls.— Deep-Sea Res., 1957, **4**, N 3.
Ladd H., Tracey J., Gross M. Deep drilling on Midway atoll.— Geol. Surv. Profess. Paper 680—A, 1970.
Langseth M. Techniques of measuring heat flow through the Ocean floor. Terrestrial heat flow.— Amer. Geophys. Union Monogr., 1965, N 8.
Langseth M., Grim P., Ewing M. Heat-flow measurements in the East-Pacific ocean.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 2.
Larson R. L., Menard H. W., Smith S. M. Gulf of California: a result of ocean-floor spreading and transform faulting— Science, 1968, **161**.
Larson R., Spiess F. East Pacific rise crest: A near-bottom geophysical profile.— Science, 1969, **163**.
Laughton A. S. Microtopography — In: The Sea, v. 3. N. Y., Interscience Publishers, 1963.
Lee W., McDonald G. The global variation of terrestrial heat flow.— J. Geophys. Res., 1963, 68.
Lee W., Uyeda S. Review of heat flow data.— Amer. Geophys. Union Monogr., 1965, N 8.
Lee W., Uyeda S. Terrestrial heat flow.— Geophys. Monogr., 1965, N 9.
Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, **72**, N 12.
Lensen G. J. Principal horizontal stress directions as an aid in the study of crustal deformation.— Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1960, **24**, N 10.
Linden W. van der. Morphology of the Tasman Sea floor.— N. Z. J. Geol. and Geophys. 1970, **13**, N 1.
Ludwig W., Ewing J., Ewing M. Seismic-refraction measurements in the Magellan Straits.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 8.
Ludwig W., Ewing J., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Hayakawa M., Asanuma T., Ichikawa K., Naguchi I. Sediments and structure of the Japan trench.— J. Geophys. Res. 1966, **71**, N 8.
Luskin B., Heezen B., Ewing M., Landisman M. Precision measurement of ocean depth.— Deep-Sea Res., 1954, **1**, N 3.
Luyendyk B., Mudie J., Harrison C. Lineations of magnetic anomalies in the Northeast Pacific observed near the ocean floor.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 18.
MacDonald G. A. Petrology of the Wallis Islands.— Bull. Geol. Soc. America, 1945, 56.
MacDonald G. Geology of the Midway area, Hawaiian islands.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1969, 680-B.
MacDonald G. Petrology of the basalt cores from Midway Atoll.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1969, 680-B.
McDougall S. Potassium-Argon ages from lavas of the Hawaiian Island.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, **75**, N 2.
Machesky L. F. Gravity relation in American Samoa and the Society islands.— Pacif. Sci., 1965, **19**, N 3.
McKee E. Geology of Kapingamarangi atoll, Caroline islands.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, **69**, N 3.
McKenzie D., Parker R. The North Pacific: an Example of tectonics on a sphere.— Nature, 1967, **216**, N 5122.
MacManus D. A. Major bathymetric features near the coast of Oregon, Washington, and Vancouver Island.— Northwest Sci., 1964, **38**.
MacManus D. A. Blanco fracture zone, Northeast Pacific Ocean.— Marine Geol., 1965, **3**.
MacManus D. Physiography of Cobb and Gorda Rises, Northeast Pacific Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 1967, **78**.
MacManus D., Burns R. Summary of deep-sea drilling project.— leg. 5. Manuscript, La Jolla, 1969.
MacManus D., Burns R. Results of Glomar Challenger — leg. 5. Ocean Industry, 1969.
Malahoff A. Origin of magnetic anomalies over the central volcanic region of New Zealand. Geophys. Monogr. N 12. The crust and Upper Mantle of the Pacific Area. L. Knopoff. Ch. L. Drake and Pembroke J. Hart (Eds). Amer. Geophys. Union, Washington, 1968.
Malahoff A. Gravity anomalies over volcanic regions.— Geophys. Monogr. N 13. The Earth's Crust and Upper Mantle. Pembroke J. Hard (Ed.). Amer. Geophys. Union, Washington, 1969.

Malahoff A. Some possible mechanisms for gravity and thrust faults under oceanic trenches.— J. Geophys. Res., 1970, **75**, N 11.
Malahoff A., Erickson B. Gravity anomalies over the Aleutian Trench.— ES, **50**, N 10, October 1969.
Malahoff A., Moberly R. Jr. Effects of structure on the gravity field of Wyoming.— Geophysics, 1968, **33**, N 5.
Manohar M. Mechanics of bottom sediment movement due to wave action. Beach Erosion Board Corps Engrs. Techn. Mem., 1955, **75**.
Marshall P. Oceania. Handbuch der Regionalen Geologie, 1912, **7** (2).
Mason R. A magnetic survey off the west coast of the United States between latitudes 32° and 36° N longitudes 121° and 128° W.— Geophys. J., 1958, **1**.
Mason R., Raff A. Magnetic survey off the west coast of North America, 32° N latitude to 42° N latitude.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, **72**, N 8.
Matthews D. Tables of the velocity of sound in pure water and sea water for use in echo-sounding and sounding-ranging.— Hydrogr. Dept. Publ., N 282. London, 1944.
Matuyama M. Measurements of gravity over the Nippon Trench on board the J. J. Submarine Ro-57.— Proc. Imp. Acad., 1934, **10**, N 10.
Matuyama M. Gravity survey by the Japanese Geodesic Commission since 1932.— Trav. Assoc. Geodes. Union. Geodes. et Geophys. Sutern. Rapp Cénéraux, **13**, Paris, 1938.
Melson W. Preliminary results of a geophysical study of portions of the Juna de Fuca Ridges and Blanco fracture zone.— Coast and Geodetic Survey Rockville, 1969.
Menard H. W. Sediment movement in relation to current velocity.— J. Sediment Petrol., 1950, **20**.
Menard H. W. Deep ripple-marks in the sea.— J. Sediment Petrol., 1952, **22**.
Menard H. W. Development of median elevations in ocean basins.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, **69**, N 9.
Menard H. W. Distribution et origine des zones plates abyssales. Colloq. internat. Centre nat. rech. scient., 1959, p. 83 (5—12 mai 1958).
Menard H. W. Geology of the Pacific Sea floor.— Experientia, 1959, **15**, N 6.
Menard H. W. Minor lineations in the Pacific basin.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, **70**, N 11.
Menard H. W. Consolidated slabs on the floor of the Eastern Pacific.— Deep-Sea Res., 1960, **7**.
Menard H. W. The East Pacific rise.— Science, 1960, **132**.
Menard H. W. Possible pre-Pleistocene deep-sea fans of Central California.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, **71**, N 8.
Menard H. W. Sea floor relief. United States National Report 1957—1960. 12 General Assambly Jugg.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1960, **41**, N 2.
Menard H. W. The East Pacific rise.— Scient. Amer., 1961, **205**, N 6.
Menard H. W. Some rates of regional erosion.— J. Geol., 1961, **69**, N 2.
Menard H. W. Correlation between length and offset on very large wrench faults.— J. Geophys. Res., 1962, **67**, N 10.
Menard H. W. Marine geology of the Pacific. N. Y., McGraw-Hill, 1964.
Menard H. W. The world-wide oceanic-ridge system.— Philos. Trans. Roy. Soc., 1965, 258.
Menard H. W. Molokai fracture zone.— Phys. and Chem. Earth, 1965, 6.
Menard H. W. Sea floor relief and Mantle convection.— Phys. and Chem. Earth, 1966, 6.
Menard H. W. Permanency of continents and ocean basin lineations.— Nature, 1966, **210**, N 5037.
Menard H. W. Extension of Northeastern Pacific fracture zones.— Science, 1967, **155**, N 3758.
Menard H. W. Sea floor spreading, topography and the second layer.— Science, 1967, **157**, N 3791.
Menard H. W. Some remaining problems in sea floor spreading. The history of the Earth's crust. Princeton Univ. Press, 1968.
Menard H. W. The deep-ocean floor.— Scient. Amer., 1969, **221**, N 3.
Menard H. W. Elevation and subsidence of oceanic crust.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1969, 6.
Menard H. W. Growth of drifting volcanoes.— J. Geophys. Res., 1969, **74**, N 20.
Menard H. W., Allison E., Durham J. A drowned Miocene terrace in the Hawaiian Islands.— Science, 1962, **138**, N 3543.
Menard H., Atwater T. Changes in direction of sea floor spreading.— Nature, 1968, **219**, N 5153.
Menard H. W., Atwater T. Origin of fracture zone topography.— Nature, 1969, **222**, N 5198.
Menard H. W., Chase T. E., Smith S. M. Galapagos rise in the Southeastern Pacific.— Deep-Sea Res., 1964, **11**.
Menard H. W., Dietz R. S. Submarine geology of the Gulf of Alaska.— Bull. Geol. Soc. America, 1951, **62**, N 10.

