

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕКТОНИКА
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
ЧАСТИ
ТИХОГО ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

3913



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983



Тектоника северо-западной части Тихого океана./ Г.С. Гнибиденко, Г.И. Аносов, В.В. Аргентов, О.В. Веселов, М.Л. Красный, А.А. Кругляков, В.В. Куделькин, Ю.А. Павлов, А.С. Сваричевский. Наука, 1983. 120 с.

В монографии на основе анализа и обобщения геолого-геофизической информации в совокупности с рекогносцировочными исследованиями на НИС "Пегас" и "Морской геофизик" дано региональное описание структуры и геодинамики земной коры. Описаны геоморфология, магнитное, гравитационное и тепловое поля, тектоника верхней части земной коры и глубинная структура северо-запада Тихого океана.

Для геологов, геофизиков, океанологов, геоморфологов, тектонистов.

Табл. 3, ил. 33, библиогр.: с. 105—116 (441 назв.).

Ответственный редактор

А.Г. РОДНИКОВ

"... главная часть Тихого океана является пра-
океаном, поскольку она существовала уже в до-
кембрийское время..."

Г. Штилле "Избранные труды", с. 542

ВВЕДЕНИЕ

Северо-западная часть Тихого океана (рис. 1, см. вкл.) представляет собой систему морфоструктурных элементов, для которой естественным ограничением на западе служат островные дуги и прилегающие к ним глубоководные желоба: Курило-Камчатский, Японский и Идзу-Бонинский, Волкано и Марианский. На востоке естественным ограничением региона являются Императорская и Гавайская горные системы, а на юге — горная система Мид-Пасифик. В юго-западной части рассматриваемого региона располагается Восточно-Марианская плита.

Исследование структуры, формационного состава и геологического развития северо-западной части Тихого океана имеет важное значение как для теоретической, так и для прикладной геологии. С точки зрения теоретической геологии изучение тектоники, состава и структурной эволюции этого региона дает основу для понимания ранних стадий геологического развития коры континентального типа, если полагать, что процесс трансформации коры океанического типа в результате геосинклинального процесса (включая и вероятный механизм субдукции океанической плиты в соответствии с концепцией тектоники плит) приводит к формированию коры континентального типа.

С другой стороны, если основой структурной эволюции земной коры полагать процесс деградации континентальной коры в результате механизма базификации, то северо-западная часть Тихого океана должна представлять собой такой регион, где признаки этой деградации континентальной коры наиболее отчетливо проявлены.

С точки зрения прикладной геологии исследование тектоники северо-западной части Тихого океана имеет прямое отношение к предстоящему освоению месторождений марганцевых конкреций — минерального сырья, находящегося в пределах глубоководных акваторий и представляющего собой полиметаллические руды, содержащие более 20 компонентов, из которых уже в настоящее время экономически целесообразно извлечение никеля, меди, кобальта и марганца. Особый интерес в связи с этим представляет исследование структурно-геоморфологического и литологического контроля полей распространения марганцевых конкреций с целью прогнозирования районов наиболее высокой плотности их запасов.

Кроме того, одной из важнейших задач, связанных с исследованием тектоники глубоководных акваторий, является оценка их углеводородного потенциала. Поскольку распределение и сохранение углеводородов в земной коре прямо связано с составом, деформациями и мощностью осадочного чехла, исследования, направленные на изучение его структуры, состава и условий образования в пределах северо-западной части Тихого океана, имеют первостепенное значение для обнаружения потенциально нефтегазоносных районов.

Работа выполнена [Основные..., 1981] в Сахалинском комплексном научно-исследовательском институте ДВНЦ АН СССР. В ней использована вся доступная на 1 июля 1981 г. информация по геологии и геофизике северо-западной части Тихого океана, включая данные, полученные в рейсах НИС СахКНИИ "Пегас" и "Морской геофизик". Рукопись подготовлена в лаборатории морской геологии и прогноза полезных ископаемых СахКНИИ, сотрудников которой Т.Г. Быкову, М.Г. Ломтеву, В.Б. Макарову, С.П. Седельникову и С.П. Яковлеву авторы благодарят за проделанную работу.

СИСТЕМА ОСНОВНЫХ ПОНЯТИЙ

В этой работе в качестве основного логико-методологического средства для исследования такого сложного объекта, как земная кора, используется системный подход. Выделяются статические, динамические и ретроспективные системы, являющиеся основой для синтеза иерархических моделей структуры земной коры (статические

системы) и моделей ее геологической эволюции (ретроспективные системы), причем статические модели служат отправными при построении ретроспективных моделей развития земной коры, а переход от первых ко вторым моделям осуществляется на основе принципа униформизма [Косыгин, Соловьев, 1969; Challinor, 1968].

При построении структурных моделей земной коры и моделей ее геологической эволюции особенно важно соблюдение иерархического порядка как в структуре, так и в порядке процессов. При конструировании статичных структурных моделей для земной коры океана допускается, что получаемые геолого-геофизические данные несут интегральную информацию о ее составе и всех трансформациях в процессе ее эволюции.

Однако в нашем случае используется эта информация главным образом для выявления состава и структуры коры, а ее эволюция описывается через выбор альтернативы для объяснения структуры путем испытания имеющихся моделей структурной эволюции земной коры: деградация континентальной коры; континентализация и спрединг; субдукция тектоники плит.

Избранный перечень понятий, использованных в работе ("... термин, значение которого устанавливается посредством определения" [Зиновьев, 1971, с. 59]), составлен на основании работ: Г. Штилле [1964а], Г.У. Менарда [1966], Ю.М. Шейнманна [1968], А. Рапопорта [1969], Дж. Денниса [1971], П.И. Кондакова [1971], Г.С. Гнибиденко, К.С. Шашкина [1972], Р. Митчума [Mitchum, 1977], [Структура . . . , 1979].

Общая теория

Гомеостазис системы — самосохранение системы в границах навязанных нарушений.

Иерархия системы — последовательное деление системы на подчиненные друг другу классы элементов. Иерархия проявляется как в порядке частей, так и в порядке процессов.

Изоморфизм структур — отношение между объектами тождественной структуры.

Инвариантность системы — совокупность состояний системы, при которых она остается идентичной сама себе.

Система — множество элементов, упорядоченных определенным образом.

Системный подход — эксплицитное выражение процедур представления объектов как систем и способов их исследования.

Структура системы — совокупность отношений между элементами системы.

Функции системы — совокупность процессов (реакций), вызываемых внешними и внутренними условиями.

Целостность системы — свойство системы функционировать как организованное целое.

Геотектоника

I. Структура.

Акустический фундамент — фундамент, выделяемый на основании сейсмических данных и не подтвержденный геологическим опробованием.

Глубинные разломы — разломы, проникающие в верхнюю мантию.

Земная кора — оболочка Земли, залегающая выше раздела Мохоровичича. Производные термины: **базальтовый (метабазальтовый) слой** — нижний слой коры (сима), характеризующийся скоростями продольных сейсмических волн около 6,5–7,0 км/с; **залегающий выше гранитно-метаморфический (сиаль) слой** — 5,5–6,5 км/с; **осадочно-вулканогенный слой** — 3,0–5,5 км/с; **осадочный слой** — 1,6–3,0 км/с.

Континентальный склон — область дна, где черты структурного перехода от континента к океаническому ложу выражены наиболее резко.

Кратон — относительно стабильный структурный элемент континентальной земной коры наиболее низкого порядка (для океана — талассократон), подверженный только эпейрогеническим движениям. Производные термины: **платформа** — область кратона, перекрытая чехлом горизонтально- или пслогозалегающих отложений; **плита** — эпипалеозойская платформа; **щит** — протяженная область выходов пород фундамента платформы; **фундамент** — комплекс метаморфических пород, залегающий в основании платформы и перекрытый чехлом. В "конкретном" случае понятие "фундамент" можно

применять к породам, подстилающим любую резко выраженную поверхность несогласия.

Морфотектоника (морфоструктура) — отражение тектоники в рельефе Земли.

Сейсмическая последовательность (сейсморазрез) — согласная последовательность генетически связанных слоев, ограниченная в кровле и подошве несогласиями или коррелируемыми с ними согласиями. Производные термины: сейсмотолща, сейсмокомплекс, сейсмоформация и т.д.

Сейсмическая фация (сейсмофация) — картируемое трехмерное сейсмическое пространство, заполненное отражениями, параметры которых (конфигурация, амплитуда, частота, интервальная скорость) отличаются от параметров прилегающих сейсмических пространств, и совокупность которых можно интерпретировать относительно условий осадконакопления и литологии.

Структурные элементы земной коры — геологические тела, различимые в определенном ранге системы "земная кора" (кратоны, талассократоны, антиклинории и синклинории, складки, структурные бассейны, разломы и т.д.).

Тектонофер — область верхней мантии, где протекают интенсивные процессы выделения энергии, приводящие к возникновению магм и обуславливающие появление геосинклинали на поверхности Земли.

Чехол — комплекс слабдеформированных (осадочных и вулканогенных) отложений, залегающий с несогласием на фундаменте.

Шельф — окраина континента, покрытая морем.

II. Состав (вещественные ассоциации).

Формация — совокупность горных пород, парагенетически связанных друг с другом. Производные термины — формации осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные, магматические и т.д.

Формационная группа — совокупность формаций, образующихся на определенной стадии геотектонического цикла (офиолитовый, флишевый, молассовый, турбидитный комплекс и т.д.).

Формационный ряд — стратиграфическая последовательность формации в группе или типе.

Формационный тип — сообщества формаций, образующих структурный элемент земной коры наиболее низкого порядка (геосинклиальный, переходный, платформенный, талассократонный).

III. Геотектонические процессы.

Геосинклиальный процесс — процесс трансформации земной коры океанического типа в континентальную кору. Этот процесс реализуется в геосинклиальных системах, представляющих собой системы чередующихся геантиклинальных поднятий и геосинклиальных прогибов.

Геотектонический цикл — последовательность происходящих друг за другом геотектонических событий: 1) догеосинклиальный этап; 2) геосинклиальный этап; 3) орогенез; 4) квазикратонное состояние; 5) вполнекратонное состояние.

Гранитизация — преобразование геосинклиальных отложений в гранитно-метаморфический слой земной коры в результате процессов анатексиса и палингенеза.

Деструктивные тектонические процессы — разрушение и деградация континентальной коры в результате денудации или базификации. **Базификация** — процесс трансформации континентальной коры в океаническую.

Консолидация — переход от мобильного (геосинклиального) состояния к кратонному состоянию. Производные термины: **квазикратонное состояние** — ранняя фаза консолидации, характеризующаяся постумными движениями (**активизация** — усиление тектонических движений после периода относительного покоя, оторванных во времени от периода консолидации складчатого основания), **вполнекратонное состояние** — конечная фаза консолидации, характеризующаяся эпейрогеническими движениями.

Конструктивные тектонические процессы — образование коры континентального типа в результате геосинклиального процесса, приводящее к росту континентов (**аккреция**).

Магматический цикл — ход развития магматизма внутри геотектонического цикла: начальный (геосинклиальная стадия), синорогенный (орогенез), субсеквентный (квазикратонное состояние) и конечный (вполнекратонное состояние) магматизм.

Орогенез (складчатость) – глубокая деформация и метаморфизм горных пород в позднюю стадию геосинклинального этапа.

Постумные движения – тектонические движения, наследующие и возрождающие черты прошлых движений после некоторого перерыва.

Регенерация – переход квазикратонных областей в геосинклинальное состояние.

Регрессия – направленное к морю движение береговой линии, на которое указывает миграция в сторону моря литоральных фаций в данной стратиграфической последовательности.

Сехрон – максимальный интервал геологического времени, охватываемый данным осадочным (сейсмическим) разрезом.

Трансгрессия – направленное к суше движение береговой линии, интерпретируемое на основании миграции в сторону суши литоральных фаций в данной стратиграфической последовательности.

Хиатус (перерыв) – интервал геологического времени, не представленного в геологическом разрезе, в течение которого не происходило осадконакопления.

Эпейрогенез – тектонические движения, выражающиеся в поднятии и опускании крупных участков земной коры континентов и океанических бассейнов.

ГЛАВА I

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Корректные данные по структуре земной коры океанов, в том числе и Тихого океана, стали накапливаться лишь в течение последних 25 лет в связи с развитием методов непрерывного сейсмического профилирования (НСП), глубоководного бурения и спутниковых навигационных комплексов. До середины 60-х годов геологическая информация по океанам ограничивалась главным образом промером, отбором донных осадков, редкими драгированиями и небольшим объемом исследований методом отраженных волн (МОВ) и комплексным методом преломленных волн – глубинным сейсмосондированием (КМПВ–ГСЗ). Однако, несмотря на скудную информацию по геологии Тихого океана, предпринимались неоднократные попытки расшифровать его тектонику и структурную эволюцию, опираясь на батиметрические данные и материалы о геологии островов и обрамлении океана.

По-видимому, наиболее ранний анализ тектонического развития Тихого океана (включая и его северо-западную часть) выполнил Д. Грегори [Gregory, 1930]. Позднее Л. Чабб [Chubb, 1934] провел районирование дна Тихого океана по наличию или отсутствию нефелина в базальтах. В соответствии с его районированием северо-западная часть Тихого океана попадала в зону нефелинсодержащих пород и лишь область Каролинского хребта располагалась в его схеме в зоне коралловых островов, для которых ситуация с нефелином оставалась неясной. Отсутствие нефелиновых пород Л. Чабб связывает с жесткой континентальной глыбой Альбатрос, занимающей, по его мнению, юго-восточную часть Тихого океана.

Позднее А.Д. Архангельский [1941] на тектонической схеме поверхности земного шара в качестве структурных элементов северо-западной части Тихого океана выделяет аналоги складчатых горных сооружений геосинклинального типа, приблизительно соответствующие горным системам Маркус-Уэйк и Каролинской. Остальную часть акватории, по его мнению, занимают платформенные области. Полемизируя с А. Борном [Born, 1932], А.Д. Архангельский утверждал, что в пределах Тихого океана существуют структурные элементы типа континентальных платформ и складчатые горные системы, тогда как А. Борн полагал, что в пределах Тихого океана (ограниченного андезитовой линией), вероятно, отсутствуют складчатые деформации.

Подход А.Д. Архангельского фактически означал, что он не видел существенной разницы в структуре океанского и континентального блоков земной коры, полагая, что «... в платформенных массивах можно различить складчатый фундамент, возникновение которого относится к геосинклинальной стадии развития данного участка земной коры, и покров недислоцированных или относительно слабодислоцированных главным образом осадочных пород, налегающих на фундамент несогласно и образовавшихся уже на поверхности платформенного массива...» [Архангельский, 1941, с. 46].

В 1944 г. Г. Штилле [Штилле, 1964а] подразделил океанские области Земли на пра- и неоокеаны. В этой же работе он впервые предложил рассматривать Тихий океан как праокеан, т.е. океан, существующий с докембрийского времени. Здесь же Г. Штилле выдвинул идею о деструкции континентальной земной коры, которая в «типичных формах выступает обычно только тогда, когда фундамент давно достиг вполне кратонного состояния, выразившегося в числе прочих проявлений и в конечном магматизме. В этом смысле деструкция – чисто возрастное явление, выражающее своего рода "старческий маразм" континентов» [с. 345–346].

Г. Штилле [1964б] полагал, что вполне кратонное основание Тихого океана погрузилось в результате деструкции в докембрии, а «поскольку Тихий океан – погруженно-кратонное пространство, он не обнаруживает никакой альпинотипной складчатости и не содержит континентальных горных пород» [с. 542].

Немного позднее (1945–1946 гг.) Г. Штилле [1964в] пришел к выводу, что переход в погруженнократонное состояние сопровождается сокращением сиала и что "прежнее континентальное состояние современных глубоководных океанов может быть подтверждено в лучшем случае тем, что отдельные глыбы континентов избежали всеобщего погружения" [с. 595]. С этой точки зрения, процесс десиализации в Тихом океане зашел настолько далеко, что не обнаруживается никаких признаков континентальной коры. Поскольку Г. Штилле полагал, что в результате прогрессирующей дифференциации глубоких слоев Земли количество сиала на поверхности Земли увеличивается, исчезновение его в пределах океанов, по его мнению, можно отчасти объяснить горизонтальным перемещением сиала в западном направлении.

По представлениям Г. Штилле [1964г], с "возникновением Тихого океана произошло первое крупное, причем кардинальное, расчленение земной коры на Тихий океан и Мегатею" [с. 868] и что "Тихий океан не образовался раньше с каким-то обрамлением, а лишь позднее приобрел современные свои границы . . ." [с. 872].

Таким образом, Г. Штилле, располагая имевшейся к середине 40-х годов информацией по геологии Тихого океана, пришел к следующим выводам: 1 – Тихий океан – это праокеан; 2 – формирование Тихого океана произошло на ранней, докембрийской стадии формирования земной коры в результате деструкции континентальной коры и отчасти вследствие горизонтального перемещения сиала в западном направлении; 3 – как стабильный структурный элемент Тихий океан существует с докембрия, а основные процессы геотектонического развития Земли протекают в Мегатее, за его пределами.

Г. Хесс [Hess, 1948], участвовавший в обобщении данных по батиметрии западной части Тихого океана, накопившихся за время операций ВМФ США, главным образом в течение второй мировой войны, и опубликованных Гидрографическим управлением ВМФ США в виде Батиметрической карты № 5485, дал структурную трактовку северо-западной части Тихого океана. Он показал, что естественным структурным ограничением Тихого океана являются островные дуги и связанные с ними глубоководные желоба (тектогены – по терминологии Г. Хесса), которые впервые были представлены в явном виде. Эти желоба он рассматривал как зоны выпячивания земной коры.

Первая сводная структурная схема северо-западной части Тихого океана была составлена Р. Дитцем [Dietz, 1954] на основе анализа Батиметрической карты № 6901, подготовленной Японским гидрографическим управлением для этого региона. На этой схеме им были выделены валы, прогибы, геосинклинальные хребты, глубоководные желоба и большое количество подводных гор. Р. Дитц заключил, что северо-западная часть Тихого океана является довольно стабильным блоком, вероятно, перекрытым осадочным чехлом с большим количеством вулканических гор, часть которых представляет собой гайоты, сформировавшиеся в результате изостатического опускания отдельных вулканических построек.

В 1964 г. Г. Менард [1966] подготовил сводку по геологии Тихого океана. Основываясь на анализе уже достаточно обширных данных на всю акваторию, он пришел к заключению, что впадина Тихого океана унаследована с палеозоя. В центральной части Тихого океана (Центральная Тихоокеанская котловина) он выделил палеоподнятия Дарвина, которое на северо-западе ограничивалось горными системами Маршалла-Гилберта и Мид-Пасифик. Поднятие возникло, по его мнению, в мезозое и уже в раннетретичное время начало погружаться. Северо-западная часть океана, по Г. Менарду [1966], в мезозое и раннем кайнозое была мелководной, а погружение плиты началось в поздне третичное время.

Обобщая данные по структуре и эволюции земной коры океанов, В.В. Белоусов [1968] пришел к заключению, что океаническая кора Тихого океана сформировалась на месте деградировавшей и базифицированной коры континентального типа. Начало деградации континентальной коры приходится, по его мнению, на конец палеозоя – начало мезозоя, а ее завершение – на меловое время.

На Тектонической карте Евразии, изданной в 1966 г. Академией наук и Министерством геологии СССР, северо-западная часть Тихого океана была классифицирована как океаническая плита со сводовыми океаническими поднятиями [Тектоническая . . . , 1966].

Геологический институт АН СССР [Пушаровский, 1967, 1972], а затем совместно ГИН и Институт океанологии АН СССР [Тектоническая . . . , 1970] выполнили исследования по тектонике Тихоокеанского сегмента Земли. В пределах северо-западной

части Тихого океана была выделена океаническая плита древнего талассократона с краевым валом по северо-западной периферии плиты. Глубоководные желоба классифицированы как геосинклинальные структурные элементы. В резюмирующей работе [Пушаровский, 1972] делается вывод, что структура северо-запада Тихого океана свидетельствует о деструкции земной коры и что современные поднятия в ее пределах не могут служить основанием для заключения о том, что они отвечают начальным стадиям структурных трансформаций океанической коры.

Г.Б. Удинцев [1972] рассматривает северо-западную часть Тихого океана как область допалеозойского талассократона, в составе которого выделяются сводовые поднятия и краевые валы. Важнейшим выводом его работы является утверждение, что талассократоны Тихого океана еще не прошли геосинклинальную стадию развития и как устойчивые структурные элементы существуют с палеозойского или даже допалеозойского времени. Г.Б. Удинцев показал, что талассократоны кардинально отличаются от континентальных кратонов по структуре земной коры (океанский тип), мощному развитию вулканических процессов, формирующих второй слой океанической коры. Дальнейшая трансформация талассократона, по мнению Г.Б. Удинцева, связана с пододвижением плит океанической литосферы друг под друга и под континент, что приводит к возникновению геосинклинального процесса, ведущего к преобразованию океанической коры в континентальную кору.

С начала 70-х годов появляются работы, в которых структура Северо-Западной плиты Тихого океана трактуется в терминах тектоники плит. Так, Д. Хэйес и В. Питман [Hayes, Pitman, 1970] составили схему простираций (осей) магнитных аномалий на северную часть Тихого океана, из которой следует, что северо-западнее поднятия Шатского линейность аномалий имеет северо-восточное простирание, а юго-восточнее этого поднятия — северо-западное простирание. Хотя эта линейность и не является регулярной, а также плохо согласуется с простиранием глубоководных желобов (в которых должна происходить субдукция), они объясняют ее "расширением" дна в до меловое время из отмерших центров спрединга.

В это же время А. Фишер с коллегами [Fischer et al., 1970], обобщив данные по глубоководному бурению, составили схему районирования по возрасту фундамента для северо-западной части Тихого океана, из которой следует, что юрский и более древний фундамент подстилает осадочный слой на западе, а нижнемеловой фундамент — на востоке региона.

Тектоническое районирование северо-западной части Тихого океана и модель структурного развития земной коры этого региона в терминах плитовой тектоники вслед за Д. Хейсом и У. Питманом [Hayes, Pitman, 1970] была развита Т. Хилде с соавторами [Hilde et al., 1976, 1977]. На основе составленной ими схемы линейности магнитных аномалий они приходят к заключению о косо́й субдукции по отношению к островным дугам северо-запада Тихого океана, начиная со среднего мезозоя.

И.А. Соловьева [1976], обобщив данные по глубинному строению земной коры Тихого океана, пришла к заключению, что земная кора его западной части имеет сложную мозаичную структуру и в целом является сравнительно более мощной по сравнению с корой его восточной части.

К 1979 г. СахКНИИ завершил исследование региональной структуры земной коры и верхней мантии Курило-Камчатского глубоководного желоба [Тектоника, 1980]. Анализ данных по структуре этого желоба привел к заключению, что структурная эволюция и геодинамический режим в его пределах плохо согласуются с основными постулатами тектоники плит.

Резюмируя обзор представлений о структуре и структурной эволюции Тихого океана и его северо-западной части можно заключить:

1. С самого начала изучения тектоники Тихого океана возникло представление о том, что этот район поверхности Земли кардинально отличается по структуре земной коры от континентальных областей.

2. Уже на ранних этапах обобщения данных по геологии Тихого океана и его обрамления было показано [Штилле, 1964а], что Тихий океан следует расценивать как древний структурный элемент поверхности Земли, т.е. как праокеан, в противоположность новообразованным Индийскому и Атлантическому океанам, а формирование его связывать с распадом и деградацией континентального кратона в докембрийское время.

Позднее предложенная Г. Штилле [1964а] идея трансформировалась в представление о более поздней (мезозойской [Белоусов, 1968]) деградации сиалической коры Тихо-

го океана и о преобразовании ее в симатическую кору посредством механизма базификации. При этом предполагается, что современная, новообразованная структура океанической коры с отдельными поднятиями и блоками с корой субконтинентального и континентального типа служит доказательством такого процесса ее трансформации из континентальной коры.

3. Альтернативой идее деградации континентальной коры является представление об унаследованном (инвариантном), изначальном характере [Dana, 1873] структуры океанической коры Тихого океана, формирующейся в результате спонтанной дифференциации вещества мантии. При этом современная структура океанической коры Тихого океана рассматривается как унаследованная система структурных элементов, находящихся на разных стадиях талассократонного (догеосинклинального) и геосинклинального процесса.

Модификацией этой концепции является теория тектоники плит, постулирующая, что генерация океанической коры происходит в срединных океанических хребтах, в стороны от которых кора (посредством механизма конвекции в верхней мантии) переносится к континентам, где происходит аккреция континентальной коры за счет субдукции океанической плиты, обуславливающей геосинклинальный процесс. Часть линейных поднятий в пределах океанической плиты в соответствии с концепцией тектоники плит представляют собой следы фиксированных в верхней мантии "горячих точек" вдвигающейся над ними нормальной океанической коре.

ГЛАВА 2

СОВРЕМЕННАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ОЧЕРК РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Мысль о том, что базальтовый субстрат подстилает внешнюю, гранитную оболочку Земли, была впервые высказана Ч. Дарвиным в 1844 г. [Дарвин, 1936] и затем в 1858 г. развита Б. Котта и В. Грином [Мушкетов, 1924; Дэли, 1936]. В 1855 г. на основе наблюдений над аномалиями силы тяжести почти одновременно Д. Эри и Д. Пратт выдвинули идею изостазии, которая привела к выводу о различиях в мощности земной коры для разных районов Земли и о существовании "корней" гор. Позднее А. Мишель-Леви говорил о кислом (гранитном) и базальтовом поясах Земли, а К. Деттон применил теорию изостазии к определению мощности коры и к объяснению ее движений, однако достоверные данные о глубинном строении и составе Земли тогда еще не были получены. Несмотря на это, представления о гранитной коре и подстилающем ее базальтовом слое получали все большее распространение и нашли наиболее полное, для того времени, отражение в книге Э. Зюсса "Лик Земли", введшего понятие об оболочках Земли, отличающихся по химическому составу [Батюшкова, 1966; История . . ., 1973]. Верхнюю твердую оболочку, охватывающую кору, он выделил под названием саль (sal), а ниже выделил симатическую оболочку (sima). Позднее термин саль А. Вегенером [1925] был изменен на общепринятый термин сиаль (sial). Эта терминология удержалась и до настоящего времени, но в различных толкованиях. Часть геологов как сиаль, так и симу включают в состав коры, понимая под симой базальтовый слой; другие же за сиаль принимают кору в целом, относя это понятие к континентальной — сиалической коре. В этом случае под симой понимают верхнюю мантию Земли.

Э. Зюсс уделил внимание распределению аномалий силы тяжести и явлениям изостазии по отношению к основным формам рельефа земной поверхности, выраженным гипсографической кривой, и пришел к выводу о большей мощности коры в областях материков и меньшей — под океанами.

В 1914 г. Р. Дэли [1936] под осадочным слоем выделил кислый (гранитный) слой мощностью в десятки километров, включил в состав коры и базальтовый слой, покоящийся в его модели на базальтовом субстрате, находящемся в сильно нагретом и пластичном состоянии. Базальтовый субстрат Р. Дэли отвечает сие Э. Зюсса. В 1922 г. В. Гольдшмидт верхнюю оболочку Земли (кору) назвал силикатной, под которой, по его мнению, находится эклогитовое основание, состоящее из уплотненного материала, отвечающего по химическому составу габбро [Батюшкова, 1966].

Почти до 20-х годов нашего столетия взгляды на глубинное строение и состав коры опирались, главным образом, на интерпретацию геологических данных. Из них главную роль отводили анализу распространения и отношениям между гранитными породами и поступающими с больших глубин базальтами. Из геофизических данных в основном учитывались лишь значительная плотность Земли, почти вдвое превышающая плотность пород коры, и распределение аномалий силы тяжести.

Под влиянием космогонической гипотезы Канта-Лапласа и данных о составе метеоритов постепенно утверждалось представление о том, что под тонкой, в основном гранитной, корой лежит более плотный материал габбрового состава (сима). Это вещество, распространяясь на большие глубины, сменяется еще более плотным материалом (сrofesima и nifesima, по Э. Зюссу; сульфидно-окисная оболочка, по В. Гольдшмидту), центральная же часть Земли представляет собой железо-никелевое ядро, отвечающее по составу металлическим метеоритам.

Формирование геосфер объяснялось дифференциацией первоначально однородного расплавленно-жидкого вещества. Эту дифференциацию В. Гольдшмидт сравнил с разделением, происходящим в доменном процессе. Он допускал, что в условиях высокого давления, затвердевшее подкорковое вещество сильно уплотнено и отвечает по составу эклогиту, плавление которого приводит к образованию базальтовой магмы. Это представление об эклогитовой мантии позднее сменилось представлением о ее перидотитовом или хондритовом составе [Батюшкова, 1966; История . . ., 1973].

В начале нашего столетия, представления о составе и строении коры и подкорковых глубин стали получать новое обоснование по данным дистанционных геофизических методов. Скорость прохождения сейсмических волн позволила судить об изменении с глубиной упругих свойств и плотности вещества Земли; стало возможным и установление сейсмических разделов.

В 1906 г. Э. Вихерт и Р. Олдгем открыли сейсмический раздел, ограничивающий земное ядро. В 1909 г. А. Мохоровичич пришел к выводу о наличии на глубине в несколько десятков километров (около 60 км) сейсмического раздела, получившего позднее развание – раздел Мохоровичича. В настоящее время большинство геологов и геофизиков принимают этот раздел за границу, отделяющую земную кору от мантии Земли [Батюшкова, 1966]. А. Мохоровичич не располагал возможностью установить достаточно точную глубину этого раздела, и лишь позднее Б. Гутенберг [1934] показал, что кора сиалического состава имеет в пределах континентов разную мощность (достигающую 60 км) и лежит поверх симатического слоя, выступающего на дне Тихого океана.

В 1923 г. В. Конрад показал возможность существования сейсмического раздела внутри коры (выше раздела Мохоровичича), названный позднее Б. Гутенбергом [1963] разделом Конрада. Опираясь на работы А. Мохоровичича и В. Конрада, Г. Джеффрис в 1926 г. пришел к модели двуслойной структуры коры в Западной Европе. Верхний слой, лежащий над разделом Конрада, он назвал гранитным слоем, а нижний – базальтовым (тахилитовым). Верхняя мантия, по его мнению, сложена породами, отвечающими по составу дуниту или смеси дунита и эклогита [Джеффрис, 1960].

Следует отметить, что почти одновременно с Г. Джеффрисом Г. Вашингтон [Washington, 1925] пришел к заключению о существовании базальтового субстрата, подстилающего гранитную оболочку, и обратил внимание на сходство предполагаемого состава Земли со средним составом метеоритов. Он один из первых высказал мысль о перидотитовом составе верхней мантии.

Таким образом, в течение первой четверти XX столетия сложилось представление об общих чертах строения земной коры и изменениях ее мощности. Кора представлялась двуслойной, состоящей из гранитного и базальтового слоев. Такую модель коры почти все геологи и геофизики относили к базальтам континентов, где под горными хребтами предполагали наличие сиалических корней. Считали также, что, хотя в пределах океанов кора имеет значительно меньшую мощность, под Атлантическим океаном она, однако, сохраняет то же строение, что и под континентами; отсутствие же гранитного слоя предполагалось лишь в области Тихого океана.

Эти представления еще не были достаточно подкреплены дистанционными геофизическими исследованиями, так как не было методов достаточно точного определения глубин до разделов Мохоровичича и Конрада. Это оказалось возможным лишь с 40-х годов, когда были проведены работы по использованию для изучения глубинного строения земной коры сейсмических методов с применением мощных взрывов [Ба-

тюшкова, 1966], результатом чего явилась разработка метода ГСЗ с регистрацией искусственно возбуждаемых сейсмических волн и их корреляционным прослеживанием.

К настоящему времени получены обширные данные о строении и составе коры и верхней мантии для ряда районов континентов, океанов и зон перехода между ними.

При анализе глубинной структуры земной коры для тектонического районирования, опирающемся главным образом на сейсмические данные, следует иметь в виду, что разрешающие возможности ГСЗ позволяют выделять слои мощностью около 5–10 км при регистрации преломленных волн и 2–5 км по отраженным волнам при НСП [Косминская, 1968], тогда как отдельные геологические тела, составляющие структуру верхней части земной коры (слои, интрузивные тела), в большинстве случаев близки по размерам (или меньше) разрешающей возможности ГСЗ даже при относительно плотных системах наблюдений. Очевидно, что при дискретном сейсмическом профилировании они не будут выявлены, а зарегистрированные сейсмические границы будут отражать конфигурацию систем геологических тел, составляющих структурные элементы более низкого порядка. Структурные элементы более высокого порядка (тела и структурные элементы размером в несколько километров) выявляются только для верхней части коры обычными сейсморазведочными методами, применяющими более высокие частоты, нежели ГСЗ.

Кровля гранитно-метаморфического слоя (сейсмическая граница $V_r = 5,4\text{--}6,3$ км/с) обычно рассматривается как кровля консолидированной коры, а в структурном смысле — как "фундамент" для залегающего выше осадочно-вулканогенного слоя. При этом необходимо учитывать, что в пределах платформы и в наложенных впадинах эта сейсмическая граница соотносится с кровлей кристаллического фундамента, а в щитах, где эта граница располагается на глубине 1–3 км, она обусловлена резким увеличением градиента скорости при увеличении давления до 1–2 кбар в гранитно-гнейсовых породах [Клосс, 1972; Галдин, 1971]. В складчатых системах эта граница находится на небольшой (до 0,5 км) глубине и располагается главным образом несогласно по отношению к складкам более высокого порядка (с размахом крыльев до 10 км), и здесь она отражает поведение плоскости, соответствующей зеркалу складчатости [Крылов, Мишенькин, 1971], которое в антиклинориях обращено выпуклой стороной вверх, а в синклинориях — вниз. Это обстоятельство хорошо согласуется с тем, что в антиклинориях, которые формируются обычно на месте зон эвгеосинклинального развития, комплекс метаморфизованных пород в осевой зоне будет располагаться гипсометрически выше, по сравнению с прилегающими миогеосинклинальными зонами, на месте которых в большинстве случаев формируются синклинии. Таким образом, характер поведения сейсмической границы, соответствующей кровле гранитно-гнейсового слоя, в совокупности с анализом рельефа более глубоких границ [Беляевский, 1969] дает возможность проводить тектоническое районирование земной коры с учетом ее глубинного строения.

Разделы Ферча (кровля метаандезитового слоя — F) и Конрада (кровля metabазальтового слоя — K), по-видимому, обусловлены изохимической метаморфической дифференциацией вещества коры, подчеркивающей разницу в составе слоев, слагающих земную кору. Показано [Glowes, Kanasewich, 1970], что раздел K (так же как раздел M) — это толща мощностью менее 1 км, представленная чередованием слоев с пониженными и повышенными скоростями сейсмических волн. В.В. Жданов [1971] на примере Балтийского щита показал, что раздел K приурочен к границе амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и представляет зону мощностью в несколько сотен метров. Пологие сейсмические границы в metabазальтовом слое также обусловлены метаморфической дифференциацией вещества [Наливкина, Дьячкова, 1970]. Таким образом, если в верхних частях коры (до кровли консолидированной коры) сейсмические и геологические (отражающие изменения вещественного состава) границы совпадают, то более глубокие сейсмические разделы отражают метаморфическую перестройку коры [Беляевский и др., 1972], ведущую, однако, к выделению границ слоев с разным химическим составом, а сами разделы могут представлять достаточно мощные переходные зоны, сложенные линзовидными телами с заметно различающимися скоростными характеристиками [Angenheister, 1969].

Границей, разделяющей земную кору от верхней мантии, является раздел Моховичича (раздел М), скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль которого — 7,7–8,7 км/с [Parke, 1967; Беляевский, Рябой, 1969; Мак-Кензи, 1972].

В настоящее время есть достаточно оснований считать, что раздел М ограничивает перидотитовую под океанами [Woollard, 1975; Christensen, Salisbury, 1975] и дунит-перидотитовую с включениями эклогитов под континентами верхнюю мантию от более кислой по составу земной коры [Рингвуд, Грин, 1968, 1972; Соболев, Соболев, 1971; Рингвуд, 1972], нижняя часть которой сложена главным образом породами базитового состава, метаморфизованными в гранулитовой и эклогитовой фациях [Наливкина, Дьячкова, 1970; Лутц и др., 1971].

Мощность раздела и структура раздела М, а также скорости продольных сейсмических волн вдоль него различны в структурных элементах земной коры наиболее низкого порядка [Беляевский, Рябой, 1969; Мак-Кензи, 1972]. Так, под щитами и талассократонами мощность переходной зоны от коры к мантии не превышает 0,5 км, а $V_T = 7,8–8,5$ км/с; под складчатыми поясами мезозойского и отчасти палеозойского возраста раздел М представляет собой переходную зону мощностью около 1 км из чередующихся слоев с пониженными и повышенными скоростями, а V_T в верхней мантии вблизи раздела около 7,8–8,0 км/с. Показано [Продель, 1980], что в целом раздел М более четкий в регионах с тонкой корой. Слои и линзы с пониженными скоростями в подошве коры, вероятно, представляют собой зоны габброизированных и гранитизированных гипербазитов или линзы частичного плавления пород [Москалева, 1971; Мейснер, 1972].

Под тектонически активными районами, такими, как срединно-океанические поднятия и системы островных дуг, раздел М не всегда является четким [Stoffa et al., 1970]. Это, по-видимому, обусловлено продолжающимися процессами дифференциации вещества верхней мантии в этих участках, что приводит к образованию корово-мантийной смеси [Cook, 1962] и стиранию раздела М.

Существует предположение, что раздел М может перемещаться вверх или вниз, благодаря фазовым переходам [Lindt, 1967; Соллогуб, 1968] или дифференциации вещества верхней мантии [Резанов, 1971], в связи с чем наблюдаются две (или более) сейсмические границы у раздела М, а увеличение или уменьшение мощности коры ведет к изостатическому подъему или опусканию участка земной коры. Однако следует отметить, что фазовые переходы у раздела М могут только подчеркивать химически различные границы, уже сформировавшиеся у раздела М [Галактионов, Белов, 1967], а изостатический подъем или опускание, по-видимому, связаны не с разделом М, а реализуются в блоках кора–мантия у кровли астеносферы [Мак-Кензи, 1972].

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что раздел М является "химической" структурной поверхностью, отделяющей земную кору от верхней мантии и формируется этот раздел на раннем, океаническом этапе развития земной коры, сохраняясь в платформенной стадии, несмотря на интенсивные процессы в нижней части коры и в верхней мантии в течение геосинклиального этапа.

СОВРЕМЕННАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Важным достижением геологии и геофизики после Второй мировой войны является относительно детальное изучение двух главных типов земной коры — океанического и континентального [Гиллули, 1957; Юнг, Пресс, 1957; Бедерке, 1960; Worzel, 1974] и переходной зоны между ними, представленной рядом промежуточных разновидностей коры, распространенных как в регионах с океанической, так и с континентальной корой.

Нормальная океаническая кора средней мощностью 5–6 км распространена в областях океанических глубин, превышающих 4 км, а также в некоторых глубоководных впадинах окраинных морей. Подошвой земной коры является раздел М, располагающийся на глубине 10–11 км ниже уровня моря. Данные по структуре океанической коры [Le Pichon, 1969; Шор, Райт, 1972; Юнг, 1972; Фогт и др., 1972; Spudich, Orcutt, 1980] позволяют выделять три основных слоя (сверху–вниз; рис. 2): слой 1 — осадочный; слой 2 — осадочно-вулканогенный; слой 3 — метабазальтовый ("океани-

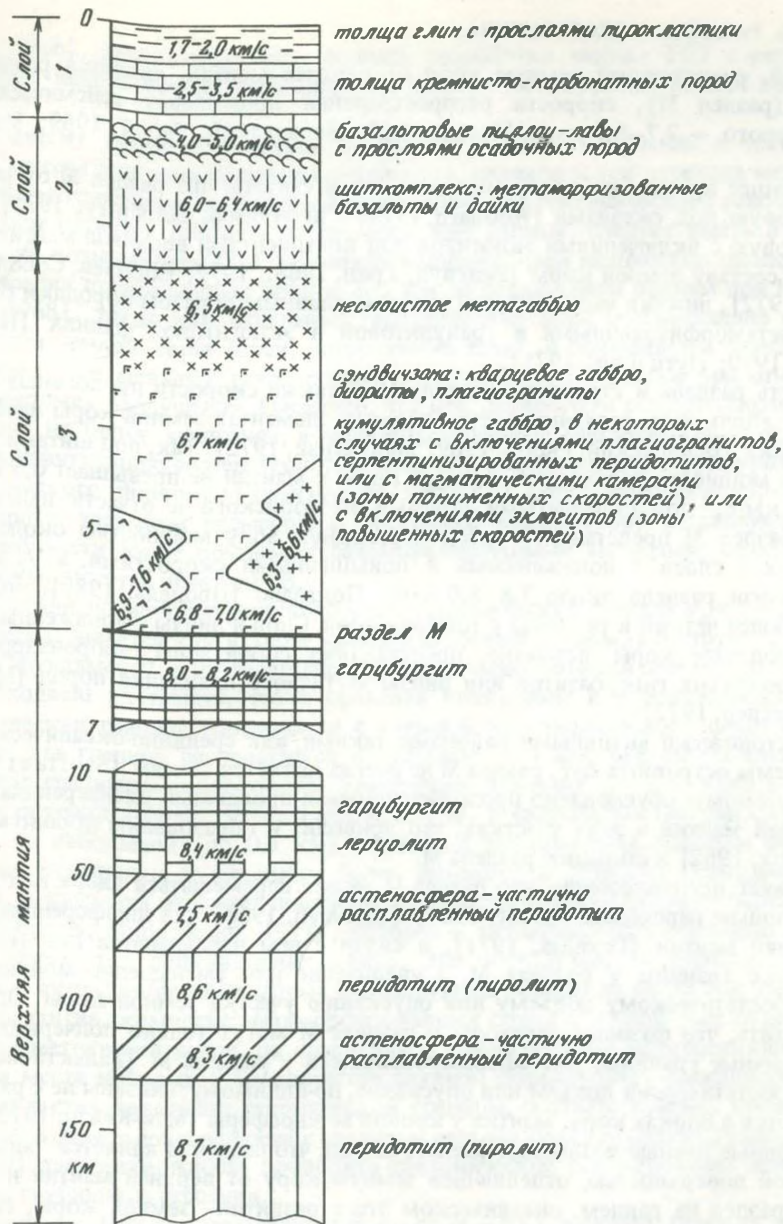


Рис. 2. Современная модель структуры и состава "нормальной" океанической коры и верхней мантии. Составил Г.С. Гнибиденко

ческий"). Ниже располагается кровля верхней мантии со средней скоростью сейсмических волн 8,1 км/с.

Слой 1 – в настоящее время является наиболее изученной частью океанической коры благодаря обширным программам НСП и глубоководного бурения [Лисицын, 1974а; Edgar, 1974; Ludwig, Houtz, 1979; Embley, Johnson, 1980]. Мощность этого слоя достигает нескольких километров вблизи окраин континентов и в глубоководных впадинах окраинных морей, тогда как в открытом океане его мощность около 0,1–0,3 км и редко достигает 0,5–1,0 км и более. Скорость сейсмических волн в этом слое находится в пределах 1,5–3,4 км/с и обычно для верхней акустически прозрачной толщи принимается равной 1,7–2,0 км/с. Фундаментом для слоя 1 служит неровная поверхность слоя 2, который в ряде районов нередко выступает из-под осадочного слоя.

Использование сейсмопрофилографа позволило изучить внутреннюю структуру слоя 1, который в "нормальном" океане состоит из акустически прозрачных и акустически непрозрачных толщ с варьирующей мощностью и разной последовательностью

в разрезе. Обычно в структуре слоя 1 выделяется верхняя акустически прозрачная толща и нижняя акустически непрозрачная толща. Акустически прозрачные толщи слоя 1 представлены пелагическими илами, а акустически непрозрачные — переслаиванием илов, известковистых илов и известняков и кремнистых пород. В керне многих скважин глубоководного бурения обнаружены прослои пепла.

Для ряда районов на западе Тихого океана показано [Houtz, Ludwig, 1979], что в основании слоя 1 залегает реверberирующая толща, мощностью более 0,5 км, сложенная, по-видимому, известняками или вулканогенными отложениями со средней скоростью около 3,0 км/с. Гладкая кровля этой толщи обычно принималась за фундамент при работах НСП со слабыми источниками возбуждения сейсмических волн. Однако шероховатый фундамент (кровля слоя 2) залегает ниже и, следовательно, реверberирующую сейсмическую толщу можно включать в состав слоя 1. В таком случае, мощность этого слоя в некоторых районах океана может достигать 1,5–2,0 км и более.

Осадочный слой океанической коры образовался в результате пелагической седиментации, скорость которой варьировала в значительных пределах — от 0,5–10 м/млн. лет до 100–200 м/млн. лет при турбидитном осадконакоплении.

Слой 2 океанической коры залегает ниже осадочного слоя 1 и характеризуется скоростью сейсмических волн 3,4–6,3 км/с, а средняя его мощность около 1,5 км. Этот слой в целом представляет собой высокоградиентную сейсмическую толщу, в которой скорости сейсмических волн быстро нарастают с глубиной, по сравнению с плавным градиентом скорости в подстилающем слое 3 [Spudich, Orcutt, 1980]. Детальные исследования [Houtz, 1976] показали, что в составе слоя можно выделить, по крайней мере, три сейсмические толщи: 2А, 2В и 2С. К резкому изменению градиента скорости и приурочена кровля слоя 3, характеризующаяся сейсмическим разделом с $V_r \approx 6,5$ км/с.

Имеющиеся данные [Le Pichon, 1969; Christensen et al., 1973; Fox et al., 1973; Fox, Opdyke, 1973; Schreiber, Fox, 1973, 1977; Bonatti, Honnorez, 1976; Hyndman, Drury, 1976] свидетельствуют о том, что слой 2 сложен базальтовыми потоками, в ряде случаев интенсивно метаморфизованными и переслаивающимися с консолидированными пелагическими осадками и, таким образом, в целом он соответствует осадочно-вулканогенному слою коры. Этот слой подразделяется на слои 2А и 2В. Верхний слой — 2А представляет собой переслаивание пиллоу-базальтов и консолидированных пелагических отложений и имеет скорость продольных сейсмических волн 2,5–3,8 км/с. Слой 2В — состоит из интрузивных метабазальтов и метадолеритов цеолитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма и имеет скорость 4,0–6,0 км/с.

Слой 3 (океанический), подстилающий осадочно-вулканогенный слой 2, имеет среднюю мощность около 5 км, а скорость сейсмических волн — 6,7 км/с. К подошве слоя приурочен раздел М, характеризующийся $V_r \approx 8,1$ км/с. Н.К. Булин [1979] предложил проводить раздел М ниже на 5–10 км и, таким образом, в состав слоя 3 включать четвертый базальтовый слой.

Хотя слой 3 в целом и является более гомогенным, нежели слой 2, судя по градиенту сейсмических скоростей [Spudich, Orcutt, 1980], однако в некоторых районах в его нижней части выделяется сейсмическая толща с повышенными (6,9–7,6 км/с [Maynard, 1970]) или пониженными (6,3–6,6 км/с; [Lewis, Snysman, 1977; Spudich, Orcutt, 1980; Anosov et al., 1982]) скоростями сейсмических волн. Таким образом, этот слой может расслаиваться на две толщи, по-видимому, различающиеся по петрографическому составу.

Петрографический состав слоя 3 выяснен еще недостаточно. Предполагается, что он сложен или серпентинизированными перидотитами, или метаморфизованными базальтами [Le Pichon, 1969; Bottinga, Allegre, 1973]. Внедрение гипербазитов в океаническую кору и их последующая серпентинизация приурочены главным образом к зонам океанических срединных хребтов и поднятий, где кора аномально утолщается и где в осевых зонах проявляется метаморфизм [Miyashiro et al., 1970; Миясиро и др., 1973] и базитовый и гипербазитовый магматизм [Bonatti и др., 1973; Мелсон, Томпсон, 1973; Дмитриев, 1973; Bonatti, Honnorez, 1976; Fox et al., 1976; Hodges, Papike, 1976], а в верхней мантии обнаруживается разуплотненная зона [Bonatti, 1971; Rosendahl, 1976; Rosendahl et al., 1976], связанная с частичным плавлением верхней мантии. По-видимому, наиболее вероятно [Christensen, Salisbury, 1975; Bonatti, Honnorez, 1976; Fox et al., 1976], что слой 3 сложен габбро и метагаббро в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях с телами серпентинизированных перидотитов. Такой состав слоя согласуется с лабораторными экспериментальными данными по

генезису океанических базальтов [Грин, 1973]. Океанические плагиограниты [Coleman, Peterman, 1975], вероятно, могут обуславливать зону пониженных скоростей в слое 3, судя по их физическим свойствам [Christensen, 1977], наряду с телами серпентинизированных перидотитов. Состав слоя повышенных скоростей может отвечать как оливиновому габбро, так и гранатовому гранулит, эпидотовому амфиболиту или переслаиванию основных и ультраосновных кумулятов [Carlson et al., 1980].

Скважины, пробуренные к настоящему времени по программе океанского бурения, в большинстве случаев остановлены в осадочном слое или в слое 2. Самый древний возраст, установленный по скважинам, нижнемеловой и юрский, а возраст изверженных пород, драгированных с поднятий слоя 2 в Тихом океане, тоже не древнее юры [Ozima et al., 1970; Лисицын, 1974б; Clague, Dulrymple, 1975; Clague et al., 1975; Saito, Ozima, 1976].

Если образование слоев 1 и 2 океанической коры, очевидно, обусловлено осадочным и вулканическим процессами, то возникновение слоя 3 может быть объяснено лишь интенсивным интрузивным магматизмом. В целом же состав и структура нормальной океанической коры отвечают офиолитовому комплексу [Moogres, Jackson, 1974], выступающему в ряде районов на дневную поверхность в пределах суши.

В составе океанической коры выделяются две разновидности: субокеаническая и субконтинентальная кора.

Кора субокеанического типа — это океаническая кора с утолщенным осадочным слоем, мощность которого соизмерима с мощностью подстилающих осадочно-вулкано-генного и базальтового слоев и достигает 4–5 км, а скорости продольных сейсмических волн — 1,6–3,2 км/с. Общая мощность коры может быть 10–20 км. Обычно, осадочный слой состоит из верхней слоистой, акустически непрозрачной толщи (мощностью около 0,5–1,5 км) и нижней акустически прозрачной толщи (мощностью около 2–4 км). Судя по данным глубоководного бурения, верхняя толща сложена турбидитами с прослоями вулканического пепла, а нижняя — пелагическими илами и глинами. Кора этого типа распространена главным образом в глубоководных впадинах окраинных морей.

Кора субконтинентального типа представляет собой кору с утолщенным мета-базальтовым и метаандезитовым слоями и с нечетко выраженным или отсутствующим гранито-метаморфическим слоем. Скорости продольных сейсмических волн в этом типе коры находятся в интервале от 6,1 до 6,6 км/с, а в верхней части, в толще, сложенной слабо метаморфизованными продуктами вулканизма, они понижаются до 5,0 км/с. Общая мощность коры обычно около 25 км и менее. Характерной особенностью для коры этого типа являются понижение скорости в верхней мантии до 7,7 км/с, а граница со скоростью 8,0–8,1 км/с устанавливается ниже. Это обстоятельство позволило К.Л. Куку [Cook, 1962] предположить наличие промежуточного слоя между корой и мантией, названного им "смесь коры и мантии". Кора субконтинентального типа распространена главным образом в районах островных дуг, океанических поднятий [Carlson et al., 1980] и отчасти в районах мезозойско-кайнозойских складчатых систем.

ГЛАВА 3

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Принципы тектонического районирования континентальной земной коры и методы составления тектонических карт континентов довольно детально разработаны и проанализированы Т.Н. Спижарским [1973], по которому "выделение в земной коре регионов, характеризующихся определенной структурой, есть тектоническое районирование. Такое районирование можно назвать районированием по типу строения регионов или районированием по типу структуры..." [с. 94]. В этой работе под тектоническим районированием будет пониматься построение структурной модели некоторого региона земной коры, основывающееся на выделении районов с однородной структурой.

Мелкомасштабное тектоническое районирование земной коры континентального типа по возрасту главной складчатости явилось мощным методическим приемом, поз-

3913

волившим расшифровать основные элементы структуры земной коры наиболее низкого порядка в складчатых системах и дать ретроспективную картину их развития. Однако применение принципа районирования по возрасту главной складчатости встретило существенные затруднения из-за асинхронности проявления складчатости в пределах достаточно обширной территории и из-за трудностей выделения структурных этажей внутри складчатых областей. Кроме того, принцип районирования по возрасту складчатости практически невозможно применить для чехла фанерозойских и более древних платформ, в связи с чем их тектоническое районирование, обычно, проводится по структурному принципу, под которым понимается совокупность приемов, в соответствии с которыми на тектонической карте отражается главным образом статическая структура чехла и фундамента, а выделение структурных элементов основывается на совокупности геометрических и вещественных (формационных) признаков. Очевидно, что возраст складчатости не может явиться основой для тектонического районирования океана, где складчатые деформации проявляются лишь в протяженных линейных зонах, а обширные районы океанических плит и поднятий интенсивно нарушены лишь дизъюнктивными дислокациями.

Т.Н. Спижарский [1973, с. 94] полагает, что "генетическую основу тектонического районирования по типу строения регионов составляют тектонические режимы, под воздействием которых регионы формируются. Поэтому такое районирование можно именовать районированием по особенностям тектонических режимов...". Однако, основываясь на работах других авторов [Косыгин, Соловьев, 1969; Косыгин и др., 1972], будем считать специальной задачей ретроспективного анализа исследование прошлого тектонического режима, сформировавшего структуру земной коры. В связи с этим переход от статической модели (тектонической карты) к ретроспективной (описанию тектонического процесса) должен сопровождаться процедурой присвоения структурным элементам (или структурам) тектонической карты историко-генетических обозначений (ретроспективных имен) в соответствии с принятой альтернативной моделью структурной эволюции. Таким образом, информация о тектоническом режиме для выделенных структурных районов земной коры может быть получена по правилам дедуктивного вывода лишь после того, как будет выяснена их внутренняя структура и формационный состав тектонических элементов.

КРИТЕРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Совокупность данных по геологии океанов и континентов дает основания для аксиоматического вывода о том, что земная кора этих структурных элементов наиболее низкого ранга имеет различный генезис: земная кора океанов находится на догеосинклинальном и раннегеосинклинальном этапах структурного развития, тогда как кора континентального типа — главным образом на орогенном и посторогенном этапах структурной эволюции. Процесс трансформации (геосинклинальный процесс) коры океанического типа в континентальный реализуется как конструктивный этап развития коры в зонах перехода от океанов к континентам. Деструктивные тектонические процессы накладываются на континентальную (активизация) и, вероятно, на океаническую кору (субдукция), приводя к формированию специфической структуры.

Если полагать, что генезис земной коры океанов и континентов различен, то очевидно, что структуры океанического и континентального типов коры неизоморфны и, следовательно, тектоническое районирование континентов и дна океанов следует основывать на различных структурных подходах тектонического районирования.

Под структурным принципом тектонического районирования здесь понимается совокупность процедур выделения систем структурных элементов в земной коре, фиксируемых конечным набором признаков, причем геологические тела выделяются как на основе вещественных (формационных) характеристик, так и путем структурно-вещественной интерпретации и экстраполяции геофизических материалов на районы, где невозможно получить непосредственные данные о составе земной коры.

Для континентальной коры структурно-формационный подход, рассматриваемый как дальнейшее развитие районирования по возрасту складчатости, в настоящее время является, вероятно, наиболее развитым приемом для расшифровки региональной тектоники и создания на этой основе ретроспективных (историко-генетических) моделей ее структурной эволюции.

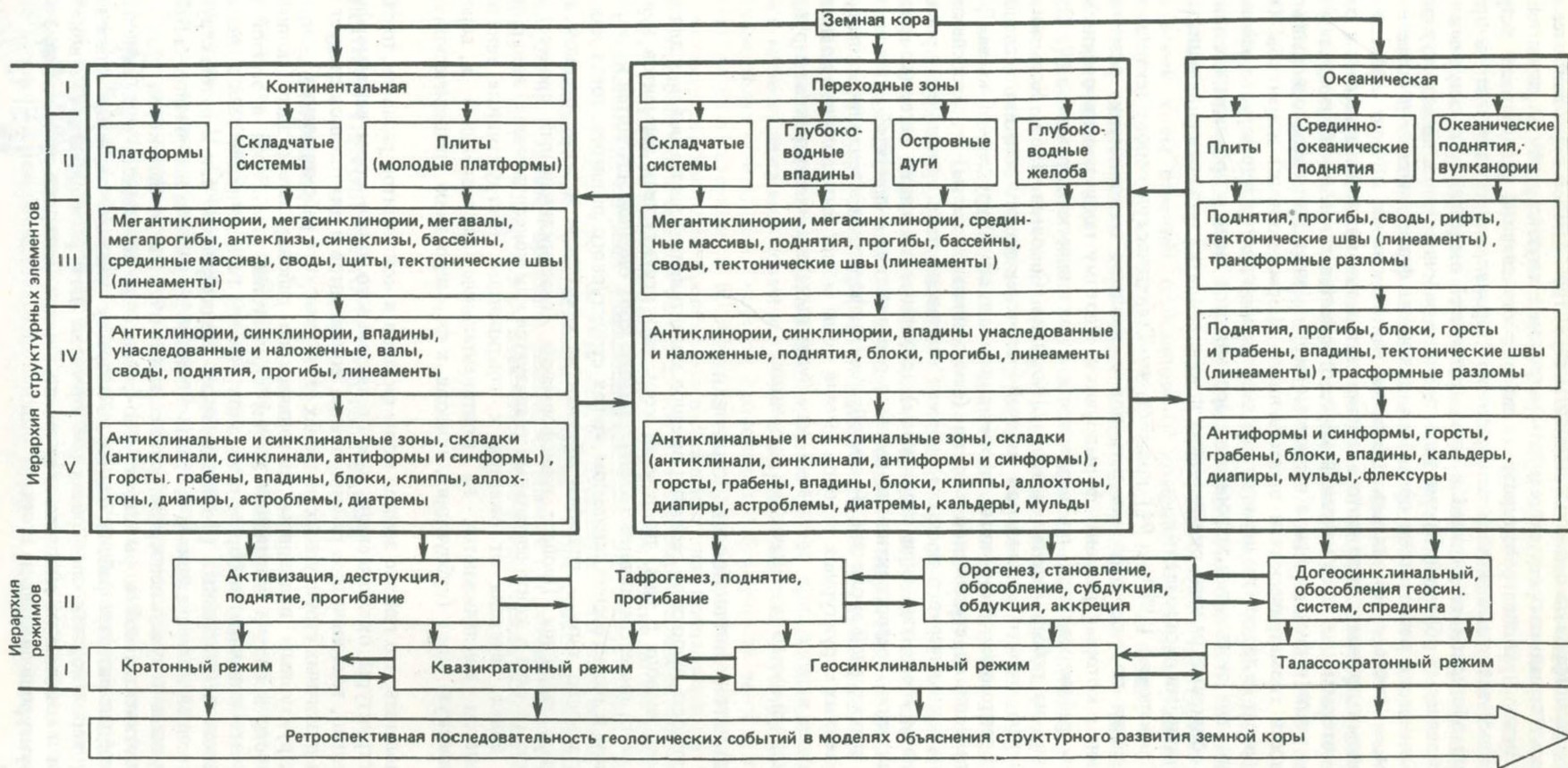


Рис. 3. Система тектонических элементов земной коры и ее отношение к системе геодинамических режимов и ретроспективной (историко-генетической) последовательности. Составил Г.С. Гнибиденко

Для океанической коры наиболее приемлемым [Богданов и др., 1967; Удинцев, 1972; Пушаровский, 1972] является морфоструктурный подход тектонического районирования, основывающийся на выделении систем геологических тел, фиксируемых набором геофизических (крипоструктурных), геоморфологических и, в меньшей степени, формационных признаков. Выделяемые таким образом морфоструктурные элементы имеют, наряду с ограничивающей их геоморфологической поверхностью, сложную внутреннюю структуру, обычно выявляемую геофизическими методами.