Menard H. W., Dietz R. S. Mendocino submarine escarpment.— J. Geol., 1952, **60**, N 3.
Menard H. W., Fisher R. Clipperton fracture zone in the Northeastern Equatorial Pacific.— J. Geol., 1958, 66, N 3.
Menard H. W., Hamilton E. Paleogeography of the Tropical Pacific.— 10 Pacif. Sci. Congr. Hawaii, Honolulu, 1961.
Menard H. et al. Guyots in the Southwestern Pacific basin.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, **75**, N 1.
Menard H., Mammerickx J. Abyssal hills, magnetic anomalies and the East Pacific rise.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1967, **2**, Amsterdam.
Menard H. W., Shipek C. I. Surface concentrations of manganese nodules.— Nature, 1958, **182**.
Menard H., Smith S. Hypsometry of ocean basin provinces.— J. Geophys. Res., 1966, **71**, N 18.
Milsom J. S. The evolution of the Lau Ridge, Figi Islands.— Earth. and Planet Sci. Letters, 1970, 8, N 3.
Mogi A., Kato T. A guyot in the northern part of Kyushu-Palau Ridge. Ann. Tahoku Geogr. Assoc., 1964, **16**, N 4.
Mooser F., Maldonado-Koell. XI Gen. Assembly. INGG, Napoli, 1959, Mexican Nat. Rept.
Murauchi S., Den N., Asano Sh., Hotta H., Chujo J., Asanuma T., Ichikawa K., Naguchi J. A siesmic refraction exploration of Kumano Nada (Kumano Sea) Japon.— Proc. Japan. Acad., 1964, **40**, N 2.
Murauchi D. et al. Crustal structure of the Philippine sea. Proc. Eleventh Pacif. Sci. Congr., **3**, Tokyo, 1966.
Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Ichikawa K., Sato T., Ludwig W., Ewing J., Edgar N., Houtz R. Crustal structure of the Philippine sea.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 10.
Nagata T., Oguti T., Kakinuma S. Results of geomagnetic total force survey over Southern Ocean, Indian Ocean and South China Sea. Nat. Antarctic Committee. Sci. Council Japan.
Nasu N., Iijima A., Kagami H. Geological results in the Japanese Deep Sea expedition in 1959. Exploration of the Ramapo Deep in the Japan Trench and the Southermost part of the Kurile trench by the Ryofu Maru.— Oceanogr. Mang., 1960, **11**, N 2.
Nasu N., Sato T. Geological results in the Japanese Deep-Sea Expedition in 1961 (JEDS-4).— Oceanogr. Mag., 1962, 13, N 2.
Nayudu Y. N new hypothesis for origin of guyots and seamount terraces.— In: The crust of the Pacific Basin. Amer. Geophys. Union. Monogr., 1962, **6**.
Nichols H., Perry R. Bathymetry of the Aleutian Arc, Alaska. Chart in scale 1 : 400 000. Essa, 1966.
Normark W., Curray J. Geology and structure of the Tip of Baja California, Mexico.— Bull. Geol. Soc. America, 1968, **79**.
Northrop J., Menard H., Duennebier F. Seismic and bathymetric evidence of a fracture zone on Gorda Ridge.— Science, 1968, **161**.
Northrop G., Raitt R. Seaquakes in the floores sea.— Bull. Seismol. Soc. America, 1963, **53**, N 3.
Nugent L. Elevated phosphate islands in Micronesia.— Bull. Geol. Soc. America, 1948, **59**.
Nugent L. Emerged phosphate islands in Micronesia.— Bull. Geol. Soc. America, 1948, **59**.
Oliver J., Isaacks B. Deep earthquake zones, anomalies structures in the upper mantle, and the lithosphere.— J. Geophys. Res., 1967, **72**.
Oliver J., Isaacks B. Structure and mobility of the crust and mantle in the vicinity of island arcs.— Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 4.
Orlin H Preliminary report on coast and geodetic survey marine gravity observations. Washington, 1961.
Ozima M. et al. Potassium-Argon ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implication.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 2.
Ozima M., Kaneoko S., Aramaki S. K-Ar ages of submarine basalts dredged from seamounts in the Western Pacific area and discussion of oceanic crust.— Earth and Planet Sci. Letters, 1970, 8, N 3.
Perry R. B., Nicols H. Submarine geology of Aleutian arc, Alaska. Proc. Eleventh Pacif. Sci. Congr., N 2, 1966.
Peter G., Elvers D., Gellin M. Geological structure of the Kodijak Islands.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 2.
Peterson M., Edgar N. Deep ocean drilling with Glomar Challenger.— Ocean, 1969, **1**, N 5.
Philips R. P. Seismic refraction studies in Gulf of California.— In: Marine Geology of the Gulf of California.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1964, **3**.
Pittman W. III, *Hayes D.* Sea-floor spreading in the Gulf of Alaska.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 20.

Pittman W., Heirtzler J. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge.— Science, 1966, **154**, N 1164.
Pittman W. III, *Herron E., Heirtzler J.* Magnetic anomalies in the Pacific and sea floor spreading.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 6.
Press P. The Earth's crust and upper mantle.— Science, 1961, **133**, N 3463.
Raff A. Magnetic anomaly over Mohole drill hole.— J. Geophys. Res., 1963, 68, N 3.
Raff A. Sea floor spreading — another rift.— Geophys. Res., 1968, **73**, N 12.
Raff A., Mason R. Magnetic survey off the West coast of North America 40° N latitude to 52° N latitude.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, **72**, N 8.
Raitt H. Exploring the Deep Pacific. London, 1957.
Raitt R. W. Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67, N 12.
Raitt R. Seismic-refraction sutides of Eniwetok Atoll.— Geol. Surv. Profess. Paper, N 260-S, Washington, 1957.
Raitt R. W. Marine seismic studies.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1960, **41**, N 2.
Raitt R. Geophysics of the South Pacific.— Solid Earth and Interface Phenomena, **2**, 1964.
Raitt R., Fisher R., Mason R. Tonga Trench. Crust of the Earth (a symposium).— Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, **62**.
Raitt R. W., Shor G. G. Seismic studies in the Southern California continental borderland.— Proc. sect. 9, 21st Internat. Geol. Congr., Mexico, 1958, **2**.
Raitt R., Shor G., Francis T., Morris G. Anisotropy of the Pacific Upper Mantle.— J. Geophys. Res., 1969, **74**, N 12.
Rees A., Rad U. von, Shepard F. Magnetic fabric of sediments from the La Jolla submarine canyon and Fan, California.— Marine Geol, 1968, 6.
Rex R., Golberg E. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific ocean.— Tellus, 1958, **10**, N 1.
Rhea K., Northrop J., Herzen R. P. von. Heat-flow measurements between North America and Hawaiian Islands.— Marine Geol., 1964, 00.
Richards A. F. Transpacific distribution of floating pumice from Isla San Benedicto, Mexico.— Deep-Sea Res., 1958, **5**, N 1.
Richards M., Vacquier V., Vanvoorhis G. Calculation of the magnetization of uplifts from combining topographic and magnetic surveys.— Geophysics, 1967, **32**.
Riedel W., Funnel B. Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific ocean floor.— J. Geol. Soc. London, 1964, **120**.
Rikitake T., Miyamura S., Tsubokawa I., Murauchi S., Uyeda S., Kuno H., Gorai M. Geophysical and geological data in and around the Japan arc.— Canad. J. Earth Sci., 1968, **5**, N 4.
Ritsema A. R. On the focal mechanism of Southeast Asian earthquakes.— Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1957, **20**, N 2.
Ritsema A. R. Further focal mechanism studies at De Bilt.— Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1960, **24**, N 2.
Ritsema A. R., Veldkamp I. Fault plane mechanism of Southeast Asian earthquakes. Meded. verhandel., 76, 1960.
Rose I. C. Results of marine gravity and magnetic studies of the Solomon islands.— Proc. eleventh Parif. Sci. Congr., 3, Tokyo, 1966.
Ross D. A total magnetic field map of the South-west Pacific ocean between New Zealand and Antarctica.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1967, **10**, N 5.
Ross D. Magnetic and bathymetric measurements across the Pacific-Antarctic Ridge South. of New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1967, **10**, N 6.
Ross D., Shor G. Reflection profiles across the Middle America trench.— J. Geophys. Res., 1965, **70**.
Ruegg W. An intra-Pacific ridge, its continuation onto the Peruvian mainland, and its bearing on the hypothefical Pacific land mass.— Proc. XXI Internat. Geol. Congr., Compenhagen, Sect. X (Submarine Geology), 1960.
Rusnak G. A., Fisher R. L. Structural history and evolution of Gulf of California. Marine geology of the Gulf of California. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. N 3, 1964.
Rusnak G. A., Fisher R. L., Shepard F. P. Bathymetry and faults of Gulf of California. Marine geology of the Gulf of California. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. N 3, 1964.
Santo T. Division of the Pacific area into seven regions in each of which Rayleigh waves have the same group velocties.— Bull. Earthquake Res. Inst., 1963, **41**, p. 4.
Sato T., Aogi S. A guyot at the North Margin of the West Philippine Sea Basin.— Japan. J. Geol. and Geophys. Trans., 1961, 32, (2).
Sato T., Mogi A. Guyots found from the Marshall and East Caroline ridges.— J. Oceanogr. Soc. Japan, 1965, **21**, N 4.
Schimke G., Bufe Ch. Relationship of Chantauqua seamount to Seafloor spreading in the North Pacific ocean.— Nature, 1968, **219**.