Морфоструктурные признаки при тектоническом районировании океанической земной коры имеют первостепенное значение не только потому, что накоплена достаточно обширная информация о рельефе дна океанов, но главным образом в связи с тем, что в условиях относительно слабого воздействия агентов подводной денудации и нивелирования этот рельеф отчетливо связан с внутренней структурой коры, во всяком случае с ее верхней частью.

В зонах перехода от океана к континенту очевидно взаимное перекрытие множеств признаков, реализуемых структурным и морфоструктурным подходами, однако оба вполне могут быть использованы, но только для различных рангов системы структурных элементов переходных зон западнотихоокеанского типа. В этих системах морфоструктурный подход тектонического районирования может быть корректно реализован главным образом только для выделения структурных элементов наиболее низкого порядка, тогда как для выделения структурных элементов более высоких порядков могут быть использованы структурно-формационный принцип и районирование по возрасту главной складчатости.

Системно-структурный подход при анализе тектоники земной коры океана предполагает выделение структуры как одной из характеристик ее стабильной стороны. В этом смысле структура земной коры представляет собой инвариантный аспект системы, относительно трансформации земной коры океанического типа в континентальную кору, поскольку в последней могут быть распознаны структуры океанического типа. Усложнение и структурная эволюция океанической коры идут не только путем повторения элементарной пары геосинклинальное поднятие — геосинклинальный прогиб, а также в результате внутреннего тектонического развития этих структур, в которых появляются структурные элементы более высокого порядка (эвгеосинклинальные поднятия и эвгеосинклинальные прогибы, миогеосинклинальные поднятия и миогеосинклинальные прогибы), что постепенно приводит к перерождению океанических структурных элементов и к трансформации структуры океанического типа в континентальную. При этом сохраняется структура геосинклинали, распознаваемая в системе мегантиклинориев и мегасинклинориев и образующая фундамент платформ.

Если океаническую и континентальную части земной коры рассматривать как нулевой порядок, то в качестве структурных элементов первого порядка земной коры океанов могут быть выделены плиты и океанические поднятия, в которых современными геофизическими методами различаются структурные элементы второго, третьего и четвертого порядков. Для целей тектонического районирования в этой работе будет использована схема классификации структурных элементов океанической земной коры, приведенная на рис. 3.

Для историко-генетического (ретроспективного) анализа необходимо ввести понятие о тектоническом режиме. Разработке тектонического районирования земной коры на основе представлений о тектонических режимах уделено большое внимание Т.Н. Спичарский [1973], используя предложенную им экспликацию, можно дать следующее определение высокой степени общности: тектонический режим — это совокупность геологических процессов, формирующих земную кору. В качестве конкретных тектонических режимов выделим следующие режимы наиболее низкого порядка: талассократонный, геосинклинальный, квазиплатформенный и платформенный. Каждый из этих режимов может быть подразделен на ряд стадий. Необходимо лишь помнить, что смена одного режима другим является довольно постепенной и для этого требуется геологическое время.

Для перехода к ретроспективному описанию тектонического процесса необходимо соотнести структурные элементы земной коры с современными тектоническими режимами, а затем выстроить эти бипарные отношения в ретроспективную последовательность. Поскольку отношения между членами этой последовательности транзитивны, симметричны и рефлексивны на основе принципа униформизма, это позволяет исполь-

зовать ее для построения моделей тектонических событий. Следует отметить, что с достаточной вероятностью может быть реконструирована именно последовательность этих событий, тогда как исследования ее масштаба (метрики) пока еще находятся в стадии становления [Косыгин и др., 1974].

ГЛАВА 4

ОБЗОР ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геолого-геофизические исследования в северо-западном секторе Тихого океана начались в конце XIX в. с проведения Англией и США первых морских экспедиций, сопровождавшихся целенаправленными сборами и изучением морских осадков. Научно-техническая революция последних десятилетий и создание новой технической и аппаратурной базы позволили приступить к бурению в глубоких частях Тихого океана и изучению дна с погружаемых аппаратов. Наибольший прогресс в изучении структуры земной коры Тихого океана достигнут за последние два десятилетия американскими, советскими и японскими исследователями в результате широкого применения геофизических методов и глубоководного бурения. Настоящий обзор учитывает исследования, результаты которых опубликованы до начала 1981 г.

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЛЬЕФА

Первые представления о рельефе дна северо-западной части Тихого океана были получены экспедициями на кораблях "Челленджер" (1872–1876 гг.), "Тускарора" (1873–1878 гг.) и "Альбатрос" (1888–1897 гг.), которыми были открыты Марианский, Японский и Курило-Камчатский желоба, когда с помощью троса были измерены глубины, значительно превосходившие средние глубины океанического ложа [Удинцев, 1955; Безруков, 1959а; Удинцев, 1972].

В 20-х годах нашего столетия для измерения глубин начинают применяться эхолоты. Между 1925 и 1931 гг. в северо-западной части Тихого океана интенсивные эхометрические съемки выполнены японскими судами "Мансю", "Косю", "Йодо" и др. [Carrutherg, Lawford, 1952]. В Японском желобе эхолотирование выполнялось американской экспедицией на судне "Рамапо" в 1933 г. [Carrutherg, Lawford, 1952]. Работы "Карнеджи" (США) проводились в северо-западной части Тихого океана с 1927 по 1936 г. [Удинцев, 1958, 1972].

К концу 30-х годов эхометрическими съемками японских гидрографов были открыты и изучены в общих чертах Императорские горы, а также многочисленные плосковершинные и конусообразные горы из систем Каролинских и Маршалловых островов. Таким образом выяснилась морфологическая обособленность северо-западной части тихоокеанского ложа от остальной части Тихого океана. Подчеркивая это, М. Таяма в 1952 г. предложил название "Северо-Западное Тихоокеанское плато" [Ewing, 1966].

В 1950–1951 гг. английской экспедицией на НИС "Челленджер" на нескольких пересечениях Марианского и Японского желобов было установлено ступенчатое строение склонов. Были обнаружены и детально обследованы многочисленные подводные горы на океаническом ложе, а в Марианском желобе была открыта максимальная глубина Мирового океана, равная 10 863 м [Carrutherg, Lawford, 1952; Удинцев, 1955; Зенкевич и др., 1959].

В период после второй мировой войны промерные работы приобретают направленность на детальное изучение отдельных районов. Датская экспедиция на "Галагее" в 1951–1952 гг. выполнила детальные исследования рельефа Марианского желоба. В 1953 г. экспедицией Скриппсовского океанографического института "Транспасифик" на НИС "Хорайзи" и "Спенсер Ф. Берд" эхолокация проведена в Идзу-Бонинском, Японском и Курило-Камчатском желобах [Безруков, 1959а; Kuno et al, 1956].

Результаты эхометрических съемок, накопленные к середине 50-х годов, изменили представление о равнинном характере дна абиссальных частей северо-запада Тихого океана и выявили его сложную расчлененность и многообразие средних и малых форм рельефа. В 1953 г. Институтом океанологии АН СССР на НИС "Витязь" была проведена

эхометрическая съемка Курило-Камчатского глубоководного желоба и сопряженного с ним краевого океанического вала Хоккайдо [Удинцев, 1955; Затонский и др., 1961]. В 1954 г. и весной 1955 г. экспедицией на "Витязе" получены дополнительные данные о рельефе Курило-Камчатского желоба, вала Хоккайдо, возвышенности Шатского и северной части Императорских гор [Безруков, 1959а; Петелин, 1959]. Осенью 1956 г. эхометрическая съемка с "Витязя" проводилась в северных частях Марианского и Идзу-Бонинского желобов. Значительное внимание в этих исследованиях уделялось формам мезорельефа, были выявлены их различия для разных географических провинций дна северо-западной части Тихого океана [Безруков, 1959б]. Большой объем эхометрических съемок был выполнен "Витязем" в течение Международного геофизического года (1957—1959 гг.) Во время 25, 26 и 27-го рейсов в северо-западной части Тихого океана изучалась морфология системы желобов, подводных хребтов, валов и котловин и был уточнен общий план их расположения. В рельефе дна Северо-Западной котловины установлены сбросовые уступы, обнаружены неизвестные ранее подводные горы с плоскими и коническими вершинами. Во время 25-го рейса "Витязя" в Марианском желобе была уточнена максимальная глубина Марианского желоба и Мирового океана. С учетом поправок она была принята равной $11\,034 \pm 50$ м [Удинцев, 1960].

Экспедицией Японского метеорологического агентства рельеф дна северо-западной части Тихого океана изучался в 1959 г. в двух рейсах "Риофу-мару" [Удинцев, 1962]. В это же время НИС "Стрэнджер" продолжил исследование Марианского желоба [Mogi, 1972].

В 1960-х годах основной объем батиметрических съемок в северо-западном секторе Тихого океана был выполнен Скрипсовским институтом океанографии в нескольких рейсах НИС "Арго" и "Спенсер Ф. Берд", судами Военно-морской океанографической службы США, Ламонтской геологической обсерваторией в рейсах НИС "Вима" и "Роберт Д. Конрад", судами Японской гидрографической службы, Японским метеорологическим агентством и Гидрографическим управлением морской спасательной службы на судах "Риофу-мару" и "Такуйо", Токийским университетом на НИС "Хакухо-мару", "Тансей-мару" и "Умитака-мару" [Uyeda et al., 1967; Hilde, Raff, 1970; Iwabuchi, Mogi, 1973; Tomoda, 1974]. Большинство из этих работ были сконцентрированы на Курило-Камчатском, Японском и Идзу-Бонинском желобах, в то же время в рейсах "Арго", "Хакухо-мару" и "Такуйо" детально изучались отдельные подводные горы в Северо-Западной котловине и горной системе Мид-Пасифик. Тихоокеанской океанографической лабораторией Управления по изучению окружающей среды США при проведении эхометрических работ 1968—1969 гг. открыт Императорский желоб, названный по расположенным западнее подводным горам [Erickson et al., 1970]. В цепи Императорских гор было открыто и изучено четыре крупных подводных горы экспедицией "Лузиад" Скрипсовского института океанографии и Гидрографической службы США [Davies et al., 1972].

В конце 60-х — начале 70-х годов Скрипсовский институт океанографии, Ламонтская геологическая обсерватория и Океанографическая служба Военно-морского флота США во время экспедиций на судах "Зетэс", "Антипод", "Скен", "Хант", "Сэси" и "Лузиад", а также Береговая и Геодезическая службы США и Морская спасательная служба Японии провели многочисленные эхометрические съемки и транзитные галсы в северо-западной части Тихого океана [Track . . . , 1972; Bathymetric . . . , 1973].

Институтом океанологии АН СССР в 1969 г. в 46-м рейсе и в 1970—1971 гг. в 49-м рейсе "Витязя" с помощью эхолотирования получены новые данные по морфологии разломов Северо-Западной котловины, в горной цепи Маркус-Уэйк были обнаружены новые островершинные подводные горы [Агапова, 1972]. Экспедиции "Ариес-5" и "Ариес-7" Скрипсовского океанографического института на НИС "Томас Вашингтон" в 1971 г. выполнили детальную батиметрическую съемку гайота Коко — самого крупного на юге Императорских гор, а также одиннадцати гайотов, расположенных в центральной части горной цепи Маркус-Уэйк и в группе гайотов Гейш [Initial Reports . . . , 1973в].

В 1972 г. Океанографическая служба ВМФ США в западной части Северо-Западной котловины выполнила батиметрические исследования с использованием многоканальной сонарной системы. На многих из возвышенностей, расположенных на глубинах океана около 6 км, были установлены формы типа кальдер проседания [Hollister et al., 1978].

В 1971–1972 гг. НИС "Хакухо-мару", в 1973 г. "Чиу-Лиен" Тайваньского национального университета, а в 1974 г. "Хакурей-мару" Геологической службы Японии сосредоточили эхометрические работы в Идзу-Бонинском и Марианском желобах и в районе Каролинских островов [Preliminary..., 1973; Izu-Ogasawara arc..., 1976; Jones et al., 1976].

С 1975 г. систематический промер с использованием прецизионных эхолотов ведется США в рамках программы Международного десятилетия исследования океана. Наряду с уточнением морфологии известных элементов подводного рельефа, был обнаружен и детально изучен глубоководный канал Нэкви, протягивающийся более чем на 100 км в субмеридиональном направлении от подножия южного окончания вала Хоккайдо до подводной горы Исакова [Mammerickx, 1980].

В 1975–1976 гг. сотрудники СахКНИИ АН СССР в 7-м рейсе НИС "Пегас" изучали рельеф подводных гор Маркус-Уэйк. Был обнаружен вал к востоку от подводных гор Маркус-Уэйк.

На океаническом склоне Японского желоба и северной части Курильского желоба эхолокация была выполнена в 1976 г. Японской геологической службой на НИС "Хакурей-мару" [Geological. . . , 1977]. Сеть галсов со средним межгалсовым расстоянием 12 миль позволила выделить основные морфологические элементы региона. Одновременно с этими работами Скриппсовский океанографический институт и Тайваньский национальный университет выполнили детальные эхометрические исследования центральной части Марианского трога на судах "Томас Вашингтон" и "Чиу-Лиен" [Vibee et al., 1980].

В 1976 и 1977 гг. Японская геологическая служба на НИС "Хакурей-мару" выполнила эхолотирование по четырем транзитным галсам между о-вом Хонсю и Маршалловыми островами [Deep Sea. . . , 1977, 1979]. Широкие (несколько десятков километров) и малоамплитудные (до 40 м) ундуляции поверхности абиссальной равнины отмечены в южной части Северо-Западной котловины, где максимальные глубины достигают 6000 м.

Большое количество эхолотных профилей выполнено Гавайским геофизическим институтом на НИС "Кана-Кеоки" в 1976–1977 гг. в Марианском желобе. Этими работами установлено, что океанический склон желоба и краевой вал разбиты продольной системой горстов и грабенов [Jones et al., 1979]. В это же время СахКНИИ АН СССР провел региональные эхометрические съемки Курило-Камчатского желоба в 9, 13 и 15-м рейсах и в районе сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов в 12-м рейсе НИС "Пегас" [Тектоника. . . , 1980].

В 1978 и 1979 гг. Институтом океанологии АН СССР в 21 и 23-м рейсах НИС "Дмитрий Менделеев" с помощью эхометрической съемки на нескольких полигонах в районе возвышенности Шатского изучена система разломов; маршрутными наблюдениями на профиле вдоль гор Маркус-Уэйк обнаружено три уровня поверхности вершин гайотов [Непрочнов, 1979, 1980].

Несколько эхолотных профилей пройдено СахКНИИ АН СССР вдоль геотраверза о-в Итуруп – возвышенность Шатского в 1978 г. на НИС "Морской геофизик", а в 1979 г. – на НИС "Пегас". Зимой 1980 г. на НИС "Морской геофизик" и "Пегас", а осенью того же года – на НИС "Пегас" СахКНИИ продолжал исследования рельефа северо-западной части Тихого океана на трех региональных профилях между возвышенностью Шатского и Каролинскими островами и на полигонах в районе "переуглубленного" океана к югу от возвышенности Шатского.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Большая часть информации о структуре коры северо-западной части Тихого океана получена сейсмическими методами, в число которых вошли: метод преломленных волн (МПВ) и глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), включая дискретные зондирования и профильные наблюдения по различным методикам; метод отраженных волн (МОВ) – вначале дискретный с использованием взрывов, а с 1961 г. – НСП с различными типами излучающих и приемных систем; МОВ–МПВ – когда наблюдения ведутся с использованием пневмопушки и акустических радиобуев (система "ASPER" в англоязычной литературе). Повышенная глубинность и высокая разрешающая способность являются преимуществами этого метода, впервые примененного в северо-западной части Тихого океана Ламонтской геологической обсерваторией в 1967 г. Здесь и далее по тексту см. рис. 4 (вкл.).

Метод отраженных волн — непрерывное сейсмопрофилирование. Первые исследования осадочного слоя северо-западной части Тихого океана с помощью отраженных волн были предприняты Институтом океанологии АН СССР в 19-м и 22-м рейсах НИС "Витязь" в 1954 г. в 150 милях восточнее Южной Камчатки и в 1955 г. в северной части Идзу-Бонинского желоба [Безруков, 1959а, б]. В качестве источника упругих колебаний в этих работах использовались заряды взрывчатых веществ (ВВ) весом до нескольких килограммов, а прием отраженных волн производился двумя гидрофонами. В 23 точках были получены хорошо дешифрируемые записи нескольких отражающих горизонтов в осадочной толще на глубинах до 900 м ниже поверхности дна [Лисицын и др., 1957].

В 1959 г. в 30-м рейсе "Витязя" точечные зондирования МОВ были проведены на двух профилях в южной части подводной возвышенности Шатского. В этих исследованиях применялась многоканальная приемная система и заряды ВВ весом до 10 кг [Зверев и др., 1960]. Во время 34-го рейса "Витязя" Институт океанологии АН СССР продолжил исследования с помощью сейсмического зондирования отраженными волнами вдоль меридионального профиля западнее Маршалловых островов. Вдоль большей части изученного разреза осадочной толщи ее мощность хорошо выдержана и не превышает 400 м. Для осадков характерно большое количество хорошо коррелируемых отражающих горизонтов. На всех полученных сейсмограммах было отмечено интенсивное отражение вслед за областью слабых сигналов, которое интерпретировано как отражение от кровли "второго слоя" океанической коры [Здоровенин, 1967]. По этой же методике в 1964 г. был пройден профиль через Курило-Камчатский желоб на траверзе о-ва Итуруп и установлена резкая асимметрия в строении его островного и океанического склонов [Зверев, Мерклин, 1966]. В 1965 г. в 37-м рейсе "Витязя" дискретный МОВ был выполнен вдоль двух профилей в западной части гор Маркус-Уэйк [Ковылин, 1970].

Исследованиями МОВ в 50-х и начале 60-х годов в северо-западной части Тихого океана были установлены неравномерное распределение осадочного слоя и его неожиданно малая мощность, не превышающая 1 км.

К 1961 г. Ламонтская геологическая обсерватория разработала аппаратуру и методику НСП МОВ и приступила к исследованиям методом НСП структуры осадочного слоя северо-западной части Тихого океана. К 1965 г. сейсмопрофилированием был изучен осадочный разрез вдоль нескольких региональных галсов, пересекающих Северо-Западную котловину, Императорские горы, Японский, Идзу-Бонинский и Марианский желоба [Ewing, Ewing, 1966]. Уже в результате первых сейсмопрофилирований в этом регионе были установлены общие закономерности распределения осадочной толщи, различные осадочные слои были выделены по их сейсмоакустическим свойствам и прослежены непрерывно на тысячи километров, за исключением районов, прилегающих к подводным хребтам и островным системам.

В 1965 г. Ламонтской геологической обсерваторией в 21-м рейсе "Вимы" методом НСП с пневмоисточником было отработано два профиля через возвышенность Шатского. Было установлено увеличение мощности осадочного слоя в сводах двух поднятий возвышенности по сравнению с прилегающей равниной. В строении возвышенности Шатского были выделены акустический фундамент и конформно залегающая слоистая толща [Ewing et al., 1966].

Советские исследования методом НСП в Тихом океане были начаты в 1970 г. в 48-м рейсе "Витязя" на возвышенности Шатского. Этими работами выявлены сложный рельеф фундамента и интенсивное развитие разрывных дислокаций в осадочном чехле и фундаменте возвышенности [Здоровенин и др., 1972].

В 1965 — 1974 гг. исследования методом НСП в северо-западной части Тихого океана выполнены в большом объеме по программе американо-японского сотрудничества. В этих исследованиях использовались "Аэроган" или заряды динамита в качестве источника упругих колебаний, многоканальная приемная система и двухканальный графопостроитель, позволявший вести регистрацию на низких и высоких частотах одновременно [Seismic ..., 1977]. Этими работами были выявлены основные закономерности структуры осадочного чехла почти всех физиографических провинций северо-западной части Тихого океана. Наиболее детально были изучены Японский, Идзу-Бонинский и Марианский желоба. В рамках проекта "Верхняя мантия" детальные исследования НСП на полигонах в северной части Идзу-Бонинского и Японского желоба и на нескольких гайотах в прилегающей части океанского ложа провела Японская гидрографическая служба на судне "Такуйо" в 1964 г. и в 1966—1967 гг. [Iwabuchi, Mogi, 1973].

Экспедицией "Сэси" Скриппсовского океанографического института на НИС "Арго" в 1968 г. выполнено НСП с применением "Аэрогана" по нескольким пересечениям Западного Марианского хребта. В 1969 г. детальные работы по сейсмопрофилированию с борта "Арго" были предприняты в южной части возвышенности Шатского экспедицией "Скэн-3" и на нескольких полигонах в районе системы Марианской островной дуги экспедицией "Скэн-4" [Initial Reports..., 1971a; Karig, 1971]. В результате этих работ было установлено крупномасштабное погружение западного борта внутридугового бассейна вдоль разломной зоны на границе с Западным Марианским хребтом, выявлена асимметрия фронтальной дуги с интенсивно нарушенным разрывными деформациями западным склоном и покрытым недеформированными осадками восточным склоном [Karig, 1971]. На профиле через южную часть Восточно-Марианской котловины НСП было выполнено экспедицией Скриппсовского института "Скэн-5" [Initial Reports..., 1971b].

В 1969 г. НСП с "Аэроганом" было выполнено вдоль профиля через возвышенность Шатского, Северо-Западную котловину и систему Марианской дуги по маршруту 6-го, а на субмеридиональном профиле южнее о-ва Гуам — 7-го рейсов БС "Гломар Челленджер" [Initial Reports..., 1971a, b]. Совмещение НСП с результатами бурения позволило приступить к разрешению таких проблем сейсмостратиграфии, как соотношение лито- и сейсмофаций, син- или диахронность подразделений сейсмостратиграфии, а также установить характер их регионального распространения и выявить природу акустического фундамента и горизонта В (гладкая поверхность нижнего опалового слоя).

Во время серии экспедиций "Антипод" Скриппсовский океанографический институт выполнил НСП вдоль нескольких региональных профилей в западной части Северо-Западной котловины. В том числе в августе 1970 г. экспедицией "Антипод-3" на НИС "Мелвилл" сейсмопрофилирование с "Аэроганом" проведено для изучения мест заложения скважин 19-го рейса "Гломар Челленджер" [Initial Reports..., 1973a].

Два профиля НСП через Японский желоб вблизи Северного Хонсю были получены Океанографической службой ВМФ США на корабле "Сайлес Бент" в октябре 1969 г. [Hilde, Raff, 1970; Jones et al., 1979]. Благодаря использованию мощного пневмоисточника, океанический фундамент был прослежен под континентальный склон желоба от его оси на расстояние около 10 км.

В 1970 г. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР провел рекогносцировочные исследования МОВ по методике точечных зондирований с шагом 1,5–2,0 км вдоль трех профилей, прилегающих к Малой Курильской гряде и о-ву Хоккайдо. Было показано, что на океанской стороне желоба возможны выходы на дно акустического фундамента со скоростью 4,8–5,4 км/с [Минаев и др., 1975].

Геологической службой США в 1970 г. на судне "Бартлетт" [Scholl et al., 1976] и в 1971 г. Ламонтской геологической обсерваторией на НИС "Роберт Д. Конрад" [Rabinowitz, Cooper, 1977] были проведены рекогносцировочные исследования методом НСП в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов. Здесь же прошел галс 19-го рейса БС "Гломар Челленджер", вдоль которого также выполнено НСП в 1971 г. [Initial Reports..., 1973a]. Эти работы позволили установить, что, в отличие от Камчатского, Алеутский желоб частично компенсирован осадочной толщей мощностью до 1 км. К югу-востоку от стыка желобов располагается крупный осадочный "язык" Мейджи, выраженный в рельефе валом около 800 км длиной и 300 км шириной. В разрезе осадочного чехла "языка" Мейджи выделены три сейсмолиты: верхняя — хорошо стратифицированная, средняя — слабо стратифицированная и нижняя — акустически прозрачная, отделенная от средней интенсивно отражающим горизонтом. "Язык" перекрывает более древнюю осадочную толщу мощностью около 150 м, залегающую на базальтовом основании [Initial Reports..., 1973a; Scholl et al., 1977].

В 1971 г. Скриппсовский океанографический институт в экспедициях "Ариес-5" и "Ариес-7" на НИС "Томас Вашингтон" методом НСП изучал район подводных гор Гейш, горную цепь Маркус-Уэйк и южную часть Императорских гор [Initial Reports..., 1973b]. Эти исследования показали, что многие гайоты в группе Гейш почти лишены осадочной шапки, в то же время в вершинной части гайота Коко (Императорские горы) на слабобрасчленной поверхности акустического основания залегает осадочная толща мощностью около 600 м [Davies et al., 1972]. Наиболее сложные соотношения слоев осадочного чехла и интенсивная деформированность фундамента отмечены в строении горной системы Маркус-Уэйк. В долинообразных понижениях системы мощность осадочного покрова достигает более 1 км.

Гавайский университет на НИС "Кана-Кеоки" в мае 1971 г. провел НСП вдоль регионального профиля западнее Маршалловых островов и детальные исследования в месте предполагаемого заложения глубоководной скважины между горами Картографов и Магеллана. В этих работах были использованы "Аэроган" и "Спаркер", структура верхнего акустически прозрачного слоя изучалась профилографом 3,5-килогерцевым. В районе детальной съемки осадочный чехол достигает мощности более 1 км и содержит несколько отчетливых отражающих горизонтов. Вдоль регионального профиля установлены многочисленные уступы в рельефе акустического основания, мощность слоистого покрытия вне подводных гор около 0,7–0,8 км [Initial Reports..., 1973b].

В этом же году региональный профиль НСП с источником типа "Аэроган" через Восточно-Марианскую котловину, Марианский желоб, западный фланг горной цепи Маркус-Уэйк и южную часть Северо-Западной котловины был пройден за время 20-го рейса БС "Гломар Челленджер". Выявлены значительная деформированность осадочного слоя и изменчивость по набору и соотношениям сейсмофаций вдоль всего маршрута [Initial Reports..., 1973b].

С целью изучения структуры Идзу-Бонинского и Марианского желобов в 1971–1972 гг. Океанский исследовательский институт Токийского университета выполнил НСП в двух рейсах НИС "Хакухо-мару" [Preliminary..., 1973; Honza, 1976]. Одновременно, в 14-м рейсе НИС "Роберт Д. Конрад", региональные исследования НСП провела Ламонтская геологическая обсерватория в Северо-Западной котловине [Initial Reports..., 1975b].

Институт океанологии АН СССР в 1972 г. в 53-м рейсе НИС "Витязь" выполнил НСП по шести пересечениям Курило-Камчатского желоба [Удинцев и др., 1976].

В 1973 г. во 2-м рейсе НИС "Пегас" НСП было проведено СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в юго-западной части возвышенности Шатского. Этими работами установлена дифференцированность осадочной толщи на ряд акустически прозрачных и непрозрачных слоев со значительной латеральной изменчивостью мощностей. Максимальная мощность осадочной толщи меняется от 350 м на возвышенности Шатского до 450 м в понижениях прилегающей части Северо-Западной котловины [Гнибиденко и др., 1975].

Во время 31-го рейса БС "Гломар Челленджер" в 1973 г. НСП с "Аэроганом" проведено вдоль субширотного профиля через южную часть Марианской островной системы [Initial Reports..., 1975a]. В этом же году с целью выбора мест заложения скважин в 32-м рейсе БС "Гломар Челленджер" НСП выполнено вдоль профиля через южную часть возвышенности Шатского и центральную часть Северо-Западной котловины. Было установлено, что верхний акустически прозрачный слой, имея максимальную мощность в своде краевого вала Хоккайдо, постепенно выклинивается по направлению к поднятию Шатского, тогда как для нижнего акустически прозрачного слоя наблюдается обратная зависимость. Опаковый слой теряет отчетливую выраженность в своде возвышенности Шатского и постепенно погружается в северном направлении; на валу Хоккайдо он уже располагается непосредственно на акустическом фундаменте [Initial Reports..., 1975b]. Галс 32-го рейса БС "Гломар Челленджер", проходящий через Северо-Западную котловину, пересек верховья глубоководного канала Нэкви, частично заполненного горизонтально-слоистой хорошо стратифицированной осадочной толщей максимальной мощностью 200 м, при глубине канала (включая заполненную осадками часть), равной 350 м [Mammerickx, 1980].

Начиная с 1973 г. в северо-западной части Тихого океана Ламонтская геологическая обсерватория проводит исследования НСП со звуковым источником большого объема (7628 см^3) в комплексе с использованием системы "ASPER". Эта методика позволила изучить структуру реверберирующих слоев. На основании сопоставления с данными бурения было показано, что реверберирующие слои, "гладкий акустический фундамент" и "нижний опаковый слой", которые относились к верхней части второго океанического слоя (слою 2А) или "низкоскоростному акустическому фундаменту" (3,3–4,0 км/с), имеют осадочно-вулканогенное происхождение и сложены известняками, кремнями или вулканогенным материалом [Houtz, Ludwig, 1979].

В 1973 г. Гавайский университет совместно с Военно-морской океанографической службой ВМС США выполнил три профиля НСП с применением системы "Спаркер" мощностью 30кДж через южное окончание Марианского желоба. Как показали эти исследования, для южной части желоба характерны резкая асимметрия, сбросовое строение склонов и почти полное отсутствие осадков в противоположной 500-метровой осадочной толще в зоне Марианского хребта [Bracey, Andrews, 1974].

На южном склоне Марианского желоба и вдоль западного склона Идзу-Бонинской островной дуги СахКНИИ ДВНЦ выполнил два профиля НСП с использованием "Спаркера" по методике НСП во время 5-го рейса НИС "Пегас" в 1974 г. [Голтвяница, Ильев, 1977]. Установлены конформность рельефа южного склона Марианского желоба и рельефа акустического фундамента. Мощность осадочного чехла вдоль западного склона Идзу-Бонинской островной дуги меняется, по данным НСП, от 750 м до полного выклинивания на склонах поднятий, тогда как в зоне, пограничной с Идзу-Бонинским желобом, осадочный чехол более выдержан по мощности (500–300 м) и насыщен протяженными параллельными отражателями.

В 1974 г. Геологическая служба Японии провела исследования методом НСП во время двух рейсов НИС "Хакурей-мару" в северной части Идзу-Бонинского желоба и на двух профилях вдоль траверза Япония–Гавайи. При этом использовалась аппаратура типа "Аэроган" с камерами 1,3 и 2,0 л, а также 3,5-килогерцевый профилограф для разрешения структуры верхнего слоя осадков на глубину около 200 м [Deep Sea. . . , 1975; Izu-Ogasawara..., 1976]. По данным сейсмопрофилирования, Идзу-Бонинский хребет представляет собой слабо наклоненный к востоку блок, разбитый на ряд горстов и грабенов. В желобе слабо деформированная толща мощностью свыше 1,4 с перекрыта более молдой толщей турбидитов мощностью до 1 с. В составе осадочной толщи северо-западной части Тихого океана по сейсмическим характеристикам выделены четыре слоя – верхний акустически прозрачный, верхний опактовый, нижний акустически прозрачный, нижний опактовый. Вдоль региональных профилей общая мощность осадочной толщи меняется от 0,4 до 1,3 с, главным образом за счет нижнего акустически прозрачного слоя.

Ламонтской геологической обсерваторией в 1975 г. в 32-м рейсе НИС "Вима" несколько профилей НСП было пройдено в районе стыка Курило-Камчатского и Японского желобов и юга краевого вала Хоккайдо [Langseth, 1975]. В это же время Институт океанологии АН СССР в рейсе 17а "Дмитрия Менделеева" выполнил детальные работы в Курило-Камчатском желобе на траверзе о-ва Итуруп.

В 1975–76 гг. во время 7-го рейса НИС "Пегас" СахКНИИ АН СССР выполнил НСП со "Спаркером" по нескольким профилям через подводные горы Маркус-Уэйк. Этими работами показано, что в пределах большей части гор Маркус-Уэйк мощность осадочного чехла составляет 600–1000 м, достигая 2000 м в отдельных депрессиях, и быстро выклинивается вблизи поднятий. Осадочный чехол центральной и юго-западной частей подводных гор Маркус-Уэйк заполнен протяженными отражателями, тогда как в северо-западной и юго-восточной частях стратифицированная толща прослежена лишь в верхней части осадочного чехла, а нижняя – акустически прозрачна. Локальные поднятия являются пликативными структурами, часть из них связана с поднятыми блоками фундамента.

Многоканальное (12) НСП по методике МОВ–ОГТ было выполнено в конце 1975 – начале 1976 г. в Курило-Камчатском желобе вблизи о-ва Итуруп Тихоокеанской экспедицией НПО "ЮЖМОРГЕО" на НИС "Поиск". На полученных записях кровля второго океанического слоя прослеживается под курильский склон желоба на расстояние до 8 км [Бондаренко и др., 1977].

Приблизительно в это же время многоканальное сейсмическое профилирование было использовано Ламонтской геологической обсерваторией для изучения Марианского трога [Karig et al., 1978]. Были выявлены две закономерности в распределении осадочной толщи в Марианском трогге: а) почти полное отсутствие осадков на западном склоне и в осевой части трога; б) распространение вулканокластического шлейфа мощностью более 1,5 км вдоль восточного склона трога. В фундаменте трога установлено грабенообразное понижение, продолжающееся под шлейфом осадков.

Геологическая служба Японии на НИС "Хакурей-мару" в 1976 г. провела комплексные геолого-геофизические исследования, включая НСП, Японского и южной части Курильского желобов, что позволило расшифровать структуру верхней части земной коры этого региона [Geological. . . , 1977].

В 1976 г. на НИС "С.П.Ли" Геологическая служба США выполнила НСП со "Спаркером" мощностью 80 кДж в центральной и южной частях Императорских гор [Greene et al., 1978]. Неровная поверхность акустического фундамента гор перекрыта осадочной шапкой мощностью до 300 м, которая состоит из двух слоев: нижнего акустически прозрачного и верхнего – с протяженными частыми отражениями. В это же время Скриппсовский океанографический институт и Тайваньский национальный университет

на НИС "Томас Вашингтон" и "Чиу-Лиен" выполнили НСП в центральной части Марианского трога с целью выбора мест для глубоководного бурения [Vibee et al., 1980].

В 1976 и 1977 гг. СахКНИИ АН СССР сосредоточил региональные исследования методом НСП в районе Курило-Камчатского желоба и на его сочленениях с Алеутским и Японским желобами в 9, 13 и 15-м рейсах НИС "Пегас" и в районе сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов в 12-м рейсе НИС "Пегас" [Тектоника. . . , 1980]. Полученные данные позволили расшифровать структуру верхней части земной коры этих регионов.

В 1978 г. по заказу Океанского исследовательского института Токийского университета Японская национальная нефтяная корпорация выполнила четыре профиля МОВ — ОГТ через северное окончание Японского желоба. На полученных записях граница, которая может быть интерпретирована как кровля "второго" слоя океанической коры, сохраняет субгоризонтальное положение на расстоянии более 20 км от оси желоба под континентальным склоном [Matsuzawa et al., 1980]. Аналогичный отражающий горизонт был зафиксирован вдоль профиля МОВ — ОГТ через южную часть Курильского желоба к юго-востоку от о-ва Итуруп в июне 1978 г. и вдоль десяти профилей в этом же районе в сентябре 1979 г. в 9-м рейсе НИС "Морской геофизик" СахКНИИ АН СССР.

В конце 1978 г. Институт океанологии АН СССР в 21-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" выполнил НСП на трех полигонах в пределах поднятия Шатского, на геотраверзе в переходной зоне от поднятия Шатского к океанической котловине и на профиле вдоль подводных гор Маркус-Уэйк [Непрочнов, 1979]. Исследования возвышенности Шатского методом НСП в 23-м рейсе "Дмитрия Менделеева" в 1979 г. подтвердили представления о сложном блоковом строении верхней части земной коры возвышенности [Непрочнов, 1980].

По нескольким профилям в районах сочленения Курило-Камчатского с Японским и Алеутским желобами вдоль центральной части краевого вала Хоккайдо НСП было выполнено в 11-м рейсе НИС "Каллисто" ТОИ АН СССР в 1979 г.

Зимой 1980 г. на НИС "Морской геофизик" и "Пегас" СахКНИИ АН СССР выполнил исследования методом НСП на региональном профиле между пробуренными с "Гломара Челленджера" скв. 198 и 199 и на полигоне в районе максимальных для абиссального дна глубин к югу от возвышенности Шатского. Работы проводились с целью корреляции данных бурения, а также для выяснения структурных взаимоотношений чехла и фундамента в районе "переуглубленного" океанического дна. Сеть галсов НСП, отработанная СахКНИИ АН СССР осенью 1980 г. на "Пегасе" в районе южного окончания вала Хоккайдо и восточнее его, позволила расшифровать структуру разлома Гускарора, простирающегося через островодужный и океанский склоны Курильского желоба и вал Хоккайдо в юго-восточном направлении в Северо-Западную котловину.

Метод преломленных волн — глубинное сейсмозондирование. Первые сейсмические исследования МПВ в северо-западной части Тихого океана были проведены в 1946 г. в связи с испытаниями атомной бомбы на атолле Бокини [Dobrin et al., 1949]. На основании полученных данных был сделан вывод об увеличении скорости с глубиной под дном лагуны от 2,3 до 3,7 и 5,7 км/с (здесь и далее, если особо не оговаривается, имеются в виду скорости продольных сейсмических волн) в интервалах глубин соответственно 0—830, 830—4500 и ниже 4500 м.

Обширная программа исследований МПВ и использованием двух судов была начата Скриппсовским океанографическим институтом в центральных районах Тихого океана экспедицией "Мид-Пасифик" в 1950 г. на НИС "Хорайзн" и корабле №875 ВМФ США и продолжена экспедицией "Каприкорн" в 1952—1953 гг. НИС "Хорайзн" и "Спенсер Ф.Берд". В том числе наблюдения были выполнены на четырех станциях в районе северных Маршалловых островов [Raitt, 1956].

Изучение глубинного строения земной коры на трех станциях в пределах северо-западной части Тихого океана было предпринято английской кругосветной экспедицией на корабле "Челленджер" в 1950—1952 гг. [Гаскелл, 1959]. Применение регистрирующих радиобуев в этих исследованиях (и впервые в практике морских работ МПВ) позволило обходиться силами одного судна.

По данным экспедиций "Мид-Пасифик", "Каприкорн" и "Челленджер", было установлено, что земная кора глубоководных частей Тихоокеанского бассейна имеет среднюю мощность 6,3 км. В составе земной коры Тихого океана были выделены три основных слоя, различающихся по скорости продольных волн. Первый слой со скоростью от 1,5 км/с в кровле до 2,5 км/с в основании имеет мощность, редко превы-

шающую 1 км. В районах островов, подводных гор и хребтов был выделен второй слой мощностью 1–3 км с широким диапазоном значений скорости – 4–6,0 км/с. Для третьего слоя океанической коры была определена скорость 6,3 – 7,0 км/с при мощности 4,5–7 км.

В 1954 г. исследование МПВ в Тихом океане были начаты Институтом океанологии АН СССР в 19-м рейсе НИС "Витязь" в районе восточнее Южной Камчатки [Безруков, 1959а]. Работы имели экспериментальный характер, тем не менее была получена информация о глубинном строении океанической стороны глубоководного желоба.

Новая фаза работ ГСЗ проходится на период Международного геофизического года 1957–1959 гг., когда Институт физики Земли АН СССР предпринял изучение структуры коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану [Строение. . . , 1964]. При проведении этих работ в качестве принимающих кораблей были использованы подводные лодки; источником упругих колебаний служили взрывы глубинных бомб. По полученным данным, Курило-Камчатский желоб приурочен к границе океанической коры с субконтинентальной корой Курильской островной дуги. Институтом океанологии и Акустическим институтом АН СССР в период МГГ ГСЗ было выполнено в 28-м рейсе НИС "Витязь" вдоль профиля через краевой океанический вал юго-восточнее о-ва Хоккайдо [Удинцев, 1959].

С 1964 по 1966 г. был выполнен комплекс совместных американско-японских исследований по проекту "Верхняя мантия". За это время ГСЗ было проведено в южной части возвышенности Шатского, южной части Императорских гор, северной части Японского желоба, северной и центральной частях Идзу-Бонинской системы дуга-желоб и в центральной части Западно-Марианской котловины. Работы выполнены с судов "Вима", "Конрад", "Ши", "Фуйи", "Конан-мару", "Кику-мару" [Ludwig et al., 1966; Mugauchi et al., 1968; Den et al., 1969; Hotta, 1970]. Под возвышенностью Шатского было установлено увеличение мощности коры до 20 км, связанное преимущественно с появлением слоя со скоростью 7,3–7,8 км/с мощностью до 10 км.

С 1967 г. Ламонтская геологическая обсерватория провела исследования глубинного строения земной коры Тихого океана с помощью "ASPER". В 1967–1968 гг. работы с системой "ASPER" в северо-западной части Тихого океана были выполнены в 11-м и 12-м рейсах НИС "Роберт Д. Конрад" и 24-м рейсе НИС "Вима" [Houtz et al., 1970]. По данным этих исследований, слой 2 океанической коры расчленен на три подслоя: верхний (2А) со скоростью 3,0–4,5 км/с, средний (2В) – 4,5–5,7 км/с и нижний (2С) – 5,9–6,2 км/с.

В 1970 г. был проведен совместный советско-американский эксперимент по изучению скоростной анизотропии верхней мантии и глубинной структуры земной коры в районе между о-вом Маркус и возвышенностью Шатского с НИС "Витязь" и "Махи" [Малахов и др., 1977].

В феврале 1971 г. в западной части Восточно-Марианской котловины Токийский и Хоккайдский университеты провели эксперимент (Longshot) по изучению верхней мантии с помощью мощных взрывов и высокочувствительных донных сейсмографов на сверхдлинных профилях [Preliminary. . . , 1973]. В июле 1973 г. и в октябре 1974 г. эксперименты по сверхглубинному зондированию с помощью наблюдений от удаленных взрывов были выполнены вдоль профиля через центральную часть Восточно-Марианской котловины и Магеллановы горы и меридионального профиля в 200 км восточнее Идзу-Бонинского желоба [Shimamura, 1974; Shimamura, Asada, 1976]. В первом эксперименте участвовали НИС "Хакухо-мару" и "Босей-мару", использовались заряды весом до 1,5 т, во втором – "Босей-мару", а вес зарядов достигал 5 и 7 т. Регистрация преломленных волн на удалениях до 1320 км позволила составить скоростные разрезы верхней мантии до глубины около 200 км. При интерпретации полученных годографов была предложена слоистая модель верхней мантии. Самый верхний слой, непосредственно под поверхностью М, имеет мощность около 35 км и скорость 8,2 км/с и подстилается высокоскоростным слоем (8,6 км/с) мощностью 15–30 км. В основании литосферы расположен слой с низкими скоростями (около 8,4 км/с) мощностью не более 50 км. Ниже скорости вновь возрастают до 8,6 км/с и больше. Мощность океанической литосферы оценена в 80–95 км.

Интенсивные исследования коры северо-западной части Тихого океана с помощью системы "ASPER" проводились Ламонтской геологической обсерваторией в 1975 и 1976 гг. в рейсах НИС "Вима" и "Роберт Д. Конрад" [Houtz, 1976]. В результате этих

работ выяснены основные соотношения слоев 2А, 2В, 2С, выделенных ранее [Houtz, et al., 1970] в составе слоя 2.

В 1976 г. с целью выбора места для глубоководного бурения в Марианском трогe Скриппсовский океанографический институт и Тайваньский национальный университет на НИС "Томас Вашингтон" и "Чиу-Лиен" выполнили исследования МПВ [Bibee et al., 1980]. Под трогом был обнаружен мощный (около 3 км) переходный слой со скоростью 5,8–6,1 км/с, расположенный над слоем со скоростью 7,2–7,4 км/с. Мантийные скорости были зарегистрированы на глубине около 7 км ниже поверхности дна.

В январе 1976 г., а затем в июле 1977 г. Японской исследовательской группой была продолжена серия экспериментов по сверхглубинному зондированию (Longshot) с помощью мощных взрывов и донных сейсмографов [Asada, Shimamura, 1979; Kobayashi, 1977]. Донные сейсмографы были использованы также для изучения структуры слоев 2 и 3 океанической коры. В этом случае применялся пневмоисточник. Профиль 1976 г. примерно совпал с профилем 1973 г. в Восточно-Марианской котловине, а профиль, пройденный к востоку от о-ва Хонсю, пересек почти под прямым углом профиль 1974 г. В первом случае наблюдения велись на удалении до 1820 км, во втором — до 1150 км. Работы обеспечивали суда "Босей-мару", Хакухо-мару" и Сейка-мару", а в 1976 г. — также "Кана-Кеоки" Гавайского института геофизики. Вновь было показано наличие существенных вертикальных и латеральных скоростных неоднородностей в верхней мантии. Значительные отличия значений скорости вдоль профиля 1974 г. и пересекшего его профиля 1977 г. объяснены анизотропией.

В результате проведения ГСЗ в 1977 г. на профиле длиной 130 км в центральной части возвышенности Шатского установлено, что земная кора здесь расслоена преломляющими горизонтами со скоростями 2; 2,6; 5,09; 6,72 и 7,14 км/с. Горизонты расположены на глубинах соответственно 0,5; 2; 4,5; 7,3 и 14 км. Общая мощность коры возвышенности Шатского достигает 26 км, что значительно превосходит ее значение в модели коры нормального океанического типа [Gettrust et al., 1980]. В это же время, по результатам ГСЗ на профиле через южную часть Императорских гор (район гайота Коко), мощность земной коры составляет около 9 км. Земная кора подразделяется на три слоя мощностью 1,0; 1,5 и 6,5 км, скорости в которых увеличиваются с глубиной от 2,0 до 6,8 км/с, резко возрастая до 7,9 км/с на границе М [Furukawa et al., 1980].

Исследования возвышенности Шатского КМПВ на НИС "Морской геофизик" с использованием радиобуев были выполнены СахКНИИ АН СССР в 1978 г. В центральной части возвышенности в составе слоя 2 были выделены слои мощностью 0,8–1,2 км со скоростью 3,2 км/с и слой мощностью 1,5 км со скоростью более 4,0 км/с (в подошве слоя — до 6,0 км/с). Нижняя граница слоя 2 имеет скорость 6,5–6,7 км/с.

Институт океанологии АН СССР предпринял исследования КМПВ на геотраверзе через центральную часть возвышенности Шатского и прилегающую часть Северо-Западной котловины в 1978 г. в 21-м и в 1979 г. в 23-м рейсах НИС "Дмитрий Менделеев" [Непрочнов, 1979, 1980]. По полученным данным, мощность коры возвышенности Шатского вдвое больше, чем в прилегающей котловине.

Зимой 1980 г. на НИС "Пегас" и "Морской геофизик" СахКНИИ АН СССР выполнил один профиль КМПВ по плотной сети наблюдений через район переуглубленного абиссального дна к югу от возвышенности Шатского. Особенностью разреза земной коры здесь является наличие слоя мощностью около 3,5 км с пониженной скоростью (6,0–6,2 км/с), который расположен над разделом М. Мощность земной коры составляет 8–10 км, а граничная скорость по границе М — 8,0–8,4 км/с [Anosov et al., 1982].

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Магнитное поле

Исследование магнитного поля северо-западной части Тихого океана начато в 1947 г. геомагнитной службой США [Keller et al., 1954]. Работы проводились аэромагнитометром по программе алеутских вулканологических исследований с целью изучения возможности предсказания извержения вулканов. Попутно с основными работами выполнено восемь профилей, пересекающих желоб. Измерения проводились на высоте 150 м от уровня моря с регистрацией полного геомагнитного поля.

В период МГГ (1957–1959 гг.) аэромагнитная партия ВНИИГеофизики МГ СССР провела съемку Курило-Камчатской островной дуги с выходом в Тихий океан на рас-

стояние до 500 км [Соловьев, 1961]. Измерения осуществлялись комплексной геофизической станцией АСГМ-25 с высотой полета 2000 м над уровнем океана. В результате определены основные черты магнитного поля, зафиксирована Восточно-Курильская региональная аномалия, линейные океанические аномалии, которые, таким образом, были выявлены О.Н. Соловьевым впервые в мире. Аналогичная структура магнитного поля у побережья США была расшифрована лишь в 1961 г. [Masson, Raff, 1961].

В 1959–1963 гг. проведены исследования магнитного поля на немагнитной шхуне "Заря" в трех экспедициях. В рейсах осуществлялась непрерывная запись вертикальной и горизонтальной составляющих, магнитного склонения и модуля полного вектора геомагнитного поля. Погрешность измерения элементов поля составила: $\Delta D = \pm 0,5$; $\Delta T = \pm 60$ гамм; $\Delta H = \Delta Z = \pm 100$ гамм.

С появлением протонных, а в дальнейшем и квантовых магнитометров появилась возможность выполнять наблюдения геомагнитного поля с борта судов самого различного класса. С применением приборов этого типа фактически началось систематическое исследование Мирового океана.

В 1961 г. Комитетом по океанографии Национальной академии наук США было принято комплексное изучение океанографических характеристик Тихого океана, включая исследование геомагнитного поля [Кольман, 1963]. Указанными работами для рассматриваемого региона были захвачены лишь акватории в районе Гавайских островов. Съемка проводилась по сети меридиональных профилей, отстоящих друг от друга на расстояние 10 миль, с использованием протонного магнитометра Вакье. Точность съемки оценивается в ± 10 гамм [Peter, 1966].

В 1964–1967 гг. Ламонтская геологическая обсерватория США на судах "Вима" и "Роберт Д. Конрад" осуществила профильную съемку Алеутской островной дуги с выходом в Тихий океан. Над осью желоба установлено слабозмущенное поле и выявлена система линейных магнитных аномалий, прослеживаемых параллельно основным структурам дуги. Их формирование объясняется механизмом расширения океанического дна [Hayes, Pitman, 1970]. Наиболее полная сводка по исследованию геомагнитного поля северо-западной части Тихого океана приведена в работах Р. Ларсона, К. Чейза, Т. Хилде [Larson, Chase, 1972; Hilde et al., 1976; Larson, Hilde, 1975; Larson, 1976].

В Японии исследования магнитного поля Тихого океана начались в 1961 г. на судне "Риофу-мару", они были продолжены совместной японо-американской экспедицией на судне "Арго" [Uyeda et al., 1967; Tomoda, 1974].

В 1965 г. Институтом географических исследований совместно с Гидрографической службой Японии начаты специальные аэромагнитные измерения над Японией и окружающими акваториями (с выходом в океан до 250 миль) магнитометром с высокой чувствительностью (менее 1 гаммы по интенсивности и $0,1^\circ$ по углу). Средняя высота полета 3200 м [Report..., 1966].

В Советском Союзе морские магнитные исследования Тихого океана с научно-исследовательских судов проводятся с начала 60-х годов СахКНИИ, ИО и ТОИ АН СССР, ТЭ ВНПО "Союзморгео" Мингазпрома и другими организациями. В 1967 г. заснята южная часть возвышенности Обручева [Воробьев, 1970], по редкой сети профилей – северо-западный склон краевого вала Хоккайдо [Жочергин, 1970], возвышенность Маркус-Уэйк. Исследования проводились в первый период на арендованных судах, а затем на НИС "Пегас". С 1975 г. выполнялась регулярная съемка акваторий Тихого океана к югу и юго-востоку от Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. В качестве аппаратуры использовались протонные и квантовые магнитометры МПМ-4, АПМ-3, БМТ, КМ-2. В результате этих работ уточнено магнитное поле области океана, непосредственно прилегающей к глубоководным желобам Курило-Камчатскому и западной части Алеутского. Показаны крайне ограниченное распространение линейных аномалий, наличие значительной дифференцированности поля по знаку и амплитуде. Выявлены дизъюнктивные нарушения, расположенные вкрест простираения островных дуг.

Значительный объем по исследованию магнитного поля северо-западной части Тихого океана выполнил ИО АН СССР, особенно в 56-м рейсе НИС "Витязь", 21-м и 23-м рейсах НИС "Дмитрий Менделеев" [Сузюмов и др., 1980]. Детальные исследования были проведены в районе возвышенности Шатского и участка Северо-Западной котловины, расположенного к северу от ее центрального участка. В результате выявлена система разрывных нарушений и определен ее возраст.

Огромный объем данных получен в результате работ, проведенных Морской океанографической службой США по проекту "Магнит" [Stockard, 1971]. За 15 лет работы

измерения были выполнены на 3 800 000 пог. км профилей. Инструментальная точность по T — $\pm 15\gamma$, по J — $\pm 0,1^\circ$, по D — $\pm 0,4^\circ$. По измеренным значениям модуля полной напряженности геомагнитного поля T и наклонения J вычисляются значения вертикальной Z и горизонтальной H компонент поля. Точность вычисленных значений, включающая инструментальную точность, точность привязки в плане и по вертикали, необходимость осреднения данных за период, превышающий период собственных колебаний гиростабилизирующего устройства для измерения угловых компонент составляет $\pm 200\gamma$ [Sto-skard, 1971]. Количество наблюдаемых точек — 1 000 000, в 95% случаев наблюдения содержат значения T , в 90% — J и в 70% — склонения D .

Данные по результатам этой съемки, хранящиеся в МЦД Б-2, представлены в виде каталога осредненных за 5 мин полета значений T , H , Z , что при скорости самолета в 400–600 км/ч (съемка проводилась в течение 15 лет и носитель, естественно, усовершенствовался) составляет осреднение по 35–50 км вдоль профиля. Естественно, что такая дискретность исходного материала определяет возможность его использования только для изучения главного геомагнитного поля, его вековых вариаций и наиболее крупных региональных аномалий.

Как видно из приведенного выше обзора, аномальное магнитное поле северо-западной части Тихого океана изучено аэро- и гидромагнитными съемками крайне неравномерно.

Наиболее изученными являются акватории Тихого океана, примыкающие к Курило-Камчатской, Японской и западной части Алеутской островных дуг, а также районы возвышенности Шатского и Императорских гор. Проведенные исследования в указанных регионах позволили построить карты изолиний ΔT_a , достаточно надежно выявить морфологию магнитного поля.

В то же время обширные акватории Северо-Западной, Восточно-Марианской и Магеллановой котловин, горы Гейш, Картографов и Маркус-Уэйк изучены лишь профильными наблюдениями. Причем, как правило, на площади, ограниченной 1° по широте и долготе, приходится не более чем один галс. В этом случае определение простираций магнитных аномалий даже в региональном плане наталкивается на некоторые трудности, связанные с большой степенью неоднозначности.

Гравитационное поле

Первые измерения силы тяжести в северо-западной части Тихого океана выполнены в 1926 г. маятниковым прибором на подводной лодке. Измерения проводились по маршруту Сан-Франциско — Гавайские острова — Марианские острова — Филиппинские острова — Ява [Венинг-Мейнес, 1940].

В 1931–1932 гг. измерения силы тяжести с аналогичным прибором на подводной лодке производились японскими исследователями. До конца Второй мировой войны Японией были выполнены измерения в 200 гравиметрических пунктах, расположенных в прилегающей к Японии части Тихого океана [Tomoda et al., 1968].

С 1936 г. в изучение гравитационного поля Мирового океана маятниковыми приборами на подводных лодках включились американские исследователи. Однако в северо-западной части Тихого океана первые измерения были выполнены ими лишь в 1948 г. Геофизики США проводили маятниковые наблюдения по различным маршрутам до 1959 г. С 1959 г. стало возможным заменить маятниковые приборы гравиметрами, позволяющими производить измерения на движущихся надводных кораблях. Подробная сводка всех американских исследований маятниковыми приборами на подводных лодках до 1959 г. и некоторая геологическая интерпретация результатов приведены в работе [Worzel, 1965].

В северо-западной части Тихого океана первые измерения гравитационного поля были выполнены советскими геофизиками в 1951–1954 гг. во время экспедиций НИС "Витязь" в пределах Курило-Камчатского желоба и прилегающей части Тихого океана [Гайнанов, 1955]. Эти работы позволили выявить некоторые детали структуры гравитационного поля. Поскольку наблюдения велись на поверхности моря, то из-за отсутствия аппаратуры для регистрации возмущающих ускорений результаты оказались низкого качества. В период Международного геофизического года (1957–1959 гг.) и в последующий период измерения выполнялись различными организациями СССР на подводных лодках маятниковыми приборами и опытными образцами морских гравиметров [Гайнанов и др., 1974; Павлов, Лютая, 1976]. Кроме того, в 1958 г. на НИС "Витязь" в

западной и центральной частях Тихого океана были выполнены первые успешные советские измерения гравитационного поля маятниковыми приборами [Строев, Гайнанов, 1969].

Маятниковые измерения на подводных лодках, несмотря на разрозненность отдельных профилей и большое расстояние между пунктами наблюдений, а также сравнительно небольшую точность ($\pm 5-10$ и более мгл), позволили выявить основные черты структуры поля силы тяжести.

Новый этап наиболее интенсивного изучения гравитационного поля начался с освоением гравиметров, позволяющих выполнять измерения непрерывно во время хода судна.

Уже в конце 1957 г. и в начале 1958 г. на НИС "Витязь" (26-й рейс) были проведены опытные измерения силы тяжести кварцевыми затушенными гравиметрами по маршруту Владивосток — острова Фиджи — Новая Зеландия — Новая Каледония — Владивосток [Строев, Гайнанов, 1969].

В 1961 г. измерения набортными гравиметрами были выполнены на акватории Алеутского глубоководного желоба и прилегающей части Тихого океана [Peter et al., 1965]. В том же году первые успешные определения силы тяжести с помощью бортового гравиметра были проведены вблизи Японии [Tomoda et al., 1968].

В последующие годы СССР, США и Япония регулярно проводили измерения гравитационного поля в различных участках Тихого океана, в том числе и непосредственно в пределах его северо-западной части.