Scholl D., Buffington E., Hopkins D. Exposure of basement rock on the continental slope of the Bering Sea.— Science, 1966, **153**, N 3739.
Scholl D., Buffington E., Hopkins D. Geologic history of the continental margin of North America in the Bering sea.— Marine Geol., 1968, 6.
Sclater J., Menard H. Topography and heat flow of the Figi plateau.— Nature, 1967, **216**, N 5119.
Shepard F. Submarine Geology. N.Y. Harper Row., 1963.
Shepard F., Dill R., Rad U. von. Physiography and sedimentary processes of La Jolla submarine Fan and Fan-valley, California.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1969, **53**, N 2.
Shepard F., Emery K. Submarine topography of the California coast: canyons and tectonic interpretation.— Bull. Geol. Soc. America Spec. Papers, 1941, N 31.
Shepard F., Marshall N. Currents in La Jolla and Scripps submarine canyons.— Science, 1969, **165**.
Schofield I. The geology and hydrology of Nine Island. South Pacific. Wellington, 1959.
Shipek C. I. Photographic study of some deep sea floor environments in the Eastern Pacific.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, **71**.
Sholl D., Buffington E., Hopkins D. Exposure of basement rock on the continental slope of the Bering Sea.— Science, 1966, **153**, N 3739.
Shor G. Reflexion studies in the Eastern Equatorial Pacific.— Deep-Sea Res., 1959, **5**, N 4.
Shor G. Seismic refraction studies off the coast of Alaska. 1956—1957.— Bull. Seismol. Soc., 1962, **52**, N 1.
Shor G. Seismic refraction profile in Coral sea basin.— Science, 1967, **158**.
Shor G., Fisher R. Middle America trench seismic refraction studies.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, **72**.
Smith S., Menard H. The Molokai fracture zone.— In: Progress in Oceanography, **3**, 1965.
Spiess F., Lugendyk B., Larson R., Normark W., Mudle J. Detailed geophysical studies on the Northern Hawaiian arch using a deeply towed instrument package. Preprint, 1967, p. 1—28.
Standart J. C. Submarine geology of the Tasman Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, **72**, N 12.
Stauder W. S-wave studies of earthquakes of the North Pacific, Part I: Kamchatka.— Bull. Seismol. Soc. America, 1962, **52**, N 3.
Stauder W. Mechanism of the Rat island earthquake sequence of February 4, 1965 with relation to island arcs and sea-floor spreading.— J. Geophys. Res., 1968, **73**.
Stauder W., Udias A. S-wave studies of earthquakes of the North Pacific, part II: Aleutian Islands.— Bull. Seismol. Soc. America, 1963, **53**, N 1.
Stearns H. Geology of the Wallis Inslands.— Bull. Geol. Soc. America, 1945a, **56**.
Stearns H. Late geologic history of the Pacific basin.— Amer. J. Sci., 1945b, **243**.
Sterndarg R. Recent sediments in Bellington Bay, Washington.— Northwest Sci., 1967, **41**, № 2.
Strange W. E., Woollard G. P., Rose I. C. An analysis of the gravity field over the Hawaiian Islands in terms of crustal structure.— Pacif. Sci., 1965, **19**, N 3.
Suess H. E., Wanke H. On the possibility of a helium flux through the ocean floor.— Progress in Oceanography, v. 3, 1965.
Swallow M. Deep currents in the open ocean.— Oceanus, 1961, **7**, N 3.
Swindle G., Van Andel T. Computer contouring of deep-sea bathymetric data.— Marine Geol., 1969, **7**.
Sykes L. R. Seismicity of the South Pacific ocean.— J. Geophys. Res., 1963, 68, N 21.
Sykes L. The seismicity and deep structure of island arcs.— J. Geophys. Res., 1966, **71**.
Sykes L. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1967, 72.
Talwani M.. Pichon Le X., Heirtzler L. East Pacific rise: the magnetic pattern and the fracture zones.— Science, 1965, **150**, N 3700.
Talwani M., Pichon Le X., Ewing M. Crustal structure of the Mid-Ocean ridges. 2. Commuted model from gravity and seismic refraction data.— J. Gephys. Res., 1965, **70**, N 2.
Tayama R. Coral reefs in the South seas.— Bull. Japan. Hydrogr. Office, II, appendices I and II. Tokyo, 1952.
Taylor D. The Challenger's adventure begins.— Ocean Industry, 1968, N 10.
Terrara G. et al. K-Ar ages of Juan Fernandez Islands and South East Pacific dredge haul.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, **50**, N 4.
Technical Report 105. Operation Deep Freeze 61.
Technical Report 118. Operation Deep Freeze 62.
Technical Report 137. A marine magnetic survey south of the Hawaiian islands. U. S. Naval Oceanogr. Office. Washington, 1962.
The crust of the Pacific basin.— Amer. Geophys. Union. Monogr., 1962, N 6.

The curst and Upper Mantle of the Pacific area.— Amer. Geophys. Union Monogr., 1968, N 12.
The Sea. The earth beneath the sea. v. 3. Hill M. (Ed.), N.Y., Interscience Publichers, 1963.
The Sea, v. 4. Maxwell A. (Ed.). N. Y., Interscience Publishers, 1970.
Thomson A. A., Evison F. P. Thickness of the Earth's crust in New Zealand.— J. Geol. and Geophys., 1962, 5, N 1.
Tomoda Y., Ozawa K. Local magnetic anomaly in the Southern sea between 140° E and 160° W.— La Mer, Bulletin de la Société franco-japonaise d'océanographie, 3, N 1, 1965.
Tomoda Y., Ozawa K. Measurement of total magnetic force in the east part of the Indian ocean.— J. Tokyo Univ. Fisheries (Spec. ed.), 1966, 8, N 2.
Tomoda Y., Seqawa J. Gravity measurement at sea in the regions. Eastern part of the Indian ocean, off Java and Sumatra, Strait of Malacea, South China sea, Bashi channel, East China sea, off Southern coast of Kyushu.— J. Tokyo Univ. Fisheries (Spec. ed.), 1966, 8, N 2.
Tracey Sutton. Summary of Deep-Sea Drilling Project leg 8, Manuscript, La Jolla, 1969.
Uchupi E., Emery K. The continental slope between San Francisco, California and Cedros Island, Mexico.— Deep-Sea Res., 1963, 10.
Udintsev G. B., Dmitriev L. V. Ultrabasic rocks.— In: The Sea, v. 4. N.Y. Interscience Publishers, 1970.
Utsu T. Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone I.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Japan, Ser. 7, Geophys., 1967, 3.
Uyeda S., Horai K., Yasui M., Akamatsu H. Heat flow measurements over the Japan trench during IEDS-4.— Oceanogr. Mag., 1962, 13, N 2.
Uyeda S.. Yasui M., Horai K., Gaby T. Report on geomagnetic survey during IEDS-4.— Oceanogr. Mag., 1962, 13, N 2.
Uyeda S., Sato T., Yasui M., Gaby T., Watanabe T., Kawada K., Hagiwara P. Report on geomagnetic survey in the Northwestern Pacific during IEDS-VI, IEDS-VII and IEDS — VIII.— Bull. Earthquake Res. Inst., 1964, 42.
Uyeda S., Richard M. Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese islands.— Bull. Earthquake Res. Inst., 1966, 44.
Uyeda S., Vacquier V. Geothermal and geomagnetic data in and around the Island arc of Japan. The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area.— Amer. Geophys. Union. Geophys. Monogr., 1968, 12.
Vacquier V. A machine method for computing the magnitude and the direction of magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and a magnetic survey.— Proc. Benedum Earth Magnetism Sympos., 1962.
Vacquier V., Raff A., Warren R. Horizontal displacements in the floor of the Northeastern Pacific ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 8.
Vacquier V., Sclater J. et al. Report of geothermal survey off the coast of Japan on R/V «Argo». Proc. Eleventh Pacif. Sci. Congr., 3 Tokyo, 1966.
Vacquier V., Uyeda S. Paleomagnetism of nine seasmounts in the Western Pacific and of three volcanoes in Japan.— Bull. Earthquake Res. Inst.. 1967, 45.
Vacquier V., Uyeda S., Yasui M., Sclater J., Corry C., Watanabe T. Studies of the thermal state of the earth. The 19th paper: heat-flow measurements in the Northwestern Pacific.— Bull. Earthquake Res Inst., 1966, 44.
Vening-Meinesz F. A. Gravity expeditions at sea 1923—1938, v. 4, Delft, 1948.
Vine F. Spreading of the ocean floor, new evidence.— Science, 1966, 154, N 3755.
Vine F., Matthews D. Magnetic anomalies over ocean ridges.— Nature, 1963, 199.
Vine F., Wilson J. Magnetic anomalies over a young oceanic ridges off Vancouver island.— Science, 1965, 150.
Wadati K., Hirono T., Yumura T. The absorbtion of transverse waves in the upper mantle under Japan (abstract). Gen. Assembly IUGG Abstr. Papers, 2, IASPEI-154, 1967.
Wasserburg G., Craig H., Menard H., Engel A., Engel C. Age and composition of a Bounty islands granite and age of a Scychelles islands granite.— J. Geol., 1963, 71, N 6.
Waterhouse J. B. Recent French contribution to the geology of New Caledonia.— N.Z.J. Sci. and Technol., 1956, 37, N 5.
Weibull W. The thickness of ocean sediments measured by a reflection method.— Göteborgs Kgl. vet-och vitterhets-samhäl. handl., 1947.
Wilson J. T. Pattern of uplifted islands in the main Pacific ocean basins.— Science, 1963, 139, N 3555.
Wilson J. T. Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of scientific Unions line: Proposed western margin of the East Pacific ridge.— Nature, 1965, 207, N 5000.
Wilson J. T. A symposium on continental drift. XIII. Evidence from ocean islands suggesting movement in the earth.— Philos. Trans. Roy. Soc., 1965, 258.
Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift.— Nature, 1965, 207, N 4995.

Wilson J. T. Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver islands.— Science, 1965, **150**, N 3695.
Winterer E. L., Currey I. R., Peterson M. N. Geologic history of the intersection of the Pioneer Fracture zone with the Delgada Deep-Sea Fan, Northeast Pacific.— Deep-Sea Res., 1968, **15**, N 5.
Winterer E. L., Riedel W. Summary of Deep-Sea Drilling Project leg 7. Manuscript, La Jolla, 1969.
Wiseman J., Ovey C. The general bathymetric chart of the ocean.— Deep-Sea Res., 1955, 2, N 4.
Woollard G. P. Crustal structure from gravity and seismic measurements.— J. Geophys. Res., 1959, 64, N 10.
Woollard G., Strange W. Gravity anomalies and the crust of the earth in the Pacific Basin. The crust of the Pacific basin.— Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 1962, N 6.
Worzel L. Extensive deep-sea subbottom refractions identified as white ash.— Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1959, **45**, N 3.
Worzel J. L. Pendulum gravity measurements at sea 1936—1959. N.Y.— Lamont Geol. Observ. Contrib., N 807, 1965.
Worzel J. L. Advances in marine geophysical research of continental margins.— Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 4. N.Y.
Worzel J., Harrison J. Gravity at sea.— In: The Sea, v. 3., Interscience Publishers, 1963.
Worzel J., Talwani M., Landisman M. Gravity anomalies in seamounts. Assoc. Seismol. and Phys. Interior Earth, Helsink. Abstr., N 50, 1960.
Yasui M., Hoshimoto Y., Uyeda S. Geomagnetic studies of the Japan Sea (I).— Anomaly pattern in the Japan sea.— Oceanogr. Mag., 1967, **19**, N 2.
Yasui M., Kishii T., Sudo K. 4. Terrestrial heat flow in the Okhotsk sea (1).— Oceanogr. Mag., 1967, **19**, N 1.
Yasui M., Kishii T., Watanabe T., Uyeda S. Studies of the thermal state of the earth. The 18th Paper: Terrestrial heat flow in the Japan sea (2).— Bull. Earthquake Res. Inst., 1966, **44**.
Yasui M., Kishii T., Watanabe T., Uyeda S. Heat flow in the Sea of Japan.— Amer. Geophys. Union. Monogr., 1968, N 12.
Yasui M., Nagasaka K., Kishii T., Halunen A 4. Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea (2).— Oceanogr. Mag., 1968, **20**, N 1.
Yasui M., Watanabe T. Studies of the thermal state of the Earth. The 16th paper: Terrestrial heat flow in the Japan Sea (I).— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1965, **43**.
Zeigler J. M., Athearn W. D., Small H. Profiles across the Peru-Chile trench. Deep-Sea Res., 1957, 4, N 4.

Указатель географических названий составлен с целью облегчить читателю поиск основных сведений о различных географических, преимущественно геоморфологических объектах. В него включены, однако, далеко не все случаи, когда те или иные географические объекты лишь упоминаются в тексте, а большей частью те, где читатель найдет более или менее конкретную информацию.

СОКРАЩЕНИЯ

полуостров — п-ов
остров — о.
острова — о-ва
залив — зал.
скала — ск.
хребет — хр.
мыс — м.
пролив — пр.
котловина — котл.
гора — г.
архипелаг — арх.
атолл — ат.
банка — б-ка
банки — б-ки
возвышенность — возв.
вулкан — влк
ледник — ледн.

Абаянг о. 212
Абемама о. 212
Авачинский зал. 276, 277
Авон о. 307
Авось ск. 276
Австралийский проход 84
Австрало-Антарктическое поднятие (хр.) 230, 305, 322, 325
Австралия 77, 78, 303, 304, 305
Адах о. 268
Аделейд о. 326, 327
Адмиралтейства о-ва 298, 299, 301
Адунара о. 82
Адэр м. 323, 324, 325
Аилингилаэ о. 210
Аилингалапалап ат. 210
Аилук о. 210
Аитутаки о. 132
Айанте б-ка 206
Акиаки о. 198
Аконкагуа г. 333
Актеон о. 198
Александра арх. 80
Алеутская абиссальная равнина 169
Алеутская островная дуга (гряда, о-ва) 16, 27, 33, 44, 50, 54, 78, 266, 268, 270, 351
Алеутский вал 169
Алеутский бенч 268
Алеутский желоб 33, 266, 270
Алихос скалы 158
Алор о. 82
Алсен каньон 173
Альбатрос поднятие 147, 149, 157, 230, 236, 241
Альберт-Мейер риф 134
Аляска зал. 16, 27, 78, 169, 340
Аляска п-ов 266, 268
Аляскинская абиссальная равнина 172
Аману о. 198
Амундсена море 325, 326
Амундсена разлом 138, 139
Амчитка пр. 268
Анадырский зал. 77
Андреяновские о-ва 169, 268
Анды горы 331, 333—335
Анна о. 200
Ансом возв. 94
Антарктида 16, 31, 77—79, 323—325
Антарктика 63
Антарктический п-ов (см. также Земля Грейама) 326, 327—331
Антверпен о. 327, 329
Антильская островная дуга 328—329
Антиоп риф 134
Антиподов о-ва 319, 322
Анто о. 119
Ануда о. 89
Аотеа г. 308
Аранука о. 212
Аратуа (Рюрик) о. 200
Арафурское море 343
Аргуэло конус выноса 166
Арно ат. 210
Арораэ о. 212
Астория желоб 175
Атафу о. 127
Атлантический океан 17, 31, 55, 77, 116
Атиу о. 132, 133
Атха о. 268
Аур ат. 210
Афогнак о. 268
Ахунуи о. 200

Бабар о. 82
Бабелтуап о. 298
Бали о. 82

Баллени о-ва 234, 323
Баллени хр. 323
Бамптон о. 307
Банда желоб 90, 353
Банда море 287, 301, 353
Банкса п-ов 314, 320
Баранова желоб 173
Барбадос о. 329
Бас (Маротири) о-ва 132, 134
Бассов пр. 82, 304, 305
Батаан о. 89
Бауи г. 173
Баунти желоб 308, 320,
Баунти о. 319, 320, 322
Бауэр разлом 145
Бауерса хр. 217, 272, 273
Баха Калифорния горы 160, 162, 226
Беверидж риф 134
Безлунные горы 162
Бейгл г. 152
Бейкер желоб 173
Бейкер о. 127, 128
Беллинсгаузена о. 202
Беллинсгаузена котл. 137, 326, 327, 344
Беллинсгаузена море 326, 327
Беллона риф 307
Берд о. 306
Бердвуд б-ка 328, 330, 331
Берег Георга V 324
Берег Джорджа Брайана 326
Берег Отса 324
Берег Роберта Инглиша 326
Берег Уолгрина 326
Берег Фальера 326
Берег Эйтса 326
Берингов пр. 81, 84
Берингово море 78, 263, 268, 270, 342
Берку г. 306
Берни о. 127
Беру о. 212
Бетти г. 166
Бигль гряда 305
Бикар ат. 320
Бикини ат. 210, 211
Биско о. 327
Бисмарка арх. 89
Бишоп-энд-Кларк с. 234, 322
Ближние о-ва 268
Ближний пр. 268
Бланко разлом 243
Богорова хр. 266
Богослов о. 268
Болле-Пирамид о. 307
Большой Барьерный риф 210, 304
Большой Коралловый риф Кука 310
Бомбараи п-ов 82
Бонин (Огасавара) о-ва 97, 288, 292, 351
Бора-Бора о. 200, 202
Борнео о. 210
Бородино возв. 349
Бородино (Смит) о. 327
Бородино (Дайто) о-ва 288
Бофорта о. 325
Брабант о. 327, 329
Брансфильд пр. 327, 329
Браун г. 173
Бристоль зал. 268
Броутона о. 276
Буби риф 307
Бугенвильский желоб 301, 302
Булдырь о. 268
Бурика м. 336
Буссоль пр. 273, 275, 276, 281
Бэр о. 326
Бэрд-дип желоб 322
Бюффон риф 134