Советские исследования в изучаемом районе проводились преимущественно на судах "Витязь", "Дмитрий Менделеев", "Пегас", "Морской геофизик". Основными организациями, осуществлявшими исследования, являются ИФЗ, ИО и СахКНИИ АН СССР, НПО "Союзгеофизика" МГ СССР и МГУ. Применялись приборы отечественной конструкции, созданные в ИФЗ и НПО "Союзгеофизика", а на "Витязе" также западногерманский гравиметр GSS-2.

Американские геофизики работали преимущественно на судах "Вима", "Роберт Д. Конрад", "Арго" и "Пионер" с гравиметрами системы GSS-3 и La Coste Ramberg. Исследования выполнялись главным образом Ламонтской геологической обсерваторией Колумбийского университета, Скриппсовским институтом океанографии, Береговой и геодезической службой США, Институтом геофизики и планетарной физики Калифорнийского университета и НОАА.

Со стороны Японии гравиметрические исследования осуществлялись преимущественно Океанологическим институтом Токийского университета на судах "Хакухо-мару" и "Умитако-мару" с помощью струнного гравиметра TSSG, созданного в этом же институте.

Следует отметить, что точность определения силы тяжести бортовыми гравиметрами современных конструкций в зависимости от условий наблюдения и навигационной привязки составляет $\pm 2-5$ мгл. Однако в районах резких градиентов гравитационного поля даже при небольших ошибках определения местоположения корабля погрешность измерений может возрасти в несколько раз.

В различное время, по мере накопления фактического материала, предпринимались попытки обобщения имеющихся гравиметрических данных.

Первую такую сводку по всему Тихому океану составил Л. Уэрзел [Worzel, 1965] на основании маятниковых наблюдений на подводных лодках. Из-за скудности имеющихся данных, на этой карте были нанесены лишь значения аномалий силы тяжести в пунктах наблюдения. И только на участках сближения некоторых маршрутов измерений представилась возможность провести изолинии с сечением 25 мгл.

Затем, по мере накопления данных измерений бортовыми гравиметрами, сводные карты для Тихого океана составлялись Д. Вуллардом и У. Стрэнджем [Woollard, Strange, 1962], А.Г. Гайнановым с соавторами [1974]. Однако на всех этих картах значительные области Тихого океана, в том числе и большие участки его северо-западной части, представляют "белые пятна".

К настоящему времени появились некоторые новые данные о гравитационном поле северо-западной части Тихого океана. Поэтому для работы было сочтено целесообразным составить новую карту аномалий силы тяжести этого региона по имеющимся данным в масштабе 1:5 000 000 с сечением изолиний через 20 мгл. При этом для окраинных участков района исследований использованы наиболее современные карты по отдельным регионам. В первую очередь это американские карты из серии "Gravity field of the North-West Pacific Ocean Basin and its Margin" (использованы карты по Филип-

пинскому морю, Курило-Камчатскому и Алеутскому желобам с их окрестностями и по Гавайским островам с прилегающими районами). Кроме того, как в этих районах, так и особенно в центральной части северо-западного сектора Тихого океана использованы отдельные маршрутные измерения, выполненные в последние годы СахКНИИ и другими организациями, не вошедшие во все вышеупомянутые карты.

Тепловой поток

Первые определения теплового потока через дно моря были проведены в этом регионе в мае 1961 г. японскими исследователями [Uyeda et al., 1962] и в последующие годы проводились по совместным программам Института исследования землетрясений (ИИЗ) при Токийском университете, Японского метеорологического агентства (ЯМА) и Гидрографического отдела Морского спасательного управления. Геотермические исследования осуществлялись в основном с борта НИС "Риофу-мару". К 1964 г. в районе Японского желоба было получено 20 значений теплового потока [Uyeda, Horai, 1964; Uyeda et al., 1964; Yasui et al., 1963].

С 1964 г. начаты геотермические исследования в Тихом океане Институтом океанологии АН СССР (36-й рейс НИС "Витязь"). В дальнейшем измерения теплового потока в рассматриваемом регионе проводились ИО АН СССР в 42-м и 48-м рейсах НИС "Витязь" [Удинцев и др., Кузьмин и др., 1972].

В 1966 г. в северо-западной части Тихого океана на борту НИС "Арго" Скриппсовского океанографического института проведены геотермические исследования по совместной японо-американской программе научного сотрудничества, в ходе которых получено 65 значений теплового потока [Vacquier et al., 1966]. В том же 1966 г. по программе геотермических исследований за НИС "Роберт Д. Конрад" ИИЗ Токийского университета и Ламонт-Доэртской обсерваторией Колумбийского университета проведены работы в северо-западной части Тихого океана и в Беринговом море. Общая характеристика полученных данных представлена в обобщающих работах [Cooper et al., 1976; Watanabe et al., 1977].

В 1966–1968 гг. в ходе совместных исследований ИФЗ АН СССР и Института вулканологии СО АН СССР на НИС "Геолог" получено 12 значений на станциях теплового потока, расположенных вдоль Курильских островов [Любимова и др., 1972, 1973; Горшков, 1977]. В 1968 г. при проведении геотермических работ по объединенной программе ИФЗ и СахКНИИ АН СССР сделано 7 определений теплового потока в районе южных Курильских островов [Соинов и др., 1972].

С 1969 г. СахКНИИ АН СССР проводит в дальневосточных морях и в Тихом океане самостоятельные геотермические исследования. В последующие годы измерения теплового потока через дно моря в северо-западной части региона были выполнены в основном советскими исследователями на морском буксире "Старательный", теплоходе "Оха", НИС "Витязь", "Пегас", "Валериан Урываев", "Дмитрий Менделеев" и "Вулкано-лог" [Савостин и др., 1974; Веселов и др., 1975; Соинов, Веселов, 1975, 1979; Эхара, 1978; Смирнов, Сугробов, 1979, 1980].

Высокой результативностью характеризовались геотермические работы, выполненные в 1977 г. совместно Институтом вулканологии и ГИН АН СССР во 2-м рейсе НИС "Вулкано-лог", в ходе которых получено около ста определений теплового потока вблизи северной группы Курильских островов, в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов и в Беринговом море.

С 1970 г. японские и американские геофизики проводят в основном геотермические работы в южной части региона (Рюкю, Идзу-Бонинская, Волкано, Марианская островные дуги, острова Маршалловы, Ралик; котловины Нампо, Восточно- и Западно-Марианская, Бейли; хребет Палау-Кюсю, Маркус-Мид-Пасифик). Исследования проводились на НИС "Вима", "Ф. Хант", "Силас Бенг", "Хакухо-мару" [Yasui et al., 1970; Langseth et al., 1971; Sclater et al., 1972; Halunen, von Herzen, 1973; Jessop et al., 1976; Yoshii 1979]. Несколько измерений в окраинных морях северо-западной части Тихого океана было проведено при бурении скважин в 19-м и 31-м рейсах БС "Гломар Челленджер" [Erickson, 1973; Watanabe et al., 1975].

Первые наземные определения теплового потока в регионе были выполнены на атолле Эниветок [Birch, 1956]. С 1957 г. геотермические исследования проводятся в Японии [Horai, Uyeda, 1963], где в дальнейшем определения теплового потока производятся с каждым годом интенсивнее и к 1980 г. получены данные о тепловом потоке более

чем на 100 площадях [Yoshii, 1979; Honda et al., 1979]. На п-ове Камчатка геотермические исследования ведутся с начала 60-х годов [Поляк, 1966; Моисеенко, Соколова, 1967], и к настоящему времени здесь получено более 20 определений теплового потока [Дучков, Соколова, 1974; Смирнов и др., 1974, 1979]. С 1970 г. начаты систематические исследования СахКНИИ на островах Итуруп, Кунашир [Веселов и др., 1975, 1978], где к 1979 г. получены данные по пяти площадям.

В северо-западной части Тихого океана (площадью около 13,6 млн. км²) одно значение теплового потока приходится на площадь ~ 54 тыс. км², т. е. пункты измерения в среднем распределены по сетке 2 x 2° (230 x 230 км). Однако их распределение крайне неравномерно (рис. 5, см. вкл.). Наибольшее количество станций теплового потока находится вблизи островных дуг (островов Командорских, Курильских Японских, Нампо, п-ова Камчатка) и зонах сочленения Алеутского, Курило-Камчатского, Японского и Идзу-Бонинского желобов.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Исследование осадков

Целенаправленные исследования донных осадков в северо-западной части Тихого океана были начаты английской экспедицией на "Челленджере" (1872–1876 гг.). Кроме экспедиции на "Челленджере", наибольший вклад в изучение осадков в пределах рассматриваемого региона за период с конца прошлого столетия до 50-х годов нашего столетия внесли экспедиции США, Японии и Германии: "Альбатрос" (1888–1915 гг.) – 2 станции, "Неро" (1899–1900 гг.) – около 200 станций, "Эди" (1903 г.) – 14 станций, "Карнеджи" (1928–1929 гг.) – 6 станций, "Мансю" (1925–1938 гг.) – более 200 станций. Английской кругосветной экспедицией на "Челленджер-II" (1950–1952 гг.) была получена проба диатомового ила с глубины более 10 000 м в Марианском желобе. Основные результаты этих экспедиций и расположение станций донных осадков приведены в монографии "Тихий океан. Т. 6, кн. 1" [1970].

Более 250 станций, выполненных советскими экспедициями в северо-западной части Тихого океана на НИС "Витязь" с 1953 по 1966 г., послужили важным вкладом в выяснение закономерностей образования и распределения осадков в этом регионе. В результате исследований "Витязя" установлено, что основными типами пелагических осадков в северо-западной части Тихого океана являются бурые или коричневые глинистые илы ("красные глины") и кремнистые (диатомовые) илы. Было показано, что бурые илы представляют собой лишь верхний окисленный слой осадков мощностью от нескольких десятков сантиметров до 5 м, а под ними залегают зелено-серые илы восстановительной зоны.

Собранные данные позволили заключить, что на распределение карбонатных осадков в абиссальной части северо-западного сектора Тихого океана основное влияние оказывает уровень карбонатной компенсации, который в северной части региона располагается на глубинах более 4500 м. Осадки на вершинах и склонах подводных гор и хребтов представлены главным образом известковистыми разновидностями илов с примесью вулканогенной или терригенной компоненты.

В распределении вулканогенного материала отмечена четкая зональность: основная его масса отмечается в окрестностях подводных гор и надводных вулканических цепей. Во многих грунтовых колонках, полученных в районах Курило-Камчатского, Японского, Идзу-Бонинского желобов и Императорских гор, встречаются прослои пирокластического материала песчаной и алевритовой фракций. Колонки, взятые в районе Марианских островов и в Марианском трюге, нередко почти полностью сложены вулканическим песком или алевритом, состоящим из обломков вулканического стекла и плагиоклазов.

Признаки переотложения осадков турбидитными потоками встречены на склонах Марианского и Японского желобов, Марианского трюга и Западно-Марианского хребта, у подножья гор Мид-Пасифик и Маршалловых островов, причем эти явления обнаружены не только на участках дна со сложным рельефом, но и в краевых зонах пологих депрессий.

Большое количество каменного материала размерности валунов, гальки и гравия обнаружено среди глубоководных осадков в Курило-Камчатском желобе и прилегающей части Северо-Западной котловины. Полагают, что появление грубообломочного материала

ла связано с эффектом ледового разноса. Было показано, таким образом, что фациальная изменчивость донных осадков Северо-Западной плиты является результатом сложного сочетания терригенного, биогенного и вулканогенного типов седиментации с климатическими условиями, морфологией дна и динамикой вод [Безруков, 1958; Петелин, 1960; Безруков, Лисицын, 1962; Тихий..., 1970].

В 60-х и 70-х годах около 50 грунтовых колонок было получено в северо-западном тихоокеанском секторе Токийским университетом на НИС "Хакухо-мару", Японской геологической службой на НИС "Хакурей-мару" и Японской гидрографической службой на судне "Такуйо" во время исследований по проекту "Верхняя мантия" [Nasu et al., 1960; Preliminary..., 1968; Preliminary..., 1973; Iwabuchi, Mogi, 1973; Izu-Ogasawara..., 1976; Abe et al., 1976; Geological..., 1977; Kobayashi, 1977]. В результате этих исследований установлено повышенное содержание вулканогенного материала в верхних горизонтах пелагических осадков в Северо-Западной котловине, так же как и в Японском и Идзу-Бонинском желобах. В рейсе "Хакухо-мару" в 1968 г. было предпринято изучение космогенного материала в колонках из района Императорских гор и возвышенности Шатского [Preliminary..., 1968].

Изучение собранных колонок вместе с данными глубоководного бурения методами магнитостратиграфии, микропалеонтологии и тафрохронологии позволило провести детальное возрастное расчленение донных осадков и их корреляцию для всего северо-западного сектора Тихого океана [Initial Reports..., 1973a; Takayanagi, 1975; Kobayashi, 1977].

Более 100 колонок осадков в разных частях рассматриваемого региона было получено Ламонтской геологической обсерваторией с 1964 по 1967 г. в 20–21-м рейсах "Вимы" и 10–11-м рейсах "Роберт Д. Конрада" [Initial Reports..., 1971a; Horn et al., 1970]. На основе этих данных в пределах северо-западной части Тихого океана были выделены осадочные провинции двух порядков. В провинциях первого порядка (Японско-Курильской, Центральной Северо-Тихоокеанской и Переходной) осадки представлены илами (в различной степени кремнистыми — диатомовыми или радиоляриевыми) с прослоями пеллов и "красными глинами". Провинции второго порядка приурочены к главным горным системам плиты (возвышенность Шатского, Императорские горы, горы Маркус-Уэйк). В составе преобладают карбонатные илы с прослоями грубозернистого вулканогенно-осадочного материала. Установлено также влияние течений, рельефа дна и сноса с суши на распределение фаций осадков в пределах провинций [Horn et al., 1970].

Драгирование

Драгирование явилось одним из основных источников сведений о составе и возрасте слоев верхней части коры северо-западной части Тихого океана и во многом определило интерпретацию данных геофизических методов для воссоздания различных событий геологической истории региона.

Важная информация о породах, слагающих подводные горы, была получена в 1950 г. экспедицией "Мид-Пасифик". С подводной горы Сильвания и со склонов атолла Бикини драгой были подняты оливиновые базальты [Dietz, 1954]. Помимо вулканических пород, на подводных горах Мид-Пасифик были обнаружены осадочные породы, возраст которых по макро- и микрофауне определен как меловой, палеоценовый и эоценовый [Hamilton, 1953].

По результатам первых драгирований считалось, что там, где породы основания выходят на поверхность дна, доминирующими типами среди них являются оливиновые или нефелиновые базальты [Dietz, 1954; Чернышева, 1963]. Однако позднее стало ясно, что щелочные оливиновые базальты и трахибазальты приурочены лишь к вершинам подводных гор и хребтов, а ложе океана слагают толеитовые базальты.

Коренные породы, выходящие на поверхность дна в районе южного окончания Императорских подводных гор, изучались Скрипсовским океанографическим институтом во время экспедиции "Транс-Пасифик" в 1953 г. на НИС "Спенсер Ф. Берд" [Kuno et al., 1956]. Вблизи вершины гайота на глубине 4850–5100 м этой экспедицией был драгирован комплекс андезитов, андезитовых и дацитовых туфов, туфоалевролитов и, в меньшем количестве, трахибазальтов, оливиновых долеритов и кремней. При драгировании гайотов в этой же части Императорских гор ИО АН СССР в 1954 г. во время 19-го рейса НИС "Витязь" с разных глубин были подняты обломки кислых эффузивов (включая

пемзы) и их туфов, а также песчаники и яшмы. С вершины одного из гайотов при трении был оторван обломок оливинового базальта [Чернышева, 1963].

Обломки вулканических (включая кислые) и вулканогенно-осадочных пород получены в 20-м рейсе "Витязя" в Японском желобе и в 21-м рейсе в Идзу-Бонинском желобе и на плоской вершине горы Исакова, расположенной в южной части Северо-Западной котловины; обломки авгитовых андезитов оторваны со скалистого выступа в центральной части вала Хоккайдо [Безруков, 1959а, б; Чернышева, 1964]. Кислые лавы были обнаружены на подводной горе Макарова в 25-м рейсе "Витязя".

Таким образом, драгирование показало распространение наряду с базальтовыми и кислыми лав в различных структурных зонах северо-западной части Тихого океана.

В 1958 г. в 27-м рейсе "Витязя" в северной части Марианского желоба, кроме большого количества обломков вулканогенно-осадочных и осадочных пород, с глубины 8130 м были извлечены крупные глыбы базальтовых шаровых лав со стекловатой коркой; на южном океанском склоне желоба драгированы долериты [Петелин, 1960; Гайнанов, Петелин, 1963].

По данным драгирования, на вершинах гайотов распространены осадочные породы не древнее раннемеловых. Кроме оливиновых базальтов, известняки с остатками мелководных гастропод раннемелового возраста подняты с глубины около 4000 м при драгировании подводной горы Эримо [Tsuchi, 1966]. В 21-м рейсе "Вимы" и в 10-м рейсе "Роберта Д. Конрада" в южной части возвышенности Шатского в четырех точках обнаружены осадочные породы раннемелового возраста, содержащие раковины мелководных моллюсков [Ewing et al., 1966, 1968]. Эти находки доказали существование мелководных условий по меньшей мере для части подводных гор и возвышенности Шатского. Неогеновая фауна была обнаружена в породах, драгированных с гайотов Камму (юг Императорских гор) и Дайити-Касима (Японский желоб) [Niino, 1961; Komukai, Nakayama, 1958]. Возраст базальтов, драгированных с гор Эримо и Камму, находится в пределах 52,8–80,1 и 37,5–43 млн. лет соответственно [Ozima et al., 1970; Clague, Jarrard, 1973].

В 1959 г. на первом этапе Японской глубоководной экспедиции на НИС "Риофу-мару" базальты подняты драгированием с глубины Рамапо (8450 м) в Идзу-Бонинском желобе. На втором этапе при драгировании в Японском желобе обнаружены различные типы вулканических, осадочных и метаморфических пород [Nasu et al., 1960]. На восточном склоне Идзу-Бонинского желоба в 1966 г. выполнено драгирование экспедицией "Зетэс" Скрипсовского института на НИС "Арго". С глубины 1000–3000 м были подняты обломки коренных пород: толеитовых базальтов, щелочных оливиновых базальтов, долеритов и туфов базальтов. К-Аг возраст драгированных пород находится в пределах 25–79 млн. лет [Ozima et al., 1968].

В районе подводной горы Суйко, расположенной в средней части Императорских гор и в северной части возвышенности Шатского, Токийским университетом в 1968 г. на НИС "Хакухо-мару" были драгированы различные типы базальтов, трахиандезиты, пемзы, а также комплекс осадочных пород — известняков, туффитов и большое количество железомарганцевых конкреций и корок [Preliminary..., 1968; Fujii et al., 1973]. К-Аг возраст андезита и метаморфизованного базальта с плоской вершины горы Суйко соответственно равен 21,2 и 41,8 млн. лет, возраст базальтов с возвышенности Шатского находится в пределах 45,7–53,0 млн. лет [Ozima et al., 1970].

При драгировании на глубинах до 4000 м на восточном склоне Западно-Марианского хребта в 1968 г. экспедицией "Сеси" на НИС "Арго" Скрипсовского океанографического института были обнаружены кислые лавы с пузырчатой текстурой [Karig, Glassley, 1970]. Подобные типы пород были подняты с глубин до 3800 м в районе северного фланга Западно-Марианского хребта экспедицией "Скэн" 1969 г. Драгирование в осевой части Марианского трога на глубинах более 4500 м показало широкое распространение здесь шаровых базальтовых лав, диабазов, метаморфизованных в цеолитовой фации базальтов и туфов [Karig, 1971]. В Марианском желобе на глубине около 4500 м экспедицией Токийского университета на НИС "Хакухо-мару" в 1971 г. обнаружены катаклазированные серпентиниты и брекчии, состоящие из обломков основных метаморфических пород. С плоской вершины подводной горы Сунсетсу, расположенной на западном фланге горной системы Маркус-Уэйк подняты обломки коренных пород: известняков и пластовых фосфоритов с остатками мелководной фауны мелового — раннепалеогенового возраста и, в меньшем количестве — кристалловитрокластические кислые туфы [Preliminary..., 1973].

В 43-м и 48-м рейсах "Витязь" проведено драгирование на вершинах гайотов в западной части гор Маркус-Уэйк [Безруков, 1969, 1971]. Были подняты обломки туфов, вулканических брекчий и разнотипных базальтов, датированных от 42 до 150 млн. лет [Матвеевков, Марова, 1975].

Важная информация для выяснения геологической природы гайотов была получена с помощью драгирования экспедициями "Ариес-5" и "Ариес-7" на НИС "Томас Вашингтон" в 1971 г. в горной системе Марус-Уэйк, группе гайотов Гейш и южной части Императорских гор [Initial Reports..., 1973b]. Как показало драгирование, вершины гайотов в районе о-ва Уэйк покрыты пелагическими илами, известняками и фосфоритами не древнее эоценового возраста в ассоциации с вулканическими породами. В то же время на гайотах группы Гейш в большом количестве был поднят материал коралловых рифов раннемелового, а на гайотах Императорских гор — раннетретичного возраста. Драгирование коренных выходов вулканического основания гайотов позволило поднять щелочные оливиновые базальты, муджиэриты, трахиандезиты и кварцевые трахиты. Их К-Аг возраст находится в пределах 82, 1–90,6 млн. лет для групп гайотов Гейш и Уэйк [Ozima et al., 1977] и 40,3–46,4 млн. лет для гайотов Императорских гор — Камму, Кoko и Юриаку [Clague, Jarrard, 1973; Clague et al., 1975].

Во время 57-го рейса НИС "Витязь" обломки коренных пород подняты тралением с океанского склона южной части Марианского желоба [Рудник и др., 1978]. Помимо комплекса осадочных пород, здесь были подняты ультраосновные и основные породы, различные по глубинности образования. В основании склона на глубине более 10 тыс. м были обнаружены породы, метаморфизованные в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях.

В 1974 г. драгирование с судна СРТ "Витязь" экспедицией СахКНИИ АН СССР на подводных горах северной части Идзу-Бонинской дуги позволило получить обломки различных по составу вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Органогенные известняки драгированы на плоских вершинах подводных гор.

Японская геологическая служба в соответствии с пятилетней программой морских исследований выполнила большое количество глубоководных драгирований на НИС "Хакурей-мару" в 1974 и 1976 гг. в Идзу-Бонинском желобе [Izu-Ogasawara..., 1976; Deep Sea..., 1977] и в 1976 г. — в южной части Курильского и Японском желобах [Geological..., 1977]. С островного склона Идзу-Бонинского желоба были подняты андезиты, базальты, пемзы, различные туфы и комплекс осадочных пород. Драгированием вершины подводной горы Касима (океанский склон Японского желоба) были установлены кислые лавы и известняки, датированные по фораминиферам нижним мелом [Abe et al., 1976]. Севернее, на подводной горе Риофу обнаружен комплекс шаровых базальтов и туфов.

С ноября 1975 г. по март 1976 г. СахКНИИ АН СССР с НИС "Пегас" выполнил 10 драгирований на конусообразных вершинах подводных гор в цепи Маркус-Уэйк. Поднятые вулканические породы составляют ряд: толеитовые базальты — трахибазальты — нефелиновые базальты — нефелиниты — лейциты. Были обнаружены также вулканические брекчий и пемзы. В составе осадочного чехла установлены известняки, кремни, различные терригенные и вулканогенно-осадочные породы.

Во время 17-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" в 1976 г. драгирование коренных пород проведено в пределах системы Марианской островной дуги и желоба. Севернее и юго-западнее о-ва Гуам, а также в верхней части океанского склона фронтальной дуги, среди драгированных пород преобладают толеитовые базальты, частично с шаровой отдельностью, и диабазы. В нижней части океанского склона островной дуги с выступов акустического фундамента подняты ультраосновные и основные породы, характерные для офиолитовой ассоциации, и флишеподобные породы [Oberhansli et al., 1977].

СахКНИИ АН СССР с НИС "Пегас" выполнил драгирование на нескольких выступах акустического фундамента в 1976 г. в южной, а в 1977 г. в северной частях краевого вала Хоккайдо. Среди драгированных пород преобладают подвергнутые интенсивному гальмиролизу и брекчированию толеитовые базальты [Васильев и др., 1978; Тектоника..., 1980].

В 1977 г. изучение Марианской островной системы было продолжено в рейсе "Кана-Кеоки" Гавайского геофизического института. При драгировании в приосевой части трога на глубине 3900 м и в северной части фронтальной дуги были подняты многочисленные обломки стекловатых подушечных базальтов "свежего" облика [Garcia et al., 1979].

Данные о магматических породах, слагающих фундамент возвышенности Шатского, получены в результате драгирований в 1978 г. в 21-м и в 1979 г. в 23-м рейсах НИС "Дмитрий Менделеев". С уступа на глубине около 4000 м были подняты базальты, близкие по составу к океаническим толеитам. Судя по текстурным признакам, базальты изливались в мелководной или субазральной обстановке [Непрочнов, 1979, 1980].

Во время 11-го рейса НИС "Каллисто" в 1979 г. ТОИ АН СССР выполнил драгирование на подводных горах в районе стыка Курильского и Японского желобов.

Зимой 1980 г. экспедицией СахКНИИ АН СССР на НИС "Пегас" на вершинах двух подводных гор в центральной части горной цепи Маркус-Уэйк на глубинах около 2000 м был драгирован комплекс базальтов с пористой текстурой и туфогенных песчаников.

Бурение

Первые глубокие скважины в пределах Северо-Западной плиты Тихого океана были пробурены в 1947 г. на атолле Бикини. Тогда самая глубокая из скважин вскрыла толщу известняков третичного возраста на глубину до 780 м, не достигнув фундамента рифовой постройки [Ladd et al., 1948]. Бурение в 1951 г. на атолле Эниветок показало, что под карбонатной шапкой на глубине около 1300 м располагается вулканическое основание, сложенное оливиновыми базальтами [Ladd, 1952]. По данным МПВ, скорость в основании атолла приблизительно равна 4 км/с, что сопоставимо со скоростью в нижней части слоя 2 океанической коры [Raitt, 1956].

С 1969 г. в рамках проекта "DSDP", а с 1975 г. — "IPOD" глубоководное бурение в пределах северо-западной части Тихого океана ведется буровым судном "Гломар Челленджер". Всего в рассматриваемом регионе бурение проводилось в 48 пунктах во время 6, 7, 19, 20, 32, 55, 56, 59 и 60-го рейсов (см. рис. 4). Во время работы "Гломара Челленджера" была получена основная информация о составе первого слоя океанической коры. Проходка скважин показала хорошее соответствие сейсмических и литологических данных по структуре осадочного чехла.

Шестой рейс, которым были начаты работы "Гломара Челленджера" в северо-западной части Тихого океана, проходил летом 1969 г. по маршруту от южного окончания Императорских гор, через возвышенность Шатского, Северо-Западную, Западно-Марианскую и Восточно-Марианскую котловины. Акустический фундамент был вскрыт скв. 53 и 54 в восточной части Западно-Марианской котловины, где он представлен базальтами с прослоями известняков. Базальные осадочные слои, вскрытые в скв. 49 и 50 на возвышенности Шатского, содержат позднеюрскую—раннемеловую микрофауну. Скважиной 47 в сводовой части возвышенности Шатского в интервале глубин 60—129 м были пройдены мел и кремнистые известняки верхнего маастрихта—зоцена, несогласно перекрытые слоем карбонатных илов верхнего миоцена—плейстоцена. К востоку временной диапазон несогласия увеличивается, и уже в разрезе скв. 48 илы верхнего миоцена расположены на кремнистых известняках среднего маастрихта.

В Восточно-Марианской котловине скв. 59 прошла 135-метровую толщу глин с прослоями кремней плиоценового-неогенового возраста и достигла кровли верхнего опакового слоя, сложенного кремнистыми глинами мелового возраста. Скважина 60, расположенная на континентальном склоне Марианского желоба восточнее острова Гуам, вскрыла толщу нижнемиоценовых пирокластов и туфопесчаников до глубины 348 м [Initial Reports..., 1971a].

Во время 7-го рейса БС "Гломар Челленджер" в 1969 г. велось бурение в западной части Восточно-Марианской котловины (скв. 61). Под толщей верхнемеловых и третичных глин и кремней здесь были вскрыты базальты. Судя по расположенному рядом профилю НСП, ниже базальтового тела вновь лежат осадки [Initial Reports..., 1971b].

В 19-м рейсе "Гломара Челленджера" летом 1971 г. скважины были пройдены на вершине подводного плато Мейджи (скв. 192) и в средней части вала Хоккайдо (скв. 193). По данным бурения, плато Мейджи сложено осадочной толщей с кремнистыми и вулканогенными прослоями, охватывающей возрастной диапазон от голоцена по поздний мел. Вулканический фундамент был встречен на глубине 1044 м ниже поверхности дна и представлен базальтами. На вале Хоккайдо скв. 193 вскрыла лишь самую верхнюю часть осадочной толщи, сложенную плейстоценовыми глинами и илами [Initial Reports..., 1973a].

Осенью 1971 г. в 20-м рейсе "Гломара Челленджера" были пробурены скв. 194—197 на абиссальной равнине южной части Северо-Западной котловины, скв. 198 в районе

о-ва Маркус и скв. 199—202 на юго-восточном фланге Магеллановых гор. Скважина 197 внедрилась на 2 м в толеитовые базальты, пройдя 278-метровую толщу верхнеюрских—нижнемеловых кремней и мела. Осталось неясным, был ли достигнут океанический фундамент или скважина вошла в силл. Скважина 199 прошла 275-метровую толщу турбидитов со смешанной ассоциацией микрофауны и 190-метровую толщу верхнемеловых и палеоценовых известняков. Нижние части вскрытого здесь разреза состоят из кремней, мела и мергелей верхнеюрского—мелового возраста и соответствуют верхнему опаковому слою, по данным НСП. Верхняя толща позднемеловых—раннетретичных цеолитовых глин отделена от нижней стратиграфическим перерывом и отвечает акустически хорошо стратифицированному слою. Скважины 200—202 вошли в известняковую шапку гайота [Initial Reports..., 1973b].