Вавау о. 314
Вавитао (Раиваевае) о. 132, 133
Ваиратеа о. 198
Ваитупу о. 212
Вакатане грабен 313
Ванавана о. 198
Ван-ден-Бос м. 82
Ватубела о. 82
Вашингтон о. 196
Веллингтон о. 330
Весл-Айленд о. 306
Викар о. 110
Виктория о. 222
Виль-де-Тулуз ск. 157
Вильсон-Промонтори м. 82
Вирике б-ка 324
Витязя г. 126
Витязя желоб 89
Витязя хр. 273, 281
Волеау ат. 206
Волкано дуга 106
Волкано (Иводзима) о-ва 292, 294
Воронина м. 324
Восток о. 197
Восточно-Каролинская котл. 58, 114
Восточно-Китайское море 285, 287, 342, 343
Восточно-Марианская котл. 39, 58, 105, 344
Восточно-Меланезийская дуга 118, 351
Восточно-Тихоокеанское поднятие 44, 54, 59, 131, 146, 225, 232, 236, 237—239, 241, 255
Вото ат. 210
Вотье ат. 210
Вуат-Оно риф 312
Вулверин б-ка 312
Вудворт г. 173

Гавайи о. 160, 186, 188
Гавайские о-ва 15, 48, 57, 58, 59, 77, 344
Гавайский вал 158, 162, 186, 188, 192, 347
Гавайский прогиб 158, 162, 176, 178, 192
Гавайский свод 158, 160, 162, 165
Гавайский хр. 43, 186, 188, 192, 193, 348
Гавр желоб 313
Гавр ск. 314
Гагарина г. 156
Галапагосские о-ва 12, 44, 149, 155, 248, 249
Галапагосский разлом 151, 155, 347
Галапагосское поднятие 54, 138, 142, 145, 146
Галапагосский хр. 22
Гамбье о-ва 198, 200
Гарднер (Нукумано) о. 127
Гарднер о. 187
Гваделупа о. 11, 57, 159, 162

Гвадалупе г. 98
Гватемальская котл. 147
Гендерсон о. 198, 200
Георга VI пр. 327
Гера б. 212
Гербер влк. 314
Герон-Айленд о. 304
Гест о. 326
Гилберт г. 173
Гилберта о-ва 120, 121, 209, 210, 212, 225
Гисборн влк. 314
Глинер риф 134
Глубокие равнины 166
Горда уступ 168, 184
Горда хр. 243, 246
Горелый о. 268
Горн. м. 78
Грахем г. 173
Гряд и желобов провинция 172, **174**, 182, 243
Гуайд г. 174
Гуам о. 297
Гуин г. 173

Д'Антеркасто риф 310
Дарвина б-ка 212
Дарвина поднятие 58, 110, 227, **256**, 257
Дарт м. 138, 326
Дафф о. 89
Дейнджер о. 222
Делгада конус выноса 166, 167
Денсон г. 173
Дервент-Хантер г. 307
Дериксон г. 169, 173
Джабвот о. 210
Джалуит ат. 210
Джарвис о. 126, 127
Джаспер г. 162
Джемо ат. 210
Джервис-бей зал. 304
Джиакомини г. 173
Джонстон о. 195, **196**
Дзимму г. 194
Дзингу г. 194
Дикенс г. 173
Дисаппойнтмент о. 198
Дискавери б-ка 322
Дрейка пр. 16, 84, 330, 331
Дургин г. 173
Дьюк-оф-Глостер о. 200
Дюран о. 312
Дюрвиля море 323—325
Дюси о. 198, 200

Евразия 40, 77, 323

Жермен г. 155

Западно-Каролинская котл. 58, 111
Западно-Марианская котл. 94, 289
Западно-Меланезийская дуга 115, 116, 351
Западно-Меланезийский желоб 114, 301
Западно-Чилийское поднятие (вал) 54, 142, 247, 330, 331
Западные о-ва 298, 299, 301
Земля Адели 324
Земля Александра I 326
Земля Виктории 79, 326
Земля Грейама 82, 326
Земля Мэри Бэрд 323, 326
Земля Элсуэрта 326
Зенкевича вал 98, 101, 102, 279
Зондский пр. 82, 84
Зубова г. 108, 109
Зульцбергера зал. 326

Игарусе влк. 314
Иглстон риф 212
Идзу о-ва 292
Идзу-Бонинский вал 98
Идзу-Бонинская дуга 282, 351
Идзу-Бонин о-ва 294, 298
Идзу-Бонинский желоб 282, 294, 349
Изелин б. 234
Императорские горы (Северо-Западный хр.) **192**, 193, 194, 195, 216, 225
Индонезия 50
Индийский океан 31, 55, 77
Ионы о. 80
Иосемите о. 142
Исабель о. 248
Исакова г. 98, 105
Исаноцкий пр. 268
Ифалик ат. 206

Йорк м. 303

Кадьяк о. 268, 270, 271
Кайман желоб 327
Калифорнийский бордерленд 163, 183, 243
Калифорнийский зал. 54, 78, **241**, 242, 243, 337
Калифорнийский п-ов 159, 337
Калифорния г. 157
Калифорния 57, 77
Камчатка п-ов 12, 77, 264, 275
Камчатский зал 268, 277
Камчатский пр. 97, 268, 277, 349
Кан о. 82, 90
Канага о. 268
Канму г. 194
Кантон (Аба-Рирнига) о. 127
Као влк. 314
Капингамаранги вал 118, **208**, 209, 225, 308, 347, 353
Капингамаранги о. 209
Каприкорн г. 134
Кариман о. 82
Карнеги хр. 247—249
Карнеги вал 155
Каролайн ат. 197
Каролинские о-ва 48, **119**, 206, 298
Каролинский вал 58, 59, 112, 114, 121, **206**, 207, 225, 298
Каронделле риф 127
Карритуок г. 134
Каскадия желоб 175
Каскадия абиссальная равнина 174
Каулау о. 186, 187
Кауаи о. 186, 187
Кауи г. 173
Кахала влк. 186
Каяк о. 270
Квадженлейн ат. 210
Кейп Джонсон г. 203
Келсо-бенк б-ка 307
Кенай п-ов 266, 268
Кени риф 306

Кермадек о-ва (дуга) 15, 80, 86, 88, 91, 95, 313, 314, 317
Кент о. 304
Кепл-бенк б-ка 307
Кермадек желоб 314, 315
Кертис о. 304, 314
Кии п-ов 285
Килауэа влк. 186, 188
Кили о. 210
Килинаилау ат. 209
Киммей г. 194
Кинг о. 304
Кингмен риф 196
Кита-Дайто-Джима о. 210
Кларион о. 158
Кларион разлом 14, 151, 157, 165, 347
Кларк о. 305, 328
Клиппертон о. 151, 184
Клиппертон разлом 15, 149, 150, 151, 155, 347
Кобб г. 174, 227, 246
Кодьяк г. 173
Кокос о. 248
Кокос хр. (вал) 147, 247—249, 337
Колвилл м. 312, 313
Колвилл-Лау хр. 312, 313
Командорская гряда 266
Командорские о-ва 268, 270
Комодо о. 82
Контрерас о. 331
Кооперации зал. 324
Коралловое море 301, 302, 307, 308, 342, 343
Коралловый о. 154
Королевы Шарлотты желоб 173
Королевы Шарлотты о-ва 173
Коромандель п-ов 312
Коромандель хр. 311
Коромандель-Лоялти хр. 311, 312
Корриентес м. 336
Косегена м. 336
Кото о-ва 306
Коулкен о. 325
Коффс-харбор зал. 304
Крест г. 158
Креста зал. 77
Крозе г. 119
Кроноцкий зал. 277, 281
Крузен о. 326
Крузенштерна пр. 273, 276
Крысьи о-ва 268
Кука вал 136
Кука зал. 270
Кука о-ва 126, 136, 222
Кука (Южные) о-ва 131, 132, 134
Кука пр. 307
Кулпеппер о. 248
Куон ат. 206
Куриа о. 212
Куре ат. 186, 187
Курило-Камчатская островная дуга 44, 54, 271, 275, 276, 278, 297, 351
Курило-Камчатский желоб 15, 77, 277, 347, 348
Курильская котл. 279, 281
Курильские (М. и Б.) о-ва 12, 273
Кусайе о. 116, 119, 120
Кыска о. 268
Кэмпбелл впадина 124
Кэмпбелл г. 174
Кэмпбелл о. 319, 322, 323
Кэмпбелл плато 319, 320, 322
Кюсю о. 282
Кюсю-Палау хр. 111—113, 288, 298

Лабрадор п-ов 325
Лайн вал 195
Лайн (Фаннинг) горы 122
Лайн о-ва 122, 125, 126, 155, 156, 157, 195, 225
Лайн хр. 195
Ланаи о. 186, 187
Ланкастер (Нельсон) риф 133
Лаперуза пр. 282
Лау желоб 313
Лау о. 312
Лаэ ат. 210
Леди Элгин риф. 206
Лейсан о. 187
Лейт влк. 314
Лети о. 82
Ликип ат. 210
Линн г. 155
Лип о. 210
Лисьи о-ва 268
Лисянского о. 187
Лифука о. 314
Ломблен о. 82
Ломбок о. 82
Лорд-Хау хр. 306, 307, 308, 311
Лоялти о-ва 311, 312
Луисвилл г. 135
Лусон о. 89
Льюльяльяко г. 333

Магеллanов пр. 333, 334
Магеллановы горы 108—111
Майана о. 212
Майджуро ат. 210
Маканруши о-ва 276
Макарова г. 98, 105
Макатеа о. 200
Макин о. 212
Макин-Меанг о. 212
Мак-Кин о. 127
Мак-Кинли г. 270
Маккуори о. 234, 249, 305, 323
Маккуори хр. 306, 322, 323
Маколей о. 314
Малаккский пр. 1, 82, 84
Малоэлап ат. 210
Мальпело о. 146
Малый Ярославец о. 327
Мангаиа о. 132, 134
Мангарева о. 198, 200
Манихики о. 222
Манихики поднятие (возв.) 39, 122, 130, 132, 222, 224
Мануа (Херви) о. 132, 133
Мапия ат. 112
Маракей о. 212
Маре о. 312
Марианская дуга 288, 292, 297, 298
Марианская котл. 94
Марианские о-ва 77, 292, 294, 297
Марианский вал 108, 110, 111
Марианский желоб 77, 108, 292, 294, 298, 351, 352
Мариборо о. 304

Мария о. 198
Мария (Холл) о. 132, 133
Мария-Тереза риф 135
Маркизские о-ва 152, 153, **154**, 184
Маркизский вал 153
Маркизский разлом 151, 347
Маркус о. 108, 202, 203
Маркус-Неккер вал (горы) 225
Маркус-Уэйк вал 202, 347
Маркус-Уэйк горы 98, 105, 121, **202**
Маро риф 187
Марокуа о. 200
Мароне о. 198
Марутеа о. 198
Маршаллов вал 211
Маршалловы о-ва 48, 110, 118, 121, 209, 210
Маршанд г. 173
Мас-А-Тьера о. 142
Мас-Афуэра о. 142
Матахива (Лазарева) о. 200
Математиков горы 157, 242
Мауи о. 160, 186, 187, 188
Мауке о. 132, 133
Мауна-Кеа влк. 186, 188
Мауна-Лоа вкл. 186, 188
Маупити (Маруа) о. 200, 202
Меджит о. 210
Меланезийская котл. 58, **116**
Меланезийская островная дуга 59
Меланезийское плато 15, 212
Меланезия 80
Меллиш г. 166
Мендосино разлом 15, 44, 151, 165, 166, 167, 168, 182, 183, 193, 347
Мендосино уступ 167
Мендосино хр. 167, 184, 179
Мерну б-ка 319, 320
Меррей г. 173
Меррей разлом 44, 151, 164, 182, 347
Меруа ледн. 325
Мехетиа о. 200
Миддлтон о. 270, 271, 307
Мидуэй ат. 165, 186, 187, 188
Миклухо-Маклая г. 206
Микронезия 80
Мили ат. 210
Милл возв. 234, 305
Миллер г. 173
Милуоки г. 194
Минданао о. 288
Минерва риф 307, 312
Митиеро о. 132, 133
Митре о. 89
Могами риф 206
Моза м. 324
Мозер г. 173
Мозес риф 132
Мокил о. 116, 119
Молден о. 197
Молокаи о. 158, 160, 186, 187
Молокаи разлом 151, 158—160, 165, 183, 347
Молуккские о-ва 80, 91
Молуккское море 287
Монтегю о. 270
Монтерей конус выноса 165, 166
Мопелиа о. 202
Морель влк. 314
Морсби желоб 173
Мортон г. 174
Мотане о. 154
Мотуики о. 154
Мотуити (Тубуаи) о. 200, 201
Моусон б-ка 324
Музыкантов горы 166
Муклук желоб 172
Муреа о. 200, 201
Муруа (Вудларк) о-ва 301, 302
Муссау о. 115, 116
Муссау сброс 115, 116
Муссау хр. 347
Мэри г. 162

Наварин м. 266
Наку-Ку о. 154
Нампо котл. 288
Наморик ат. 210
Наму ат. 210
Нана г. 119
Нансей (Рюкю) о-ва гряда 282, 285, 287
Нансей (Рюкю) желоб 287
Нансена о. 327
Нануманга о. 212
Нанумеа о. 212
Напоу о. 154
Напука о. 198
Наска котл. 144
Наска хр. 144, 215, 216
Нассау о. 222
Науру о. 116, 118, 119
Науру-Ошен плато 118, 119—121
Нгатик о. 209
Неграбен Таупо сброс 313
Неккер о. 165, 187, 203
Неккер хр. 165, 203, 204
Ниихау о. 186, 187
Нинниса ледн. 324
Нинтоку о. 194
Ниуатобутабо влк. 314
Ниутас о. 212
Ниуэ (Савидж) о. 134, 226
Нихоа о. 187
Новая Британия о. 298, 299, 301, 302
Новая Гвинея о. 111, 113, 298, 299, 301, 302
Новая Зеландия 15, 16, 78, 305—308, 310, 311, 314, 315, 317, 319, 320, 322
Новая Ирландия о. 298, 299, 301, 302
Новая Каледония о. 48, 302, 308, 310—312
Ново-Британский желоб 301
Ново-Гвинейская котл. 95
Ново-Гвинейский желоб 112
Ново-Гвинейское море 298, 299, 301
Ново-Гебридские о-ва (см. Новые Гебриды о-ва)
Ново-Гебридский желоб 302, 312
Новозеландский порог 322
Новозеландский проход 54, 230, 331
Новозеландское (Кемпбелл) плато 308, 319, 320, 322, 349
Ново-Каледонская котл. 307, 308
Новые Гебриды о-ва 48, 302, 303
Новый Ганновер о. 298, 299, 301, 302
Нокс о. 210
Номои о. 206, 209
Ноноути о. 212
Норз-Таранки зал. 308
Норфолк о. 310
Норфолк хр. 308, 311

Нугурия ат. 209
Нуи о. 212
Нукулаелаэ о. 212
Нукуману ат. 209
Нукунау о. 212
Нукуноно о. 127
Нукутаваке о. 198
Нукуфетау о. 212
Нуку-Хива о. 154
Нунивак о. 80
Нуракита о. 118, 212
Ньюфаундленд о. 325

Оаху о. 162, 186, 187, 188
Обсерватории-кей о. 307
Обручева возв. 97, 169, 194, 216, 217, 349
Общества вал 200, 202
Общества о-ва 200
Огненная Земля 77, 328, 330, 333
Огнеземельский желоб 138, 139, 140, 331, 334
Одесси г. 173
Одзин г. 194
Океания 80
Окленд о. 319, 320
Окленд п-ов 308
Олюторский м. 87
Оно-Илау о. 312
Онотоа о. 212
Онтонг-Джава ат. 209
Орн г. 135
Оролук ат. 206
Орохена г. 201
Осборн г. 134
Осуми пр. 282
Охотское море 12, 40, 44, 63, 78, 263, 342, 343
Ошака г. 173
Ошен о. 116, 118, 119
Оэно о. 198, 200

Пайонир разлом 44, 151, 166, 167, 182, 347
Пакин о. 119
Пактолус б-ка 139
Палау желоб 294, 298
Палау о. (дуга) 112, 288, 292, 298
Палмерстон о. 132, 224
Пальмера о. 327
Пальмира о. 196
Панамская котл. 44, 54, 59, 146, 248, 249, 344
Панамский зал. 78, 337
Пантар о. 82
Папанина г. 194
Парамушир о. 281
Пересе-вела риф 288
Паркер г. 173
Пасхи о. 142, 145, 214, 236, 238, 254
Пасхи разлом 347
Паттон г. 173
Пегасус зал. 313—315
Пеликан б-ка 160
Пеннел б-ка 325
Перл-энд-Гермес ат. 165, 187
Перуанская котл. 145, 344
Перуанский желоб 145, 333—335
Перуанско-Чилийский желоб 15, 77, 330, 332
Петерс хр. 174
Петра Первого о. 139, 140, 327
Петри риф 312
Петтерсона котл. 160
Пеэк м. 81
Пингелап о. 116, 119
Пигелое ат. 206
Пионер пр. 301, 302
Пионер разлом (см. Пайонир разлом)
Питкэрн о. 198
Питкэрн о-ва 198, 200
Пленти зал. 313
Подеста о. 142
Позешен о. 325
Поике (Катики) г. 238
Полинезия 80
Понапе о. 119, 120, 206
Портленд о. 198
Пратт г. 173
Президан Тьер б-ка 132, 133
Прибылова о-ва 80
Принс-Вильямс зал. 270, 271
Принца Уэльского м. 81
Пука-Руха о. 198
Пукапука о. 198
Пулават ат. 206
Пулап ат. 206
Пюджет-Саунд зал. 78