Осенью 1973 г. 32-й рейс "Гломара Челленджера" выполнен в центральной части Северо-Западной котловины (скв. 303, 304), в районах Императорских гор (скв. 308, 309), возвышенности Шатского (скв. 305 и 306) и абиссальной равнины к юго-востоку от возвышенности Шатского (скв. 307).

В скв. 303 на глубине 285 м и в скв. 304 на глубине 335 м ниже поверхности дна вскрыты потоки базальтов, повергшиеся катаклазу и гальмиролизу. Глубина до их кровли соответствует положению акустического фундамента на записях НСП. В составе акустически хорошо стратифицированной толщи, расположенной над акустическим фундаментом, выделены (сверху—вниз): диатомово-радиоляриевые илы с прослоями вулканического пепла, переходящие вниз по разрезу в пелагические глины; цеолитовые пелагические глины с кремнистыми прослоями. Стратиграфический диапазон этой толщи нижний мел — нижний плиоцен.

На возвышенности Шатского осадочный чехол до глубины 640,5 м представлен почти исключительно биогенно-карбонатными и кремнистыми разностями и имеет возраст от берриаса по голоцен. Плотные кремнистые прослои соответствуют интенсивным отражениям на сейсморазрезах НСП.

Скважина 307 прошла 298 м по пелагическим илам и кремням и вскрыла акустический фундамент, представленный базальтами. Базальты расчленены на несколько потоков, чередующихся с гялокластитами. Верхняя часть фундамента была датирована берриасом.

Вулканический фундамент не был достигнут бурением на гайоте Коко, однако палеонтологические данные по скв. 308 позволили установить раннеэоценовый возраст осадков шапки гайота [Initial Reports..., 1975b].

В рейсе 55-м "Гломара Челленджера" в 1977 г. бурение было предпринято по простиранию Императорских гор на гайотах Оджин (скв. 430), Нинтоку (скв. 431, 432) и Суйко (скв. 433). Во всех трех точках скважины вскрыли известняковую шапку гайотов и вошли в базальтовый фундамент. Лавовые потоки верхних частей фундамента представлены щелочными базальтами или гавайитами, а нижних частей — толеитами. На горе Суйко между базальтовыми потоками обнаружены прослои красных латеритных почв, образовавшихся на стадии надводного островного вулканизма. Возраст покрывающих фундамент осадков свидетельствует о смещении активного вулканизма вдоль Императорских гор в направлении с севера на юг [Initial Core..., 1977].

В октябре 1977 г. во время 56-го рейса "Гломара Челленджера" была пробурена одна скважина (436) в северной части свода краевого вала Японского желоба и две скважины (434 и 435) в нижней части островного склона желоба. Бурение скв. 436 было остановлено на глубине 397,5 м в меловых и глинистых отложениях, обогащенных марганцевыми микроконкрециями. Большая часть вскрытого разреза сложена диатомовыми глинами и алевролитами с прослоями пепла, с возрастным диапазоном от квартера до среднего миоцена. Интервалу средний миоцен—палеоген соответствует лишь 20-метровая часть вскрытого разреза и, очевидно, максимально низкая в третичное время скорость седиментации. Данные по скв. 436 хорошо коррелируются с данными скв. 194, 195, 303 и 304, расположенных южнее и восточнее. Вместе с этим отмечается хорошее соответствие литологического расчленения разрезов по скважинам с данными сейсмической стратификации, что позволяет прибегать к экстраполяции результатов бурения в Северо-Западной котловине на расстоянии до 1 тыс. км. Скважина 435 прошла 245 м по плиоцен-плейстоценовым глинистым илам; скв. 434 под 300-метровой толщей аргиллитов и глинистых илов плиоцен-плейстоцена вскрыла толщу туффилов и туфоалевролитов верхнего миоцена—плиоцена на глубину до 637,5 м. Структура вскрытых отложений характеризуется отсутствием хорошо выраженной слоистости, проявлением интен-

сивных деформаций на отдельных горизонтах и значительной примесью грубозернистого материала различной степени окатанности, состав которого или родственной вмещающей цементирующей массе, или экзотический. Это вместе с пятикратной повторяемостью диатомовых индекс-зон в плиоценовой толще, пройденной скв. 434, приводит к выводу о большой роли гравитационных процессов в гемипелагическом осадконакоплении на островном склоне Японского желоба [Initial Reports..., 1980b].

В октябре-ноябре 1977 г. скв. 438—441 пройдены на островном склоне Японского желоба в 57-м рейсе "Гломара Челленджера". В средней части склона скв. 439 на глубине 1145,5 м был достигнут акустический фундамент, представленный кремнистыми алевролитами и аргиллитами мелового возраста. Выше с перерывом лежит базальный слой конгломератов, брекчий и песчаников олигоценового возраста мощностью 152 м, перекрытый деформированными слоями алевролитов и песчаников с примесью вулканокластического материала с прослоями туфов. Возрастной диапазон этой части разреза — ранний-средний миоцен, а общая мощность — 144 м. Вышерасположенные алевролиты, аргиллиты и диатомиты часто окремнены, обогащены туфогенным материалом и имеют возраст в пределах средний миоцен—плейстоцен. Результаты бурения остальных скважин 57-го рейса аналогичны результатам, полученным в 56-м рейсе.

Весной 1978 г. бурение с "Гломара Челленджера" было сосредоточено в системе Марианской островной дуги. За время 59-го и 60-го рейсов скважины были пробурены в 12 пунктах (450—461) вдоль параллели 18° от центральной части Западно-Марианской котловины до океанского склона Марианского желоба.

В Западно-Марианском бассейне скв. 450, пройдя 333 м пелагических глин и витрокластических туфов среднемиоценового—плейстоценового возраста, вошла в экструзию оливковых базальтов. Скважина 451 (восточный борт Западно-Марианского хребта) прошла 926 м в толще вулканокластических осадков с градационной слоистостью. Скорость аккумуляции этой толщи была очень высока (до 400 м/млн. лет) в течение позднего миоцена и постепенно снизилась до 25 м/млн. лет в раннем и до 6 м/млн. лет — в позднем плиоцене. Мелководная фауна и линзы лигнитов указывают на существование островной и мелководной обстановок во время формирования осадочного комплекса Западно-Марианского хребта.

Все три скважины, пробуренные в Марианском тропе, пройдя толщу турбидитов плиоцен-плейстоценового возраста, достигли фундамента. В скв. 453 фундамент сложен брекчий габбро, базальтов, метагаббро и metabазальтов. Ассоциация вторичных минералов соответствует зеленосланцевой фации метаморфизма. Базальты, вскрытые в скв. 456, претерпели низкотемпературные гидротермальные изменения, в то же время базальтовые потоки, достигнутые скв. 454, имеют "свежий облик".

В скв. 459 (фронтальная дуга) потоки толеитовых базальтов вскрыты на глубине 691,5 м ниже турбидитной толщи раннего—среднего миоцена и алевролитов позднего эоцена и раннего миоцена. Толща турбидитов выклинивается в западном направлении от фронтальной дуги и в скв. 458 уже не обнаружена.

На океанском склоне фронтальной дуги в скв. 460 на глубине 99 м и в скв. 461 на глубине 15 м ниже поверхности дна были установлены грубокластические фации. В составе обломков (размерностью до крупных глыб) определены андезиты, базальты, габбро, metabазальты, метагаббро, метадиабазы [Initial Core..., 1979].

ФОТОСЪЕМКА ДНА

Метод подводного фотографирования для изучения дна северо-западной части Тихого океана начал интенсивно применяться с 1953 г. во время экспедиций ИО АН СССР на НИС "Витязь" [Зенкевич, 1954].

С помощью фотосъемки было установлено, что условия формирования микрорельефа определяются степенью расчлененности рельефа более низкого порядка, динамикой придонного слоя воды, скоростью осадконакопления и типом осадков, а также активностью и обилием донных животных. Как показали подводные фотографии, различным морфоструктурным элементам ложа северо-западной части Тихого океана соответствуют в основном различные сочетания форм микрорельефа [Зенкевич, 1970].

По данным подводного фотографирования, полученным советскими и американскими учеными к началу 60-х годов, выделен район с высокой степенью покрытия дна (от 10 до 100%) железомарганцевыми конкрециями и корками. Этот район располагается в виде пояса с осью вдоль $18-20^\circ$ с. ш. [Менард, 1966]. В ряде случаев получен-

ные фотографии позволяют судить о составе коренных пород ложа океана по характерным текстурным признакам, как, например, шаровая отдельность базальтовых лав. Однако фотографирование и драгирование на вершине горы Макарова [Петелин, 1960; Зенкевич, 1970] показало, что скопления глыб (в том числе и кислых пород), покрытые мощной железомарганцевой коркой, внешне могут быть сходны с шаровыми лавами.

Обобщение материалов фотосъемки за период до начала 60-х годов имеется в работах Менарда [1966] и Зенкевича [1970]. За последние два десятилетия подводное фотографирование в северо-западной секторе Тихого океана выполнено в небольшом объеме американскими [Initial Reports..., 1971a] и японскими [Preliminary..., 1973; Deep Sea..., 1977] исследователями.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДНА С ПОДВОДНЫХ АППАРАТОВ

В мае—июле 1958 г. батискаф "FNRS-3" французского ВМФ совершил первую в северо-западной части Тихого океана серию глубоководных погружений. Максимальная достигнутая глубина в 300 миль северо-восточнее Токио было 3200 м. На глубине 3000 м в расщелине с отвесными скальными стенками высотой более 200 м было обнаружено сильное течение, препятствовавшее маневрированию батискафа [Уо, 1976].

В январе 1960 г. батискаф "Триест", сконструированный и построенный швейцарским ученым Огюстом Пиккарром и переданный Научно-исследовательскому управлению ВМС США, опустился на дно в котловине Челленджер на глубину 10 910 м в точке с координатами $11^{\circ} 18',5$ с. ш. и $142^{\circ} 15',5$ в. д. Дно было достигнуто также западнее о-ва Гуам ($13^{\circ} 30',1$ с. ш.; $144^{\circ} 37',1$ в. д.) на глубине 1660 м. С батискафа проводились определение скорости распространения звука, фотосъемка дна, отбирались пробы воды, измерялась температура. Были обнаружены различные формы морских животных, выходы коренных пород и придонные течения [Пиккар, Дитц, 1963].

Исследования дна Курильского желоба в районе о-ва Итуруп и Японского желоба на траверсе Токийского залива были предприняты французским ВМФ в содружестве с японскими океанологами летом 1962 г. с батискафа "Архимед". При погружениях в Курильском желобе наибольшая глубина 9545 м была достигнута в точке $44^{\circ} 0,5',0$ с. ш.; $150^{\circ} 21',8$ в. д., а в Японском желобе — соответственно 9200 м ($33^{\circ} 30',0$ с. ш.; $141^{\circ} 56',0$ в. д.) [Sasaki, 1962; Уо, 1976]. Эти исследования показали, что на максимальной глубине более 9545 м существует течение со скоростью около 3 см/с, направленное на север.

В мае 1967 г. "Архимед" осуществил серию из трех погружений в Японском желобе на профиле, расположенном вдоль $34^{\circ} 55'$ с. ш. [Sasaki, 1962; Ballaiche, 1967a, b; Уо, 1976]. На глубине около 9200 м течение достигает скорости 4 см/с. Вблизи тальвега между 8200 и 8500 м на восточном склоне была сфотографирована система скалистых уступов меридионального простирания и высотой до 40 м. По сейсмическим данным Ламонтской геологической обсерватории, скальные выходы вблизи тальвега желоба могут представлять обнажения либо второго слоя со скоростью 4,4—4,8 км/с, либо третьего слоя со скоростью 6,5—6,7 км/с [Bellaiche, 1967a, b]. Образцы, отобранные батискафом со скальных выступов, по составу соответствуют океаническим толетам [Bellaiche, 1980]. Тальвег желоба в месте погружения "Архимеда" представляет собой горизонтальную равнину шириной около 1 км, покрытую илом.

Во время 21-го рейса "Дмитрия Менделеева" в северо-западной части Тихого океана проводились погружения на аппарате "Пайсис", результаты которых не опубликованы [Непрочнов, 1979].

Обзор выполненных к настоящему времени исследований в северо-западной части Тихого океана позволяет дать обобщенную сводку некоторых результатов.

Существенные вертикальные и латеральные неоднородности являются наиболее характерными чертами океанической литосферы, и прослеживаются на всю ее мощность, как это показала серия восьми экспериментов "Лонгшот". С повышением глубинности и разрешающей способности сейсмических методов выявилась интенсивная скоростная дифференцированность всех слоев коры. По мере накопления множества новых фактов стало ясно, что сравнительно простые трехслойные модели океанической коры, предложенные Р. Райттом и Т. Гаскеллом по результатам ГСЗ экспедиций "Каприкорн", "Мид-Пасифик" и на "Челленджере", нарушаются в различных морфоструктурных зонах вариациями мощностей слоев коры, расширением спектра скоростей отдельных

слоев и появлением слоев с промежуточными для второго и третьего слоев или третьего слоя и верхней мантии значениями скоростей.

Наиболее изучены в настоящее время строение и процессы формирования первого и второго слоев океанической коры, что позволяет перейти к их расчленению на формационной основе. В северо-западной части Тихого океана были обнаружены абиссальные каналы, крупнейшие из которых, "канал Нэкви" и Императорский желоб, частично заполнены горизонтальнослоистыми толщами турбидитов. Вместе с этим обнаружение форм типа осадочного "языка Мейджи" и широкое распространение осадков мелководного генезиса на вершинах хребтов и отдельных гор приводят к выводу, что процесс образования осадочного чехла Северо-Западной Тихоокеанской плиты состоит из ряда этапов, отражающих неоднократную и не повсюду в регионе синхронную смену обстановок осадконакопления. Анализ накопленных данных драгирования и бурения свидетельствует о разнообразии формационных комплексов осадочного чехла и магматического основания плит. Обнаружены зоны прогрессивного метаморфизма, приуроченные к глубоким слоям коры положительных морфоструктурных элементов низкого порядка. Возраст пород меняется в очень широком диапазоне. Все это является подтверждением длительной и разнообразной истории земной коры северо-западной части Тихого океана, требующей более дифференцированного подхода к исследованию ее различных районов.

Несмотря на успехи изучения первого и второго слоев, для построения динамических и ретроспективных моделей для этого региона необходимы более детальные данные для всего разреза коры и верхней мантии. Сейчас не известно, каким образом процессы в мантии связаны с формированием второго и третьего слоев, а также какова природа их раздела. Для выводов о возрастных взаимоотношениях второго и третьего слоев необходимы данные для разделения экструзий от, по-видимому, интрузивного основания. Однако пока лишь немногие скважины достигли слоя 2 и вошли в него на достаточную глубину.

Из схемы изученности следует, что основной объем информации получен для желобов, краевых валов и южных частей Императорских гор и возвышенности Шатского. В меньшей степени изучены котловины, северо-восточная часть возвышенности Шатского, горы Картографов и район между восточной ветвью гор Мид-Пасифик и Маршалловыми островами. Эти районы требуют изучения в первую очередь. Для получения дополнительных данных о подводных горах, зонах разломов, зонах спокойного магнитного поля и районах пересечения структурных элементов необходима постановка исследований повышенной детальности, как, например, это было выполнено экспедициями СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в 1980 г. при изучении зоны разлома Тускарора и района максимальных для абиссального дна глубин к югу от возвышенности Шатского.

ГЛАВА 5

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА

Сведения о рельефе дна Тихого океана, полученные за многие годы [Hess, 1948; Dietz, 1954; Menard, 1964; Mogi, 1972; Удинцев, 1972], существенно дополненные материалами исследований последних лет, позволяют выявить основные закономерности строения поверхности океанического дна (рис. 6).

Для северо-западной части Тихого океана характерно его сложное сочленение с континентальной окраиной Восточной Азии. Активная континентальная окраина


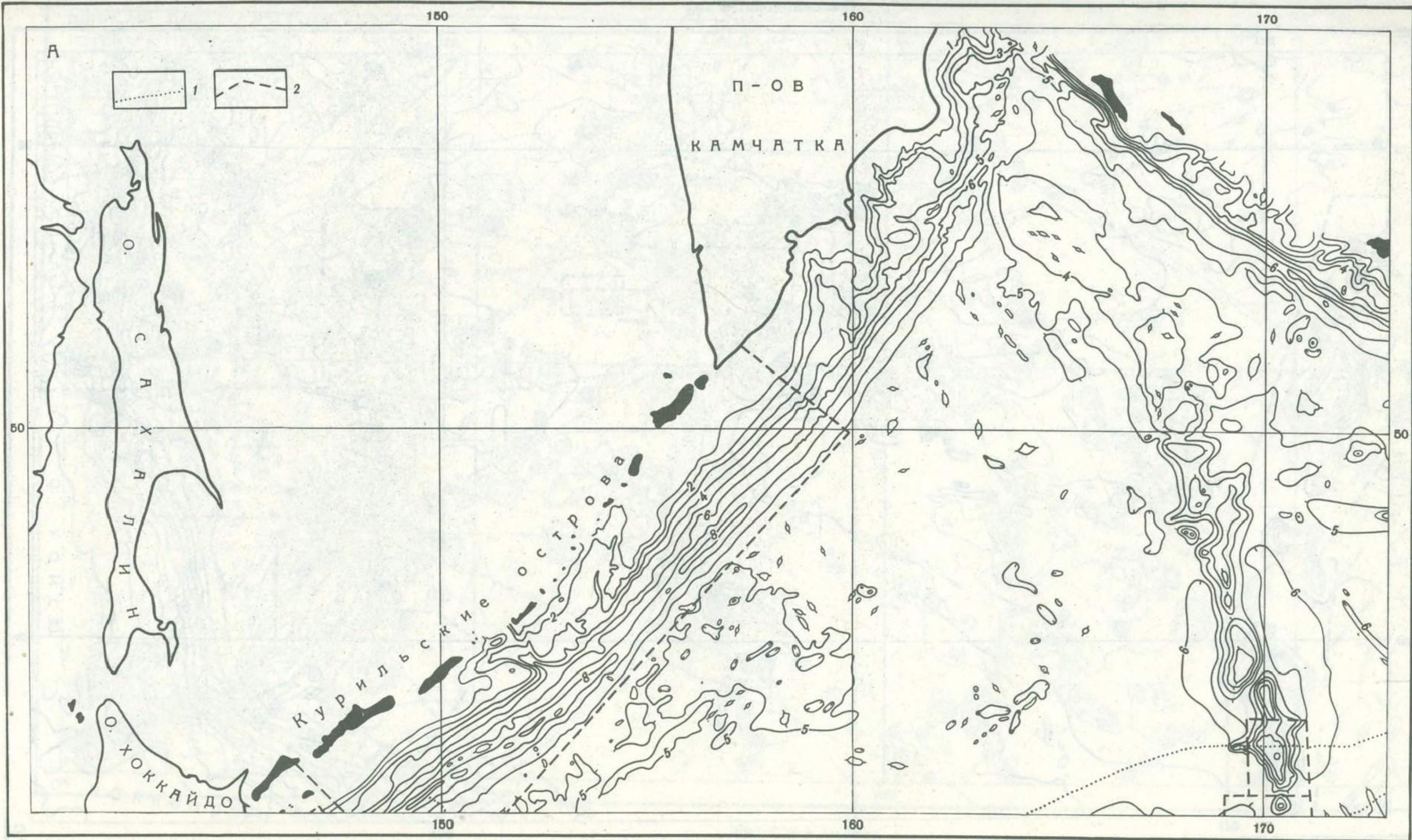


Рис. 6. Батиметрическая карта северо-западной части Тихого океана (А — северная, Б. — центральная, В — южная части). Составили А.С. Сваричевский и Л.В. Сваричевская на основе [Bathymetric Atlas . . ., 1973]

Изобаты — в км; 1 — дополнительные галсы, использованные при построении карты; 2 — полигоны детальных работ



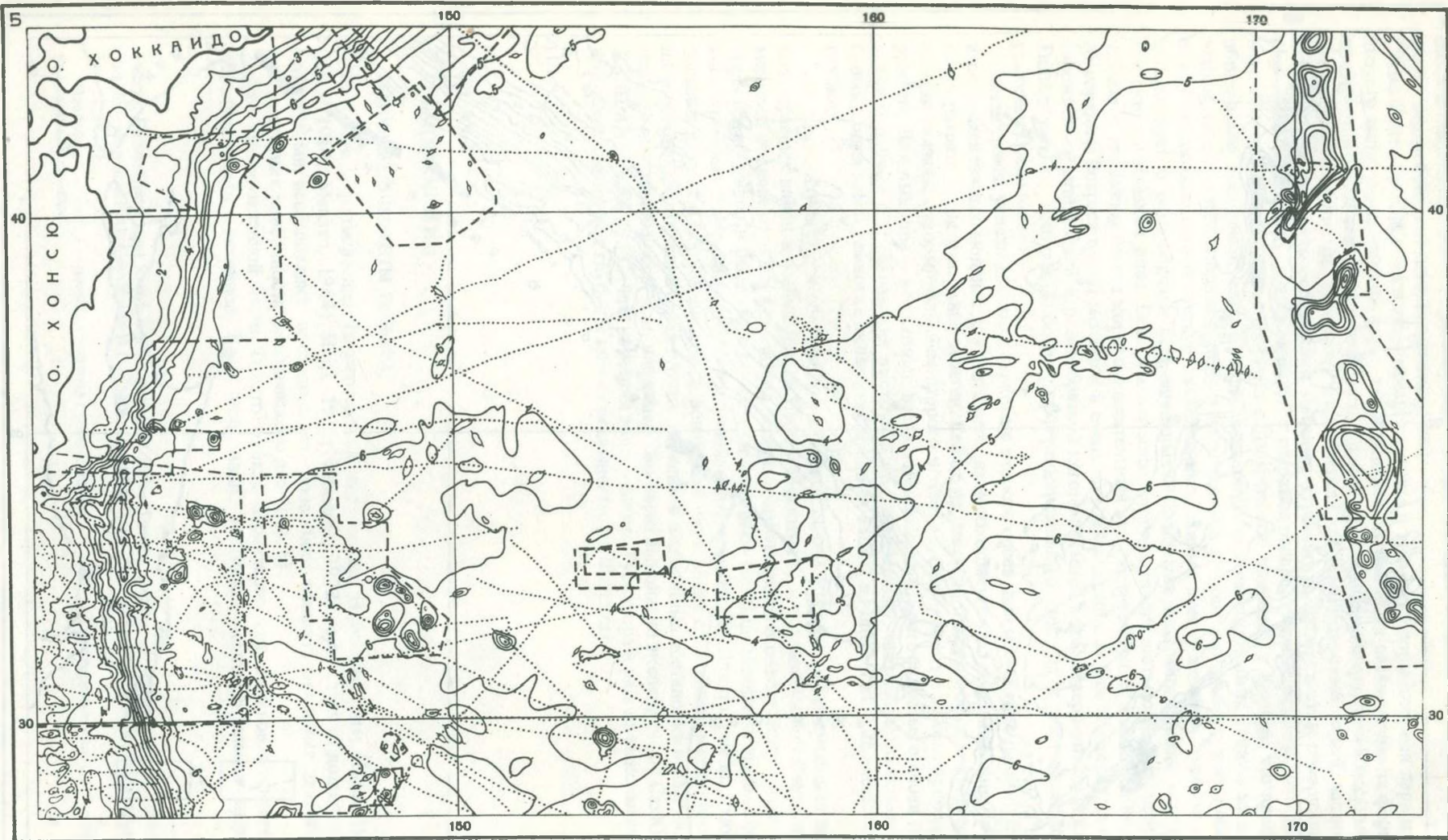


Рис. 6 (продолжение)

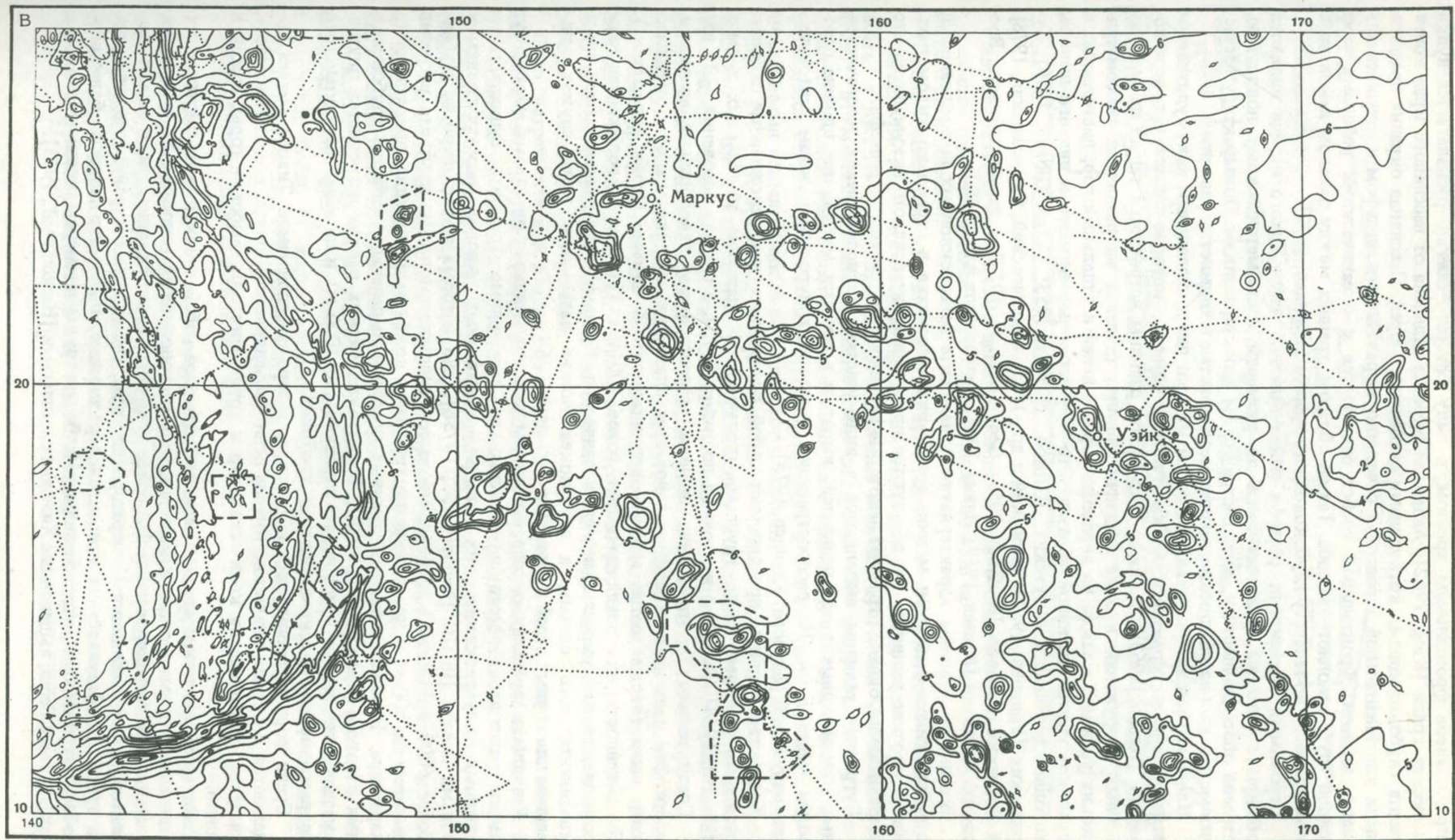


Рис. 6 (окончание)

представлена фронтальным хребтом, в тылу которого обычно располагается вулканическая гряда [King, 1962]. Активная окраина отделена от пассивного края континента глубокоководными котловинами окраинных морей. Пассивная окраина представлена континентальной террасой с отчетливо выраженными шельфом и континентальным склоном. Фронтальный хребет сопрягается с океаническими районами через склон глубокоководного желоба. Таким образом, граница между океаном и континентом проходит по тальвегу глубокоководного желоба [Удинцев, 1972].

Основными элементами рельефа северо-западной части Тихого океана являются обширные равнины, различающиеся по размерам, гипсометрическому положению, степени обособленности и морфометрическим характеристикам. По характеру расчлененности выделяются плоские, волнистые, бугристые и холмистые равнины.

Плоские равнины представляют собой участки дна с предельным аккумулятивным выравниванием первичного вулканогенного рельефа, которое происходит неравномерно [Ильин, 1963; Агапова, 1975]. Эти равнины встречаются также на склонах горных сооружений в виде седиментационных ступеней на различных гипсометрических уровнях, а также на вершинах горных цепей и отдельных гор, достигавших в прошлом уровня активной абразии. Это — участки нормального и низкого шельфа, хорошо изученные у Алеутских [Gibson, Nichols, 1953; Gates, Gibson, 1956], Курильских [Удинцев, 1955; Затонский и др., 1961; Сваричевский, Сваричевская, 1978] и Японских островов [Hoshino, 1957; Geological . . . , 1977], а также у берегов Восточной Камчатки [Канаев, 1959; Ильин, 1961; Селиверстов и др., 1980].

Волнистые равнины характеризуются наличием пологосклонных возвышенностей с превышением в десятки метров при ширине основания в несколько километров. Как и плоские равнины, они образуются при наличии интенсивного аккумулятивного выравнивания, однако отражают некоторые неровности погребенного рельефа.

Бугристые равнины выделяются в виде участков распространения многочисленных куполовидных возвышенностей, высоту в десятки метров при ширине основания менее 1 км. Их распространение, вероятно, приурочено к зонам тектонических нарушений [Агапова, Удинцев, 1973].

Холмистые равнины представляют собой поверхности дна, осложненные отдельно стоящими холмами и их группами, получившими название абиссальных холмов [Menard, 1964]. Высота этих холмов достигает 500 м, а ширина основания — 15 км.

Среди равнин Тихого океана широко распространены валообразные возвышенности. Эти валы имеют незначительное превышение над средним уровнем океанического ложа (первые сотни метров) при значительной ширине (сотни километров). Протяженность их иногда достигает более 100 км. По своему положению валы разделяются на краевые и внутриокеанические. Краевые валы располагаются вдоль континентального склона, а внутриокеанические валы чаще всего служат основанием для горных цепей и горных сооружений.

Равнины в пределах океана осложнены многочисленными впадинами. Они могут иметь различную форму и размеры, но необходимо отметить существование крупных внутриокеанических впадин, называемых иногда переуглубленными зонами океана [Initial [Reports . . . , 1975b], дно которых расположено на глубине более 6000 м. Склоны этих впадин часто представлены весьма крутыми уступами высотой до 500 м, а дно осложнено грядами и ложбинами, очевидно, приразломного характера. Наиболее ярко выраженные ложбины выделены в качестве глубокоководных каналов [Mammerickx, 1980]. Среди океанических равнин встречаются внутриокеанические желоба — узкие, но глубокие (до 1000 м) и линейно вытянутые рвы, сопряженные с невысокими горными хребтами.

Среди горных сооружений в пределах северо-западной части Тихого океана выделяются внутриокеанические горные цепи (объединяемые иногда в системы цепей), системы, состоящие из конических гор и групп этих гор, глыбовые горы, хребты и плато.

Внутриокеанические горные цепи представляют собой совокупность сопряженных отдельных горных построек, закономерно расположенных относительно друг друга и составляющих единую цепь. Наиболее типичным представителем этого класса элементов рельефа являются Императорские горы, где горные постройки следуют одна за другой, протягиваясь на значительное расстояние. Выделение цепей из более обособленных построек менее очевидно. Наиболее ярким примером такой цепи можно назвать горы Гейш, выделенные Хизеном с коллегами [Heezen et al., 1973].

Т а б л и ц а 1. Основные элементы рельефа



Системы внутриокеанических цепей выделяются как более сложные образования при обилии одиночных цепей в непосредственной близости друг от друга и их закономерном расположении.

Обособленные горы наиболее широко представлены в северо-западной части Тихого океана. По морфологическим признакам выделяют несколько типов гор [Деменицкая и др., 1978]: 1) правильные одиночные конусы; 2) гайоты (усеченные конусы); 3) многовершинные вулканические постройки; 4) неправильные вулканические постройки. Как видно из приведенной классификации, эти горы обычно отождествляются с вулканическими постройками из-за их форм, что подтверждается многочисленными исследованиями подобных гор и особенно сбором каменного материала [Menard, 1964; Heezen et al., 1973]. Несмотря на большое количество таких одиночных гор, почти в каждой геолого-геофизической экспедиции открываются новые горы. Можно предположить, что большинство гор, считающихся сейчас одиночными, при получении дополнительной информации могут быть объединены в цепи гор.

Глыбовые горы представляют собой массивные горные сооружения, ширина которых резко превышает их высоту. В происхождении этих гор основу составляют тектонические деформации коры, а вулканизм играет второстепенную роль. Глыбовые горы в свою очередь распадаются на отдельные массивные возвышенности, в ряде случаев с платообразной вершиной.

Плато встречаются как в виде обособленных сооружений, так и в качестве составной части более крупных построек (глыбовых и вулканических). Основным признаком его — наличие уплощенной вершины. Чаще всего эта вершина образована в результате абразионного выравнивания, однако встречаются уплощенные вершины гор, по-видимому, аккумулятивного происхождения.

Хребты представляют собой вытянутые горные сооружения с относительно крутыми склонами и хорошо выраженным гребнем. Они, так же как и плато, встречаются как в составе более крупных форм рельефа, так и обособленно.

Элементы рельефа более высокого порядка в Тихом океане, в том числе и в его северо-западной части, представлены уступами, ложбинами, ступенями, холмами, плато и т.д. (табл. 1), характеристики которых приведены в ряде работ [Wiseman, Ovey, 1953; Damiani, 1959; Undersea, 1978; Былинский, Вечканова, 1979].

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В основе типологического геоморфологического районирования лежит подход, утверждающий необходимость отражения на геоморфологической карте как характерных черт морфографии, так и генезиса форм рельефа. Формирование морфоструктуры обусловлено взаимодействием экзогенных и эндогенных факторов рельефообразования. Однако в условиях открытого океана, где экзогенные факторы заторможены из-за более значительной плотности водной толщи и характеризуются незна-

чительной скоростью осадочного процесса, доминирующими являются эндогенные факторы (тектонические и вулканические) образования рельефа (рис. 7, см. вкл.).

Ложе океана и океанический склон. Основу рельефа океанической коры представляет кровля второго слоя в виде продуктов площадного распространения вулканогенного материала с характерным первичным рельефом, перекрытым относительно маломощной нивелирующей толщей пелагических осадков.

С точки зрения концепции тектоники плит, ложе океана представляет собой кровлю новообразованной океанической коры, постоянно генерируемой в зоне срединно-океанического хребта и перемещаемой в сторону континента. По мере удаления от зон раздвига кора удревняется, а ее гипсометрический уровень закономерно снижается [Heezen et al., 1973]. Из этого следует также, что с удалением от зон раздвига мощность осадочного чехла и нивелировка первичного рельефа должны закономерно увеличиваться. Океанический склон рассматривается как часть деформированной плиты, поддвигающейся под континент, разбитой системой продольных разломов в виде ступенчатых горстов и грабенов. Изгиб океанической коры, согласно этой концепции, должен сопровождаться образованием зоны поднятий по краю ложа, что и объясняет существование краевых валов у океанического склона [Bodine, Watts, 1979].

Продолжающаяся до настоящего времени полемика относительно выбора альтернативы структурной эволюции океанических плит не дает пока основания для окончательного решения. Единственным более или менее достоверным выводом из существующих гипотез является определение внешней границы распространения океанических макроформ вдоль оси глубоководных желобов.

Океанические равнины. Океанические равнины, занимающие огромные пространства в северо-западной части Тихого океана, представляют собой продукт аккумулятивного выравнивания, степень которого зависит от объема поступающего материала (биогенного, вулканогенного, терригенного и хемогенного) и продолжительности его накопления.

В северо-западной части Тихого океана не наблюдается закономерного распределения ни мощности осадочного слоя, ни выровненности равнин, как это должно быть при спрединге. Выравнивание первичного рельефа океана происходит неравномерно [Ильин, 1963; Агапова, 1975]. В процессе длительной пелагической аккумуляции наличие первичного рельефа обуславливает систему барьеров (местных базисов аккумуляции) на пути осадков при их перераспределении даже самыми слабыми придонными течениями. Максимального, почти предельного выравнивания достигают участки дна при достаточно обильном поступлении осадочного материала вблизи областей питания. Необходимым условием при этом является также отсутствие тектонической активности этих районов.

Краевые валы. Эти валы не отличаются идеальной выровненностью, хотя кровля океанической коры в их пределах должна быть наиболее древней. Они осложнены многочисленными крупными разломами, выраженными в виде уступов и впадин, как это наблюдается, например, на валу Хоккайдо [Васильев и др., 1979; Тектоника . . . , 1980] и на валу у Идзу-Бонинского желоба. Это указывает на напряженное состояние коры в пределах валов. Кроме того, здесь присутствуют довольно многочисленные вулканические постройки, особенно в пределах Марианского вала.

Внутриокеанические горные цепи и валы. Анализ значительного количества нового гидрографического материала, полученного как за рубежом [Bathymetric . . . , 1973; Tomoda, 1974; Murauchi, Asanuma, 1977], так и в СССР, в том числе СахКНИИ ДВНЦ АН СССР [Красный и др., 1975; Соловьев, Туезов, 1977], позволил открыть ряд новых горных построек, что дало возможность более достоверно проследить горные цепи в открытом океане. На юго-западе региона устанавливается пространственная связь плато Огасавара с Маршалловыми горами, а не с горами Мид-Пасифик, как это предполагалось ранее [Menard, 1958; Mogi, 1972; Удинцев, 1972]. Горные постройки здесь образуют сложную систему двойных прерывистых цепей, выгнутую, как и вся горная система, в сторону центральных районов океана.

Ни у кого из исследователей не вызывает сомнения вулканогенная природа горных цепей, подтвержденная большим количеством геолого-геофизических данных, включая драгирование и бурение [Menard, 1964; Heezen et al., 1973; Greene et al., 1978]. Однако существуют разногласия в объяснении их линейности. Если раньше не ставилось под сомнение их формирование вдоль глубинных разломов [Menard, 1964], то в настоящее

время выдвинута еще одна точка зрения — приуроченность горных цепей к следу "горячей точки" в движущейся океанической коре [Morgan, 1972].

По морфологии линейные цепи наиболее близки к вулканическим грядам, однако отсутствие отчетливо выраженного единого цоколя и глубоководных желобов с выпуклой стороны этих цепей не позволяет однозначно относить их к одному классу форм рельефа. Можно наметить следующий эволюционный ряд этих форм по мере их усложнения: эмбриональная стадия одиночных линейных гор (горы Гейш), стадия линейных групп гор (Магеллановы горы, горы Огасавара-Гилберта), стадия завершенных горных цепей (Императорские горы) и, наконец, стадия вулканогенных горных систем различной сложности (Центрально-Марианских и т.п.), что свидетельствует о дифференциации западной части Тихого океана на отдельные плиты, ограниченные горными цепями.

Находящиеся в основании некоторых вулканических цепей валообразные возвышенности, вероятно, играют роль эмбрионального тектонического цоколя.

Глыбовые горы. Горные сооружения Обручева, Детройт, Шатского, Мид-Пасифик и Огасавара, вероятнее всего, представляют собой глыбовые горы. По-видимому, значительную роль в их формировании также играл и вулканический процесс, на что указывает положение большинства из них на флангах вулканических цепей, а также состав поднятого с них каменного материала и результаты глубоководного бурения. Тем не менее их форма, расчлененность на отдельные блоки и наличие довольно мощной земной коры позволяют выделить их в самостоятельный класс.

Уровенные поверхности выравнивания. К таким поверхностям относятся вершины гайотов, плато и некоторых цепей. Следует отметить, что не все уплощенные вершины можно считать уровенными поверхностями выравнивания. Так, Д. Кэригом с коллегами [Karig et al., 1970] выделены горные постройки с вершинами, уплощенными в результате пелагической седиментации. Для выделения этих поверхностей важно наличие следов абразионного выравнивания на вершинах или в основании рифового комплекса. В северо-западной части Тихого океана обнаружено большое количество подобных уровенных поверхностей.

Из данных [Heezen et al., 1973] следует, что уплощения вулканических оснований многих гайотов располагаются на близких глубинах: горы Гейш — 1340–1450 м; горы Огасавара—Гилберта — 1210–1270 м. Не снижаются они ниже отметок 1500 м и на разбуренных атоллах Маршалловых островов [Menard, Ladd, 1963]. В Императорских горах на подобной глубине основание рифового комплекса находится на юге цепи. На северном же фланге наблюдается их общее снижение [Greene et al., 1978]. В пределах плато Детройт и возвышенности Обручева их уплощенные вершины залегают на глубине около 3000 и 3200–3500 м соответственно [Ломтев и др., 1980].

Анализ средней глубины залегания абразионных поверхностей различного рода плато и поверхностей несогласия, перекрытых рифовыми комплексами, указывает на близость гипсометрического уровня (около 1500 м) с уровнем низкого шельфа широко представленного в виде краевых плато в Мировом океане [Hoshino, 1975].

Внутриокеанические желоба. Внутриокеанические желоба, как правило, рассматриваются в качестве зон разломов и растяжения из-за наличия уступа, сопровождаемого глубокой ложбиной.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

В этой главе анализируются структура геофизических (гравитационного, теплового и магнитного) полей и ее соотношения с основными морфоструктурными элементами северо-западной части Тихого океана.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

В связи с весьма неравномерной гравиметрической изученностью района исследований (от детальных полигонных исследований до отдельных маршрутных промеров), сведения об аномальном поле силы тяжести использованы лишь для определения мощности земной коры, оценки ее изостатического состояния и как вспомогательные материалы при общих тектонических построениях.

В соответствии с этими задачами данные о гравитационном поле представлены в виде карт значений, осредненных по квадратам 1° долготы на 1° широты, что соответствует примерно осреднению в радиусе 50 км. Как было показано ранее [Капатов, 1963; Павлов, Строев, 1975; Watts, Leeds, 1977], такое осреднение наиболее оптимально позволяет выделить региональную составляющую гравитационного поля, освобожденного от локальных внутрикоровых плотностных неоднородностей с целью изучения поведения подошвы земной коры. Однако и при таком осреднении степень детальности карты на отдельных участках по-прежнему различна, а в пределах северо-западной части Тихого океана осталось несколько "белых пятен".

В связи с мелким масштабом карты и наличием резко градиентных зон (глубоководные желоба, Императорские горы и др.) сечение изолиний пришлось делать различным (20 и 40 мгл).

Аномалии в редукции свободного воздуха

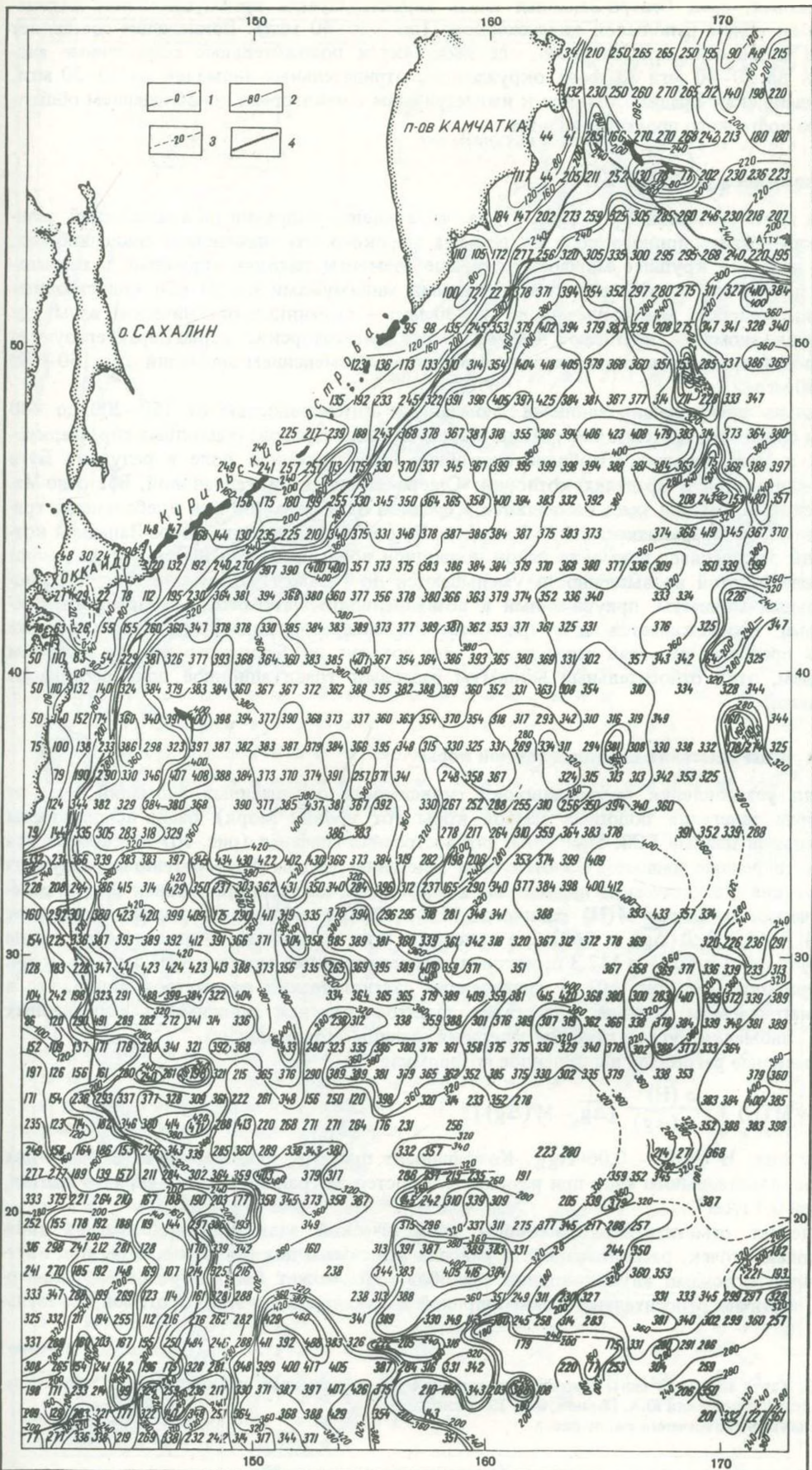
Гравитационное поле северо-западной части Тихого океана в редукции свободного воздуха (рис. 8) разделяется на несколько характерных типов. В первую очередь — это поле глубоководных желобов (Алеутского, Курило-Камчатского, Японского, Идзу-Бонинского, Волкано и Марианского). Для всех перечисленных желобов характерны глубокие отрицательные минимумы силы тяжести от нескольких десятков до сотен миллигал. Самый интенсивный минимум осредненных ($1 \times 1^\circ$) аномалий в свободном воздухе (-247 мгл) приурочен к наиболее глубоководной части Курило-Камчатского желоба (глубина свыше 9000 м). В то же время в более южных желобах, в частности, Идзу-Бонинском и Марианском (в последнем глубины превышают 10 000 м), минимумы не превышают -150 — -180 мгл. При сопоставимых глубинах это может быть обусловлено различиями мощности земной коры или плотности верхней мантии под рассматриваемыми желобами, либо обоими факторами одновременно. В любом случае, как будет показано ниже, это приводит к максимальным нарушениям изостазии в районе Курило-Камчатского желоба. Следует отметить также, что для всех желобов характерно смещение осей гравитационных минимумов относительно осей желобов в сторону континента до 15 км.

Другим характерным типом является гравитационное поле подводных гор и возвышенностей, окружающих Северо-Западную плиту с востока и юга. Для этих районов примечательно наличие резко дифференцированных аномалий как положительных, так и отрицательных значений до нескольких десятков, а иногда и свыше 100 мгл. Как правило, максимумы приурочены к хребтам и отдельным горам, а минимумы — к прогибам и впадинам, но в некоторых случаях наблюдается и противоположная картина.

Слабо дифференцированными положительными аномалиями до 40–60 мгл отмечаются окраинные океанические валы.

Рис. 8. Карта аномалий силы тяжести в редукции свободного воздуха, осредненных по квадратам $1 \times 1^\circ$. Составили Ю.А. Павлов, В.Ю. Косыгин

Изолинии: 1 — нулевые, 2 — положительные, 3 — отрицательные; 4 — тальвеги глубоководных желобов



Наконец, сама Северо-Западная плита характеризуется преимущественно отрицательным полем небольшой интенсивности (до $-20-40$ мгл). Исключение составляет район возвышенности Шатского, где выявляются положительные осредненные аномалии до $30-40$ мгл на фоне окружающих отрицательных аномалий до $20-30$ мгл. Аномалии, как правило, близки к изометричным с некоторым преобладанием общего северо-восточного простирания поля.

Аномалии в редукции Буге

На карте аномалий Буге (рис. 9) за счет введения поправки на водный слой зависимость гравитационного поля от рельефа морского дна значительно сгладилась, хотя наиболее крупные морфоструктурные элементы находят отражение в аномальном поле. Так, отмечаются относительными минимумами до 50 мгл приостровные склоны желобов, максимумами до $20-30$ мгл — окраинные океанические валы, где значения аномалий достигают $400-425$ мгл. Императорские горы характеризуются дифференцированным резкоградиентным полем с изменением аномалий от $150-160$ до 480 мгл.

Сильно дифференцированными аномалиями интенсивностью от $150-200$ до 400 мгл и более отмечаются также районы Маршалловых островов, подводных гор Маркус-Уэйк и Магеллановых. Наиболее спокойное гравитационное поле в редукции Буге устанавливается в пределах котловин: Северо-Западной, Магеллановой, Восточно-Марианской. Аномалии здесь изменяются в среднем от 350 до 400 мгл с небольшими градиентами, не превышающими $1-2$ мгл/км. При этом в пределах Северо-Западной котловины заслуживает внимания район подводной возвышенности Шатского. Аномалии в пределах этой возвышенности уменьшаются до 165 мгл. Примечательно, что относительный минимум, приуроченный к возвышенности Шатского, с небольшими пережимами прослеживается на северо-восток до Императорских гор и, возможно, даже за их пределы; на запад через горы Гейш доходит до Японского желоба и, таким образом, этот относительный минимум разделяет гравитационное поле региона на две части.

Глубины залегания подошвы земной коры

Для установления корреляционной зависимости осредненных аномалий Буге от глубины залегания подошвы земной коры (от уровня моря) были использованы имеющиеся данные ГСЗ. При этом, для построения графика (рис. 10) использовались лишь уверенные данные ГСЗ о глубине залегания раздела М. В результате получены следующие статистические параметры: коэффициент корреляции r равен $0,854$; математическое ожидание $M(H)$ равняется $18,4$ и $M(\Delta g) = 258,9$; дисперсии составляют $D(H) = 64,3$ и $D(\Delta g) = 2601,6$, а стандарты этих же величин соответственно равны $\sigma(H) = 8,0$ и $\sigma(\Delta g) = 112,3$ и, наконец, корреляционный момент $K(H, \Delta g) = -768,4$. Из графика (см. рис. 10) и приведенных статистических параметров видно, что в рассматриваемом регионе существует достаточно тесная зависимость осредненных $1 \times 1^\circ$ аномалий Буге от глубины залегания границы Мохоровичича.

Уравнение регрессии, вычисленное по формуле

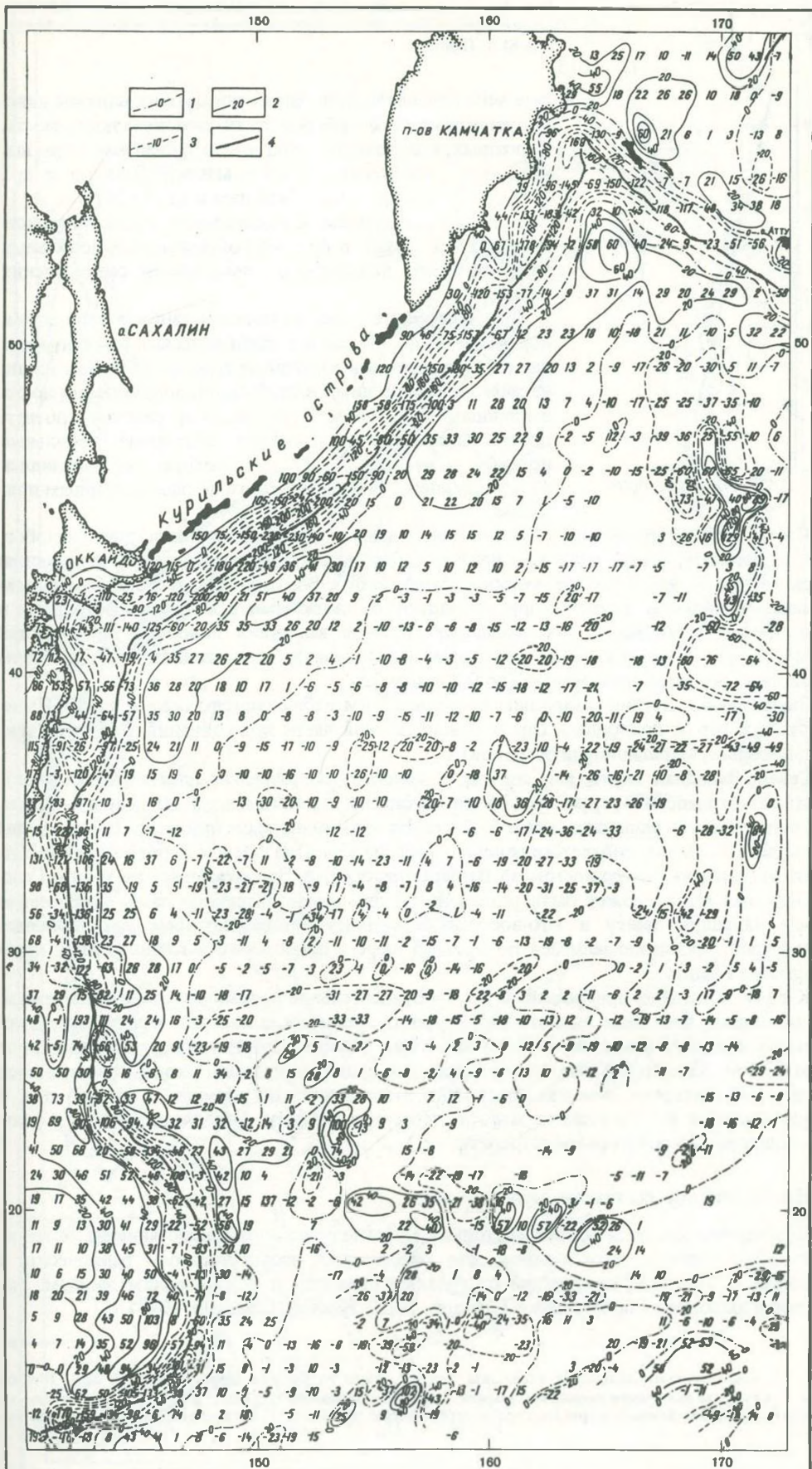
$$H = M(H) + r \frac{\sigma(H)}{\sigma(\Delta g)} [\Delta g - M(\Delta g)],$$

имеет вид: $H = 33 - 0,06 \overline{\Delta g}_B$. Коэффициент при $\overline{\Delta g}_B$ соответствует случаю для плоско-параллельного слоя при разнице плотностей на границе коры и верхней мантии, равной $0,4$ г/см³.

Следует отметить, что из общей статистической зависимости выпадают лишь несколько точек, расположенных в районах максимальных прогибов коры под внутренними склонами глубоководных желобов. Это может быть обусловлено, во-первых, частично относительно малой шириной и локальностью этих прогибов, в резуль-

Рис. 9. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге, осредненных по квадратам 1° широты на 1° долготы. Составили Ю.А. Павлов, В.Ю. Косыгин

Условные обозначения см. на рис. 8



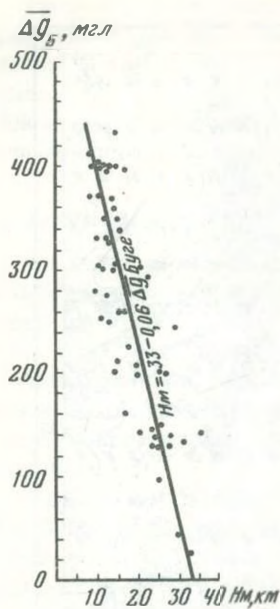


Рис. 10. График корреляционной зависимости осредненных аномалий Буге (Δg_B) от глубины залегания раздела М (H_M). Составил Ю.А. Павлов

тате чего при осреднении аномалий Буге их влияние нивелируется и искажает общую статистическую зависимость. Во-вторых, как известно, под этими прогибами коры выявляются уплотнения верхней мантии [Павлов и др., 1966; Туезов и др., 1967; Гайнанов и др., 1974].

К сожалению, для вычисления самостоятельной зависимости $H = f(\Delta g_B)$ в пределах описываемых локальных участков явно недостаточно имеющихся сейсмических данных.

При построении схемы глубин залегания подошвы земной коры (рис. 11) на нее были нанесены имеющиеся к настоящему времени уверенные данные ГСЗ. Как видно из рис. 11, между ними и глубинами, полученными по осредненным аномалиям Буге, имеется хорошее соответствие. Исключение составляют отдельные локальные прогибы коры до 35–37 км, которые не отразились в осредненных аномалиях Буге по рассмотренным причинам.

Наибольшие глубины до 35–37 км приурочены к склонам глубоководных желобов. При глубинах морского дна в этих районах около 1–2 км это соответствует мощностям коры свыше 30 км. В районе желобов Марианского, Волкано и Идзу-Бонинского максимальные прогибы земной коры совпадают со смежными с желобами островами и подводными хребтами, а максимальные глубины залегания подошвы уменьшаются до 24–27 км. К осям желобов приурочены, как правило, воздымания подошвы коры с довольно резкими градиентами (до 0,3 км/км).

Значительные глубины подошвы коры до 21 км наблюдаются также в районе Императорских гор и подводных гор в районе южной части исследований (Маркус-Уэйк, Мид-Пасифик, Маршалловых островов).

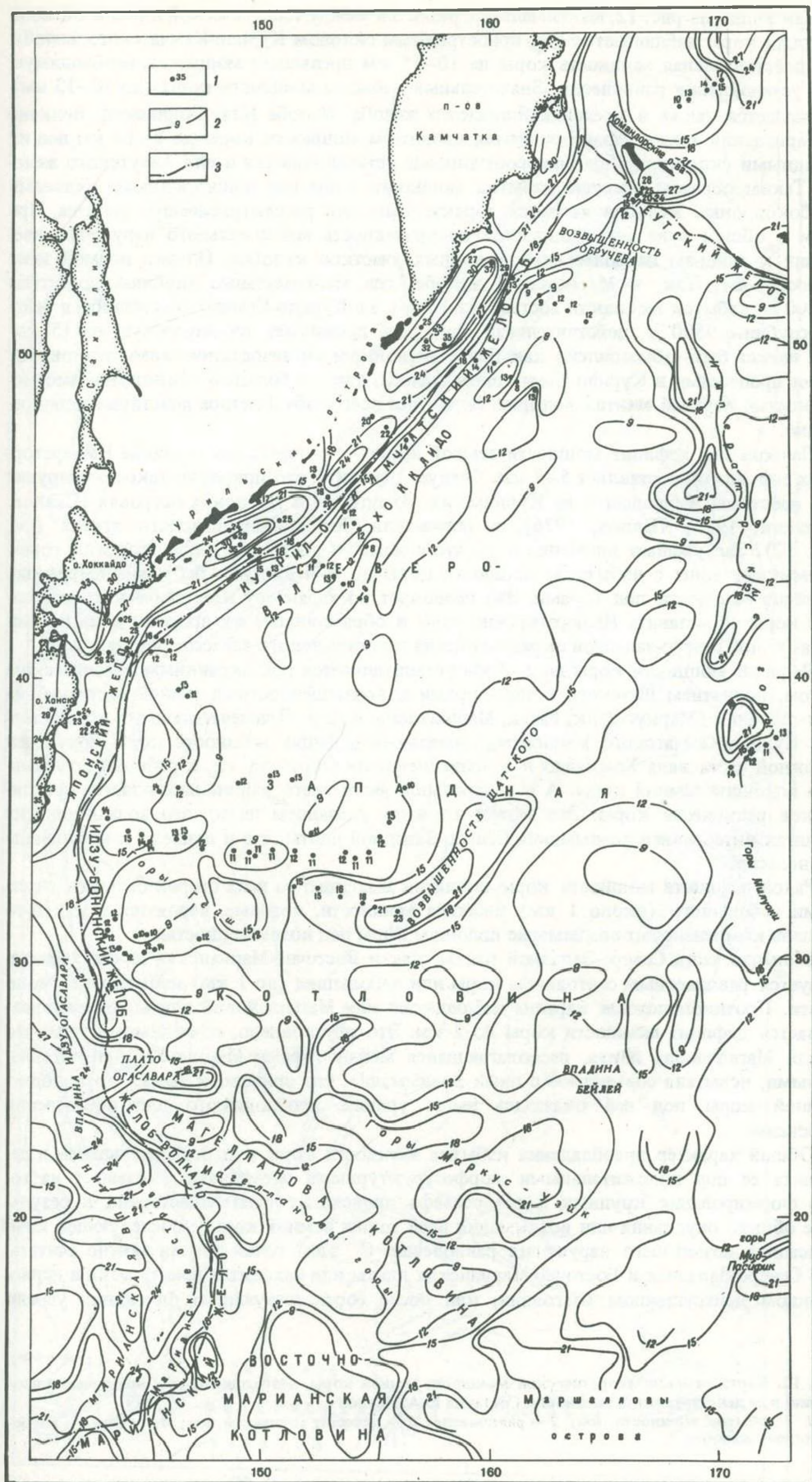
Северо-Западная плита, так же как и меньшие по размерам плиты (Магелланова, Восточно-Марианская), характеризуется глубинами залегания подошвы коры 9–12 км, что соответствует мощности коры 5–7 км. На этом фоне выделяется прогиб подошвы коры до 15–23 км, соответствующий поднятию Гейш на восток через поднятие Шатского и далее на северо-восток до Императорских гор. Это указывает на то, что Северо-Западная плита может быть разделена на две самостоятельные части (собственно Северо-Западную плиту и юго-восточную — плиту Гейш), которые разъединяются структурой, прослеживающейся по крайней мере в пределах всей толщи земной коры (поднятие Гейш).

К валу Хоккайдо приурочено в целом относительное воздымание подошвы земной коры, однако не в виде единого структурного поднятия, а как ряд чередующихся локальных поднятий и впадин, глубина залегания подошвы коры в которых варьирует от 8 до 13 км. Характерно, что это региональное поднятие подошвы коры протягивается значительно севернее, чем вал Хоккайдо, выделяемый по рельефу морского дна, и прослеживается до Алеутского желоба, пересекая поднятие Обручева, которое в рельефе подошвы земной коры не выражено.

Изостатическое состояние земной коры

Для оценки изостатического состояния коры использовано сопоставление ее теоретической мощности, необходимой для обеспечения изостатического равновесия, с реальной мощностью, полученной по гравиметрическим и сейсмическим данным. Вычисления выполнены по методике [Павлов, 1972; Павлов, Семакин, 1973].

Рис. 11. Карта глубин залегания подошвы земной коры от уровня моря. Составил Ю.А. Павлов
1 — глубины залегания подошвы земной коры, по данным ГСЗ, км; 2 — изолинии глубин залегания подошвы земной коры, по гравиметрическим данным; 3 — тавельги глубоководных желобов



Как видно из рис. 12, максимальные различия между теоретической и реальной мощностями коры наблюдаются под приостровным склоном Курило-Камчатского желоба, где действительная мощность коры на 10–15 км превышает мощность, необходимую для установления равновесия. Значительный избыток мощности коры (до 10–13 км) наблюдается также в пределах Японского желоба. Желоба Идзу-Бонинский, Волкано и Марианский также характеризуются избытком мощности коры до 5–10 км под их западными склонами. Подобное соотношение устанавливается и для Алеутского желоба. Таким образом, наличие избытка мощности коры под приостровными склонами глубоководных желобов является характерным для рассматриваемого региона. При этом в общем виде устанавливается приуроченность максимального нарушения изостазии к районам наиболее глубоководных участков желобов. Однако прямой зависимости нет. Так, в Марианском желобе, где максимальные глубины достигают 11000 м, избыток мощности составляет 10 км, а в Курило-Камчатском желобе, в районе глубины 9500 м, действительная мощность превышает теоретическую на 15 км. Это может быть обусловлено как более активными антиизостатическими тектоническими процессами в Курило-Камчатском желобе, так и большей плотностной неоднородностью верхней мантии под ним. Вероятнее всего, оба фактора действуют одновременно.

Наибольший дефицит мощности земной коры устанавливается в районе Императорских гор, где он составляет 5–7 км. Следует отметить, что примерно такое же нарушение изостазии наблюдается на Курильских, Алеутских и Японских островах [Павлов, Семакин, 1973; Павлов, 1976], а также для Срединно-Марианского хребта (см. рис. 12). Заслуживает внимания и то, что с запада и востока к Императорским горам примыкают зоны с избытком мощности коры до 3–4 км, как бы компенсирующие дефицит мощности под горами. Это позволяет по характеру изостатического состояния коры сопоставить Императорские горы и обрамляющие их прогибы с системами дуга–желоб северо-западной окраины океана тихоокеанского талассократона.

Дефицит мощности коры до 2–3 км устанавливается под окраинным океаническим валом, поднятием Шатского и под горами и возвышенностями южной части района исследований (Маркус-Уэйк, Ратак, Маршалловы и др.). Примечательно то, что восточнее Курило-Камчатского желоба максимальный дефицит мощности коры приурочен к южной части вала Хоккайдо и к возвышенности Обручева, т.е. к районам воздымания подошвы земной коры. А в центральной части этого района наблюдается практическое равновесие коры. Это может служить указанием на то, что воздымание на флангах интенсивнее воздымания Северо-Западной плиты, что и привело к нарушению равновесия.

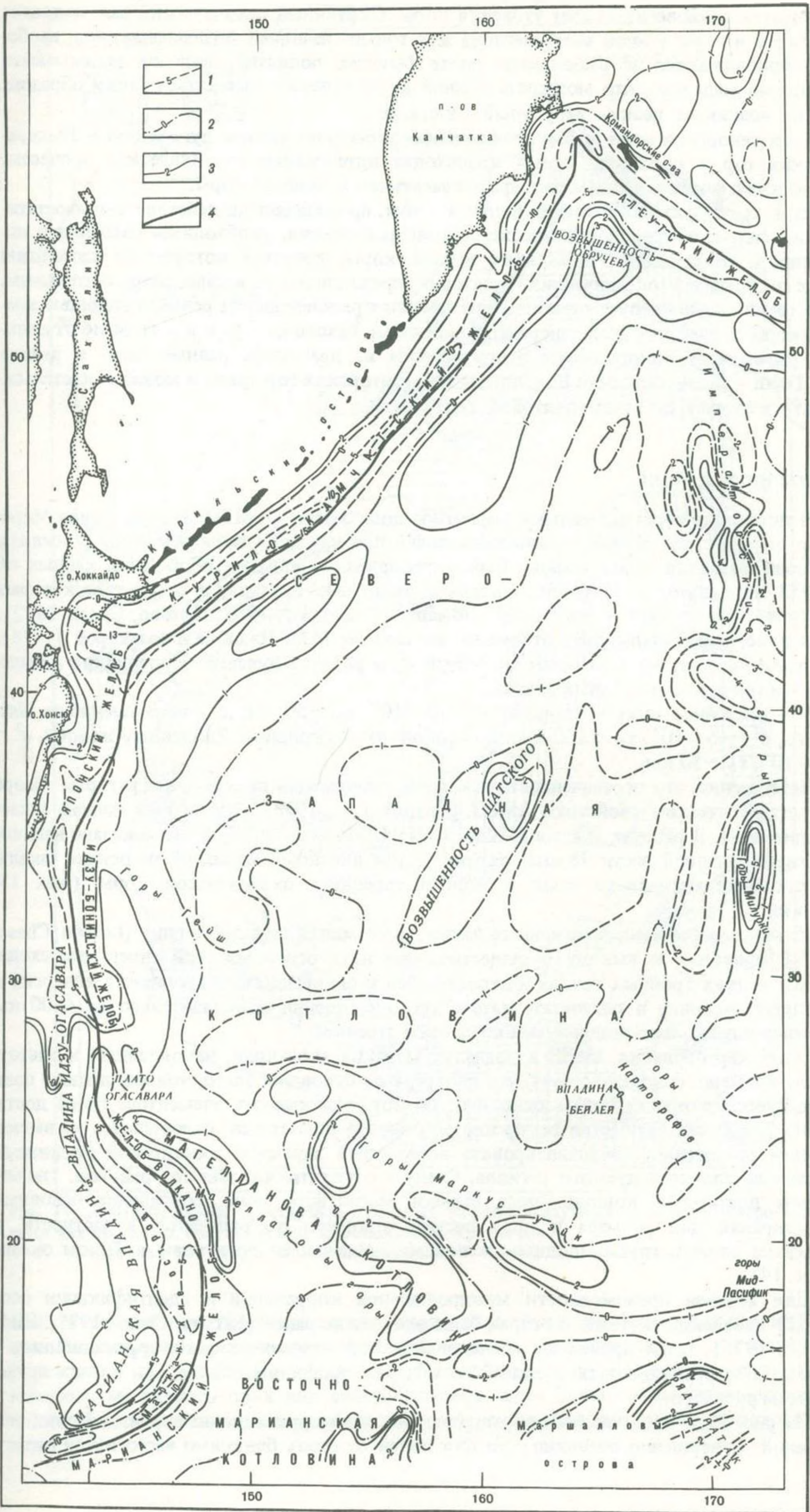
Район дефицита мощности коры поднятия Шатского со всех сторон окружен участками небольшого (около 1 км) избытка мощности, которые, вероятно, в какой-то степени компенсируют воздымание подошвы коры под возвышенностью.

Большая часть Северо-Западной плиты, как и Восточно-Марианская плита, характеризуется равновесным состоянием коры или небольшим (до 1 км) избытком ее мощности. Противоположная картина наблюдается для Магеллановой плиты, где устанавливается дефицит мощности коры до 2 км. Это обусловлено, по-видимому, тем, что узкая Магелланова плита, располагающаяся между горами Маркус-Уэйк и Магеллановыми, испытала совместное с ними воздымание, что привело к тому, что подошва земной коры под ней оказалась выше уровня, необходимого для обеспечения изостазии.

Общий характер преобладания избытка мощности коры под отрицательными и дефицита ее под положительными морфоструктурными элементами указывает на то, что формирование крупных форм рельефа происходит преимущественно в результате общего опускания или воздымания всей толщи земной коры с последующей компенсацией возникшего нарушения равновесия. С этой точки зрения можно считать, что Северо-Западная и Восточно-Марианская плиты или находятся практически в первоначальном ненарушенном состоянии, или после соответствующего опускания успели

Рис. 12. Карта разности теоретической мощности земной коры, необходимой для обеспечения изостазии, и ее действительной мощности. Составил Ю.А. Павлов

1 — избыток мощности, км; 2 — равновесие; 3 — дефицит мощности, км; 4 — тальвеги глубоководных желобов



- 1
- 2
- 3
- 4

п-ов
Камчатка

Командорский пролив

АЛЕУТСКИЙ ЖЕЛАЗ

ВОЗВЫШЕННОСТЬ
ОБРУЧЕВ

Сахалинские
острова

о. Хоккайдо

о. Хонсю

СЕВЕРО-
ПАЦИФИЧЕСКАЯ
ЖЕЛАЗ

Горы
Фудзи

ПЛАТО
ОГАСАВАРА

МАРИАНСКАЯ
КОТЛОВИНА

ЗАПАДНО-ПАЦИФИЧЕСКАЯ
ЖЕЛАЗ

ВОЗВЫШЕННОСТЬ
ШАТСКОГО

КОТЛОВАИНА

Горы
Нармографов

ВЛАДИНА
БЕЯЛЕВ

МАГЕЛЛАНОВА
КОТЛОВИНА

Горы
Маркус

горы
Мид-Пасифик

ВОСТОЧНО-ПАЦИФИЧЕСКАЯ
ЖЕЛАЗ

Маршалловы
острова

150

160

170

50

40

30

20

50

40

30

20

достигнуть равновесия за счет утонения коры. Окраинный океанический вал, поднятие Шатского и горы южной части региона или только начинают воздымание, или, наоборот, приближаются к равновесию после бывших поднятий, или же поднимаются настолько медленно, что мощность земной коры успевает изменяться таким образом, что не возникает резких нарушений изостазии.

В противоположность этому, в пределах окраинных систем дуга-желоб и Императорских гор в настоящее время происходят интенсивные тектонические процессы, связанные с формированием рельефа и изменением мощности коры.

Во всех случаях для решения вопроса о том, преобладает ли действие антиизостатических сил, или происходит восстановление равновесия, необходимы сведения о новейших и современных движениях земной коры, получить которые на настоящем этапе в пределах океанических акваторий представляется весьма затруднительным.

В то же время следует отметить, что заметная расчлененность рельефа подошвы земной коры в пределах всей северо-западной части Тихого океана и в том числе отчетливое расчленение земной коры этого региона на две почти равные части в районе гор Гейш — возвышенности Шатского — Императорских гор вряд ли может свидетельствовать в пользу действия плитовой тектоники.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

В последние годы аномальное магнитное поле Земли (АМПЗ) на акваториях Мирового океана стало одним из основных полей при изучении геологического строения и истории развития дна океанов. Были предприняты попытки обобщения данных об АМПЗ на акватории Мирового океана и отдельных океанов, в результате которых построена серия карт в виде осей аномалий [Heirtzler, 1965; Larson, Chase, 1972].

В поле Северо-Западной котловины, по данным М.М. Иванова и соавторов [1978], на основании изучения величин дисперсии σ^2 и радиуса нулевой корреляции τ_0 выделяются три самостоятельных района:

1 — восточная часть котловины, $\sigma^2 \sim 7 \cdot 10^3$, $\tau_0 \sim 50$ км; 2 — возвышенность Шатского, $\sigma^2 \sim 6 \cdot 10^3$, $\tau_0 \sim 100$ км; 3 — район, прилегающий к Японскому желобу, $\sigma^2 \sim 4 \cdot 10^4$, $\tau_0 \sim 50$ км.

Естественно, что ограниченность исходной информации не позволила авторам обзора по статистическим свойствам АМПЗ [Иванов и др., 1978] рассмотреть степень анизотропии поля. В работах [Larson, Hilde, 1975; Hilde et al., 1976] было показано наличие в северо-западной части Тихого океана систем линейных аномалий на основе шкалы инверсий геомагнитного поля и модели спрединга океанической коры (рис. 13, см. вкл.).

Интерпретация вышеизложенных данных в терминах тектоники плит [Larson, Chase, 1972] приводит к выводу о существовании пяти основных осей спрединга, сходящихся в двух тройных точках и относящихся к одной последовательности инверсий и прорейфовавшим в результате латерального смещения приблизительно на 4500 км на север и несколько развернутых по часовой стрелке.

Опыт картирования АМПЗ в пределах морских акваторий, накопленный к настоящему времени, свидетельствует, что простирающие основные элементы магнитного поля согласуются с простирающими основные геоморфологические элементы. Имея достаточно детальные батиметрические карты, логично попытаться, основываясь на выказанном положении, проанализировать возможный характер простирающих магнитных аномалий для исследуемого региона. Следует отметить, что для тех районов, где мы имеем достаточно кондиционные съемки магнитного поля, совпадение основных простирающих для рельефа и поля весьма хорошее. Это относится, в частности, к краевым морям, глубоководным желобам и отдельным полигонам в Тихом океане (рис. 14).

Для анализа правомочности межпрофильной корреляции и идентификации осей АМПЗ Гавайской системы, которая была выполнена ранее [Larson, Chase, 1972; Hilde et al., 1976], нами проведены исследования нормированных автокорреляционных и взимных корреляционных функций по четырем профилям NOAA. Три из них приведены на рис. 15, а.

На рис. 15, б представлены нормированные автокорреляционные функции этих реализаций. Совершенно очевидно, что для полей со столь близкими частотными свойст-

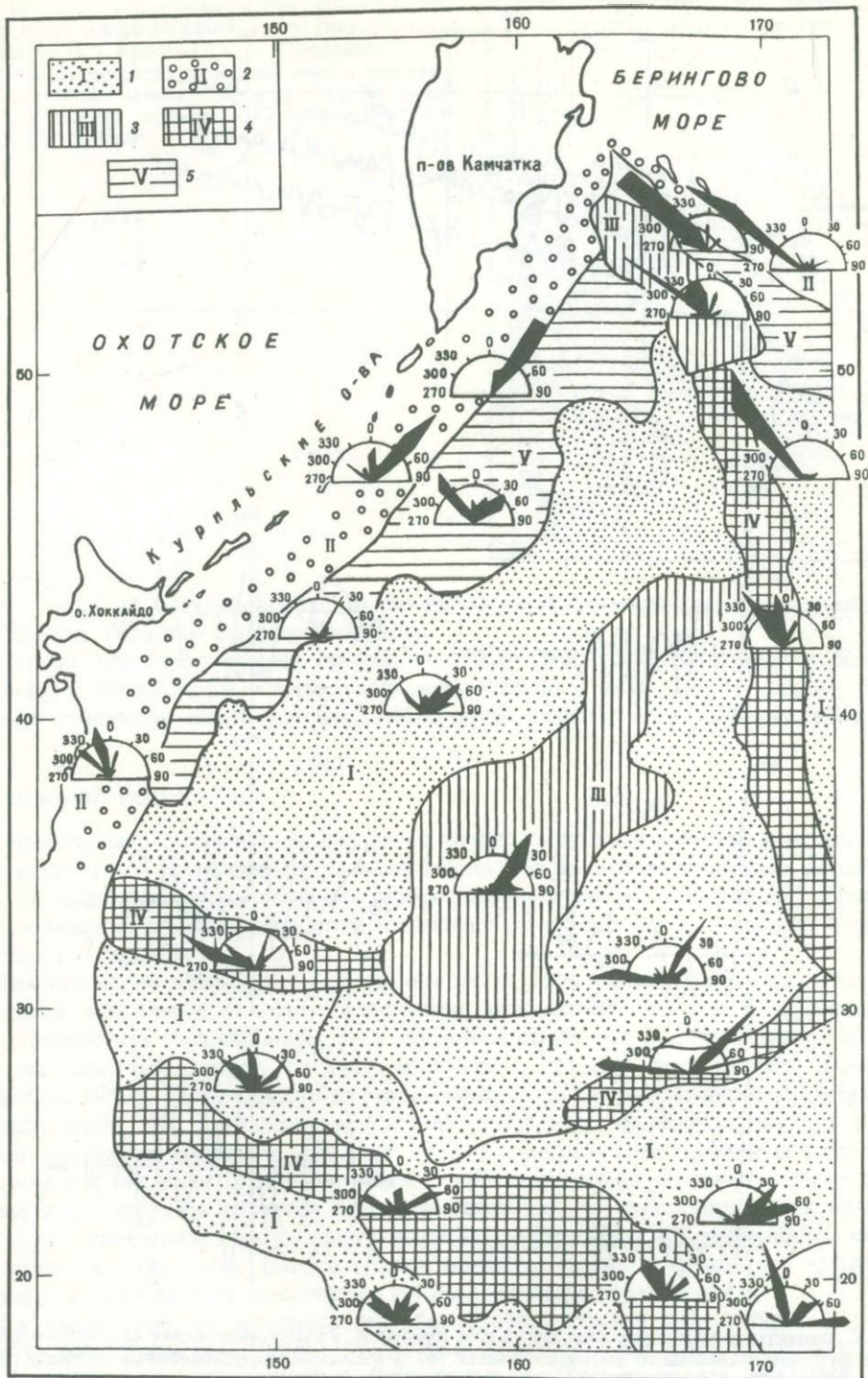


Рис. 14. Розы-диаграммы простираний основных морфоструктурных элементов северо-западной части Тихого океана. Составили М.Л. Красный и А.А. Кругляков

I – котловины; 2 – желоба; 3 – возвышенности; 4 – горы; 5 – краевые валы

вами и равными дисперсиями можно провести и другие равноправные оси корреляции. Вид взаимокорреляционных функций (рис. 15, в) подтверждает это положение. Изложенное свидетельствует о том, что данных по площадному распределению аномального магнитного поля для северо-западной части Тихого океана явно недостаточно, чтобы однозначно интерпретировать его в рамках геохронологического анализа.

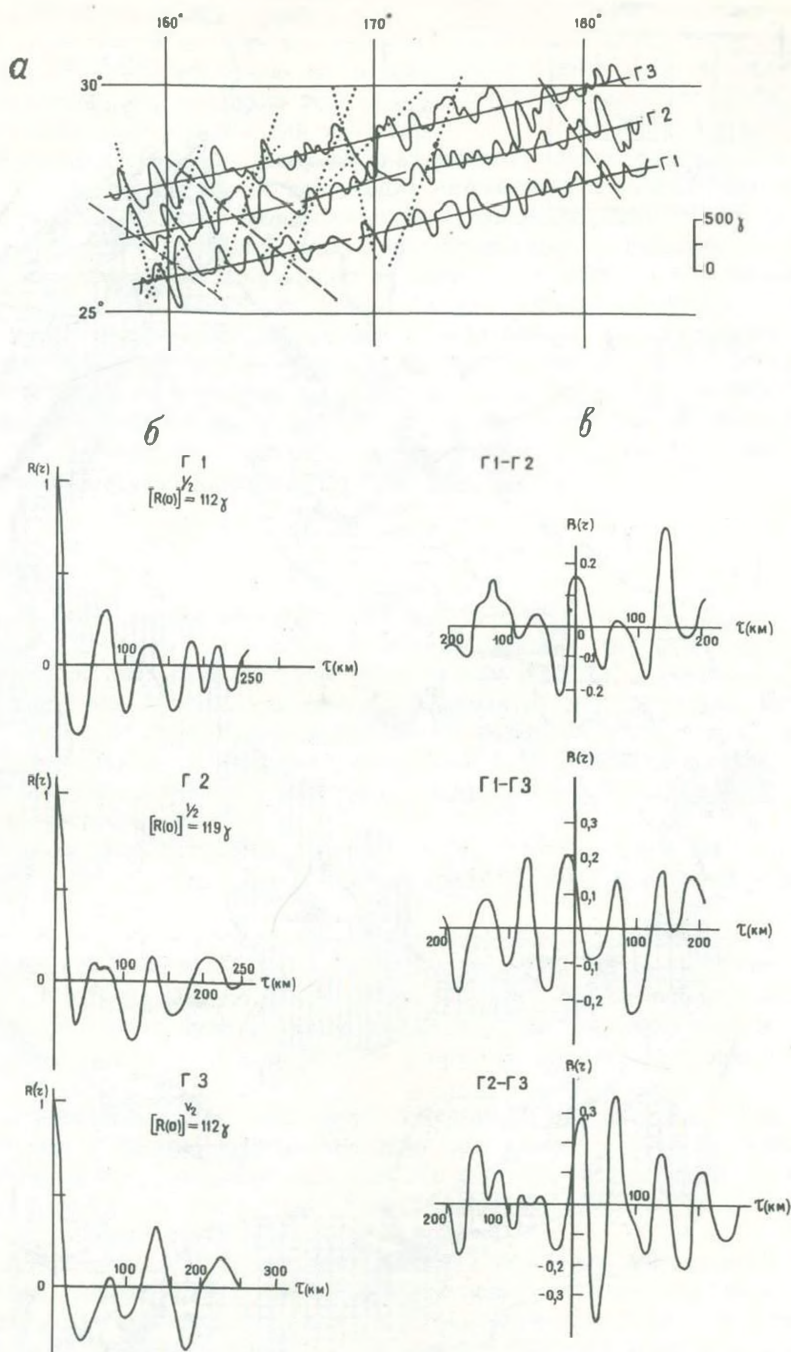


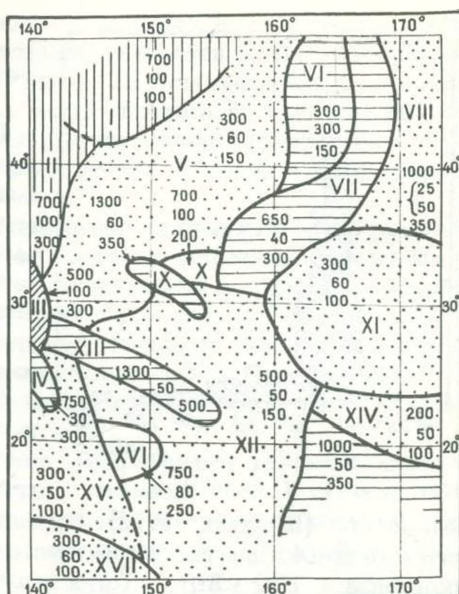
Рис. 15. Аномальное магнитное поле вдоль трех профилей, их местоположение (а), автокорреляционные функции аномального магнитного поля (б) и взаимные корреляционные функции (в) по этим профилям. Составили М.Л. Красный и А.А. Кругляков

Основываясь на составленной сводке данных по АМПЗ (см. рис. 13), нами была предпринята попытка провести районирование поля на основании чисто формальных его характеристик: средней амплитуды; среднего периода; максимальной амплитуды; среднего градиента.

Результаты районирования приведены на рис. 16. Цифры на схеме являются сильно сглаженной оценкой статистических характеристик. Более тщательный анализ, там где это возможно, исходных графиков и карт АМПЗ позволяет выделить внутри каждой из провинции ряд зон АМПЗ более высокого порядка. Так, например, в провинции III простирание аномалий в южной ее части отлично от их простирания на

Рис. 16. Схема районирования аномального магнитного поля северо-западной части Тихого океана. Составили М.Л. Красный и А.А. Кругляков

Числа в пределах поля: верхнее и нижнее — соответственно максимальная и средняя амплитуды, в гаммах, среднее — средний период, км; I—XII — провинции



севере, поле на юге имеет ярко выраженный отрицательный фон и характеризуется значительно большим диапазоном частот.

Наличие ярко выраженных провинций и зон АМПЗ свидетельствует о блоковой структуре земной коры и литосферы северо-западной части Тихого океана. В ряде случаев границами между районами АМПЗ могут являться зоны разрывных нарушений.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Тепловой поток северо-западной части Тихого океана пока изучен довольно слабо. Для всего этого региона имеется лишь около 140 измерений теплового потока (см. рис. 5). Несмотря на значительный разброс его величины (9–138 мВт/м²), подавляющее количество значений находится в пределах 35–65 мВт/м² и составляет в среднем 53 мВт/м² (рис. 17).

Измеренные величины теплового потока могут быть искажены влиянием различных факторов, основными из которых являются: вертикальные движения, осадконакопление, контрастная теплопроводность и глубинная структура. Анализ возможных поправок по рассматриваемому региону показывает, что они незначительны [Смирнов, Сугробов, 1980]. Так, поправки на осадконакопление и вертикальные движения не превышают здесь 10%. Увеличение мощности земной коры отдельных участков региона может уменьшить тепловой поток на 10–15% (поправка на глубинную структуру), поэтому при введении соответствующей поправки величина теплового потока в этом случае увеличится. Но величина поправки находится в пределах инструментальной погрешности измерений, и их учет сколько-нибудь существенно не меняет общую картину распределения теплового потока. Таким образом, можно полагать, что измеренный тепловой поток отражает фактическое его распределение по региону.

При оценке средней величины теплового потока обычно используются различные стандартные методы [Lee, Uyeda, 1965; Horai, Simmons, 1969; Chapman, Pollack, 1975]. Если использовать предложенную Вуллардом для Тихого океана [Woollard, 1975] географически среднюю величину теплового потока, то для рассматриваемого региона при осреднении по сетке 2 × 2° тепловой поток оказывается равным 53 мВт/м² со стандартным отклонением ± 21 мВт/м². Однако учитывая то обстоятельство, что в пределах региона имеются структуры, в той или иной мере различающиеся между собой, а также и то, что измерения выполнены неравномерно, по-видимому, более целесообразно для оценки средней величины потока использовать вероятностно-статистический анализ, при котором учитываются однородность, независимость и равномерность анализируемых явлений. В данном случае эта однородность выражается в наличии более или менее однотипных тектонических областей, характеризующихся некоторыми особенностями строения земной коры и определенными геофизическими полями.