Радак о-ва 210
Раевского о-ва 200
Райатеа о. 200, 201
Ракаханга о. 222
Ралик о-ва 210
Рана-Као г. 238
Рангироа (Рароиа) о. 200
Рапа о. 132, 133
Рароиа (Барклай-де-Толли) ат. 198, 200
Раротонга о. 131, 132, 134
Рауль о. 314
Реао о. 198
Ревилья-Хихедо о-ва 151, 157, 184
Рек риф 306
Рек-Айленд о. 304
Рене риф 203
Рено о. 327
Риматара о. 132, 133
Ринджа о. 82
Рионал риф 203
Риофу-Мару г. 98, 103, 105
Робби б-ка 212
Роббин о. 305
Рождества о. 77, 196
Роз о. 213
Рока-Партида о. 157
Ронгелап ат. 210
Ронгерик ат. 210
Рониу г. 201
Ронкадор риф 209
Ронне зал. 326
Росон о. 326
Росса барьер 77
Росса ледн. 325
Росса море 16, 77, 78, 79, 325, 326, 343
Росса о. 325
Ротума о. 89
Руапеху влк. 314
Рузвельта о. 325
Руруту о. 132, 133
Рюкю о-ва (см. Нансей о-ва)

Савайи о. 213
Сайбай о. 82
Сала-и-Гомес о. 238, 254
Сала-и-Гомес хр. 145, 214
Самалга пр. 268
Самоа о-ва 134, 210, 212, 213, 313
Санак о. 270, 271
Сан-Амбросио о. 80, 142
Сан-Бенедикто о. 157
Сан-Бенито о. 160
Сангарский пр. 277
Сан-Кристобаль о. 248
Санта-Барбара пр. 165
Санта-Клара о. 142
Санта-Крус о-ва 91, 165, 302
Санта-Крус желоб 90
Санта-Роса о. 165
Сан-Фелис о. 80, 142
Сан-Хуан г. 162
Сатавал ат. 206
Сахалин о. 80, 282
Св. Лаврентия о. 80
Св. Матвея о. 80
Северная Америка 77, 323, 335, 336
Северная равнина 168, 169
Северный о. 308, 311—313, 314
Северный Ледовитый океан 31, 77
Северо-восточная котл. 59, 150, 344
Северо-Западная котл. 39, 58, 97, 344
Северо-Западный п-ов 310
Северо-Западный хр. 192, 193, 194, 195, 216, 225, 348
Северо-Фиджийская котл. 301, 313
Седрос (Цедрос) желоб 160
Седрос о. 159, 337
Семисопочный о. 268
Семичи о-ва 270
Сенявина о-ва 108, 119
Серам море 287
Сермата о. 82
Сефтон риф 142
Сигуам о. 268
Сидней г. 304
Сидни о. 127
Сикатула м. 336
Сикоку о. 282, 285
Сильвейния г. 210
Симэп желоб 169
Сингапур о. 82
Сириус г. 169
Ситхин о. (Большой и Малый) 268
Скотт г. 173, 174
Скотта желоб 173
Скотта о. 234, 235
Скоттия дуга 326, 330
Скоттия море 78, 140, 247, 330, 331, 334
Скоша море (см. Скоттия море)
Скриппса г. 162
Сметанина г. 98, 103
Смоки-кейп м. 304
Смол-Айленд о. 126
Сокорро о. 158
Сокровищ о-ва 302
Соландер желоб 322
Соломоново море 301, 302, 353
Соломоновы (Сокровищ) о-ва 48, 301, 302, 308, 353
Сонсорол о. 112
Сорвейер г. 173
Сорвейер желоб 172
Сорол ат. 206
Сорол-Айанте разлом 115, 116, 121, 206
Софие-Кристенсен г. 135
Спенсер желоб 173
Срединно-Индоокеанский хр. 305
Срединно-Тихоокеанские горы (см. Уэйк-Неккер горы)
Старбак о. 126, 127, 197
Стар оф Бенгал б-ка 314
Страхова г. 126
Стьюарт (Сикаина) о. 132, 319, 322
Суворова о. 222
Суйко г. 194
Сулу море 287
Суматра о. 82
Сумбава о. 82
Суэйнс о. 127
Сысоева г. 98, 103, 105

Табитуэа о. 212
Тавилао влк. 314
Таити (Таити — Нуи) о. 59, 200, 201
Таити-ити (Таирапу) о. 201
Тайвань о. 121, 287
Тайвань-Сорол (Тайвань-Сорол-Айянте) разлом 121, 258, 260
Тайтао п-ов 247, 330
Така ат. 210
Такутеа о. 132, 133
Тамана о. 212
Танага о. 268
Тангариро влк. 314
Танимбар о. 82, 90
Таонги ат. (Покааку) 107, 121, 210
Тарава о. 212
Таранг риф 206
Тасмания о. 78, 303—305
Тасманова котл. 344, 354
Тасманово море 16, 78, 304—308, 312, 342
Татакото о. 198
Тау о. 213
Таупо г. 306
Тауу ат. 209
Тафахи о. 313, 314
Тафта равнина 172
Тахоа о. 200, 201
Тахуата о. 154
Тема риф 222
Тенти г. 194
Тепото о. 198
Теравака г. 238
Терпения п-ов 87
Террор влк. 325
Те-Снерс о. 319, 322
Терстон о. 326
Тетиароа о. 200, 201
Теуантепек зал. 78, 336, 337
Теуантепек разлом 150
Теуантепек хр. 147, 149, 155
Тикеи (Румянцева) ат. 200
Тикопия о. 89
Тимое о. 198
Тимор о. 82
Тиниан о-ва 294
Титова г. 127
Тоби о. 112
Токелау вал 122, 128, 212
Токелау о-ва 80, 92, 127
Тонга желоб 15, 39, 77, 314, 315, 317
Тонга о-ва (дуга) 54, 313, 314, 317

Тонга хр. 313
Тонгарева о. (Пенрин) 126, 127
Тонгатабу о. 314
Торресов пр. 82
Тофуа влк. 314
Три Кингс о-ва 311
Тринити о. 327
Три-Хаммок о-ва 305
Троицы о. 268, 270
Трук о. 206, 208
Туамоту вал 198, **200**, 225
Туамоту о-ва 152, 195, 198
Тубуаи о. 132, 133
Тубуаи (Аустрал) о-ва 131—133, 136
Тубуаи (Мотоуити) 201
Тубуаи-Ману (Майао или Моруити) о. 200, 201
Тувана-Ира о. 312
Тувано-Итоло о. 312
Тускарора б. 212
Тутуила о. 213

Уайер г. 173
Уайлдер б-ка 126
Уайлдкет г. 169
Уайт о. 314
Уакас м. 216
Уа-Хука о. 153
Уджав ат. 210
Уджеланг ат. 210
Уилкинса пр. 327
Уинслоу риф 127, 132
Уитни хр. 174
Улити о. 107, 206
Унимак о. 270
Уоллис желоб 212
Уоллис (Уэа) о. 213
Уоллис о-ва 210, 212
Уоллс г. 169
Уолпол о. 312
Уочусетт г. 135
Уполу о. 213
Утирик ат. 210
Уэддела море 325
Уэйк о. 107, 202, **203**
Уэйк-Неккер вал 203, 206
Уэйк-Неккер горы (Центрально-Тихоокеанские) 98, 106, 121
Уэлкер г. 173
Уэнман о. 248

Фаберт г. 132, 135
Фагатау о. 198
Факаофо о. 127
Факарава (Витенштейна) ат. 200
Факахина о. 198
Фалькон влк. 314
Фангатауфа о. 198
Фангахина (Предприятие) о. 198
Фаннинг о. 196
Фануалаи влк. 314
Фарис г. 173
Фату-Хаку о. 154
Фату-Хива о. 154
Фахитахи о. 198
Фейс о. 206, 207, 225
Феникс о-ва 127, 130
Фенуа-Ура о. 202
Фернандина о. 248
Ферно о. 82
Фиберлинг г. 162
Фиджи о-ва 82
Фиджи море 303
Филипп о. 310
Филиппинская гряда 287, 288
Филиппинская котл. 58, 288, 298, 344, 347, 354
Филиппинские о-ва 80, 91, 288
Филиппинский желоб 287, 294, 351
Филиппо риф 197
Флиндерс о. 305
Флинт о. 197
Флорес желоб 353
Флорес о. 82
Фово пр. 323
Фолклендские о-ва 328
Франклина о. 325
Франклина пр. 305
Фрейзер о. 304
Френч-Фригит риф 165, 187, 204
Фриза пр. 276
Фриндсбери риф 209
Фунафути о. 210, 211, 212
Фюрно о. 304

Хайнань о. 80
Хальмахера море 91
Хантер желоб 312
Хантер о. 302, 305
Хантер хр. 312
Хао о. 198
Харано риф 134
Харви о-ва 132
Хатуту о. 154
Хауленд о. 127
Хауксберн р. 304
Хелен г. 238
Хендерсон г. 158
Хеновеса о. 248
Херехеретуэ о. 200
Хесса г. 204
Хива-Оа о. 154, 155
Хиддел г. 162
Хикуранги желоб 313—315, 317
Хикуранги хр. 314
Хинчинбрук о. 270
Хоган о. 304
Ходжкинс хр. 173
Хоккайдо о. 264, 282
Холл ат. 127, 206
Хонсю о. 282
Хорайзн г. 204
Хорайзн желоб 172
Хортон г. 174
Хуалаилаи влк. 186, 188
Хуан-де-Фука пр. 175
Хуан-де-Фука хр. 54, 226, 243, 244, 246
Хуан-Фернандес о-ва 142
Хуахине (Хуахине-Нуи) о. 200, 201
Хук хр. 174

Целебесское море 287
Центральная котл. 58, 121
Центрально-Американский желоб 28, 147, 336, 337
Центрально-Тихоокеанские горы (см. Уэйк-Неккер горы)
Цусима о. 80

Чатам о-ва 319, 320
Чатам поднятие 319, 320
Честерфилд о-ва 302, 307
Четвертый Курильский пр. 276
Четырехсопочные о-ва 268
Чечжудо о. 80
Чилийская котл. 140
Чилийский вал 142
Чилийский желоб 140, 144, 333—335
Чилоэ о. 78
Чинук разлом, желоб 98, 151, 168, 347
Чирикова г. 173
Чирикова о. 268, 270
Чиринкотан о. 276
Чугуль о. 268

Шаг ск. 328
Шантарские о-ва 80
Шарко о. 327
Шатского возв. 40, 58, 97, 98, 100, 101, 102, 105, 217, 218, 220—222, 347
Шелихова пр. 270
Шепард о. 326
Ширли желоб 160
Ширшова хр. 266
Шишалдин влк. 270
Шишкова (Кларенс) о. 327
Шокальского пр. 327
Шоппе хр. 174
Шумагин о. 270

Эаурипик вал 59, 111, 208, 209, 225, 347
Эаурипик о. 206, 208
Эдзела Форда массив 326
Эдуарда VII п-ов 326
Эиао о. 154
Эйкельберг г. 173
Эквадор о. 77
Элен риф 206
Эли г. 173
Элизабет риф 307
Эллис о-ва 118, 121, 209, 210, 212, 225
Элтанин разлом 54, 131, 132, 236, 347
Эмеральд о. 135
Эмили о. 142
Эндерби о. 127
Эниветок ат. 110, 210, 211
Эпон ат. 210
Эпплквист г. 173
Эрбен г. 165
Эребус влк. 325
Эрикуп ат. 210
Эрнест-Легуве риф 135
Эсперанс ск. 314
Эстадос о. 82
Эуа о. 314

Южная Америка 12, 77, 323, 328, 330—335
Южная Георгия о. 328, 329, 330
Южная котл. 344
Южно-Австралийская котл. 95
Южно-Антильская (Скоттия, Беллинсгаузена) островная дуга 328, 329
Южно-Китайское море 287, 342, 343
Южно-Оркнейские о-ва 327—329, 331
Южно-Сандвичев желоб 77, 329
Южно-Сандвичева островная дуга (о-ва) 78, 328, 329, 331
Южно-Соломоновы о-ва 302
Южно-Тихоокеанское поднятие (хр.) 44, 54, 225, 230, 231, 232, 234, 235, 323,
Южно-Фиджийская котл. 311—313
Южно-Фиджийский хр. 91
Южно-Шетландские о-ва 327—329
Южный океан 81, 323
Южный о. 308, 314, 315, 319, 320, 322 323

Ява о. 82
Яванский желоб (Зондский желоб) 77
Яванское море 86
Якутат зал. 271
Якутат каньон 173
Ямато б-ка 87
Ямато возв. 264, 265
Яп желоб 294
Яп о. (дуга) 11—, 288, 292
Япония 12, 15
Японские о-ва (дуга, гряда) 44, 281, 282, 297
Японский вал 98
Японский желоб 282
Японское море 12, 40, 78, 263, 281, 342, 343

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Глава первая. Основы представлений о рельефе и структуре дна Тихого океана 9

1. О возможностях геоморфологической и тектонической характеристики дна Тихого океана 9
2. Изученность и карты рельефа дна Тихого океана 12
3. Геологическая и геофизическая изученность дна Тихого океана . . . 35
4. Геоморфологическая и тектоническая карты дна Тихого океана . . . 63

Глава вторая. Общие черты рельефа дна Тихого океана 77

1. Общие сведения о впадине Тихого океана 77
2. Общая схема рельефа дна Тихого океана 84
3. Микрорельеф дна Тихого океана 96

Глава третья. Котловины ложа Тихого океана 97

1. Северо-Западная котловина 97
2. Восточно-Марианская котловина 105
3. Западно-Каролинская котловина 111
4. Восточно-Каролинская котловина 114
5. Меланезийская котловина 116
6. Центральная котловина 121
7. Южная котловина 130
8. Котловина Беллинсгаузена 137
9. Чилийская котловина 140
10. Котловина Наска 143
11. Перуанская котловина 144
12. Панамская котловина 146
13. Гватемальская котловина 147
14. Северо-Восточная котловина 150

Глава четвертая. Поднятия ложа Тихого океана 186

1. Сводовые поднятия и вулканические хребты 186
2. Глыбовые поднятия и горные хребты 213
3. Вулканические горы 224

Глава пятая. Мобильный внутриокеанический пояс Тихого океана 229

1. Южно-Тихоокеанское поднятие 230
2. Восточно-Тихоокеанское поднятие 236
3. Поднятие Альбатрос и Калифорнийский залив 241
4. Продолжение мобильного внутриокеанического пояса к северу от Калифорнии 243
5. Западно-Чилийское поднятие 247
6. Хребты Карнеги и Кокос 247
7. Общие особенности тектоники 249
8. Гипотетические реликты мобильного пояса 256
9. Положение мобильного внутриокеанического пояса в общей схеме тектоники дна Тихого океана 258

Глава шестая. Обрамление ложа Тихого океана 261
1. Основные черты строения переходной зоны 261
2. Подводная окраина материка Евразии и островные дуги северо-западного сектора обрамления ложа Тихого океана 263
3. Подводная окраина материка Австралии и островные дуги юго-западной части обрамления ложа Тихого океана 303
4. Подводная окраина материка Антарктиды 323
5. Южно-Антильская островная дуга (дуга Скотия или дуга Беллинсгаузена) 328
6. Подводная окраина материка Южной Америки 331
7. Подводная окраина материка Северной Америки 335

Глава седьмая. Общие черты происхождения и развития рельефа и структуры дна Тихого океана 341

Приложения 359

Литература 361

Указатель географических названий 382

CONTENTS

Preface 5

Chapter one. The reason for ideas about the topography and structure of the Pacific Ocean Floor 9

1. About the possibility of the geomorphological and the tectonical characteristics of the Pacific Ocean Floor 9
2. State of knowledge and maps of the topography of the Pacific Ocean Floor 12
3. State of geological and geophysical studies of the Pacific Ocean Floor . 35
4. Geomorphologic and tectonic maps of the Pacific Ocean Floor 63

Chapter two. General features of the topography of the Pacific Ocean Floor . . 77

1. General information about the Pacific basin 77
2. General scheme of the topography of the Pacific Ocean Floor 84
3. Microtopography of the Pacific Ocean Floor 96

Chapter three. Basins of the Pacific Ocean Floor 97

1. Northwest Basin 97
2. East-Mariana Basin 105
3. West-Caroline Basin 111
4. East-Caroline Basin 114
5. Melanesia Basin 116
6. Central Basin 121
7. South Basin 130
8. Bellinsgausen Basin 137
9. Chile Basin 140
10. Nasca Basin 143
11. Peru Basin 144
12. Panama Basin 146
13. Guatemala Basin 147
14. Northeast Basin 150

Chapter four. Rises and ridges of the Pacific Ocean Floor 186

1. The arches and volcanic ridges 186
2. The block rises and ridges 213
3. Volcanic seamountains 224

Chapter five. Mobile intraoceanic belt of the Pacific basin 229

1. South — Pacific Rise 230
2. East — Pacific Rise 236
3. Albatross Plateau and Gulf of California 241
4. The continuation of the mobile intraoceanic belt north of California . . 243
5. West — Chile Rise 247
6. Carnegy and Cocos Ridges 247
7. General features of teconics of the mobile intraoceanic belt 249
8. Hypothetic relics of the ancient mobile intraoceanic belt 256
9. The place of the mobile intraoceanic belt in the general scheme of tectonic of the Pacific Ocean Floor 258

Chapter six. Continental margins of the Pacific basin 261
1. Main features of the structure of the transition zone 261
2. Submarine margins of the Eurasia and island arcs of the Nort — West Pacific 263
3. Submarine margins of the Australia and island arcs of the South — West Pacific 303
4. Submarine margins of the Antarctic 323
5. The South — Antilles arc (Scotia arc or Bellingshausen arc) 328
6. Continental margin of South America 331
7. Continental margin of North America 335
Chapter seven. General features of the origin and development of the topography and structure of the Pacific Ocean Floor 341
Appendix 359
References 361
Index 382

Глеб Борисович Удинцев

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

Утверждено к печати Институтом океанологии имени П. П. Ширшова Академии наук СССР

Редактор *В. Ф. Канаев*
Художественный редактор *Н. Н. Власик*
Технический редактор *Л. Н. Золотухина*

Сдано в набор 3/VI 1971 г. Подписано к печати 16/II 1972 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2.
Усл. печ. л. 37,3. Уч.-изд. л. 36,1.
Тираж 1300. Т-03835. Тип. зак. 2478.

Цена 2 р. 89 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
74	Табл. 2 1 сн.	Перидотитовый	Перидотитовый |8,5—9,5| 4—6
255	17 св.	обнаружения	обнажения
270	26 св.	113 000	11300

1702

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •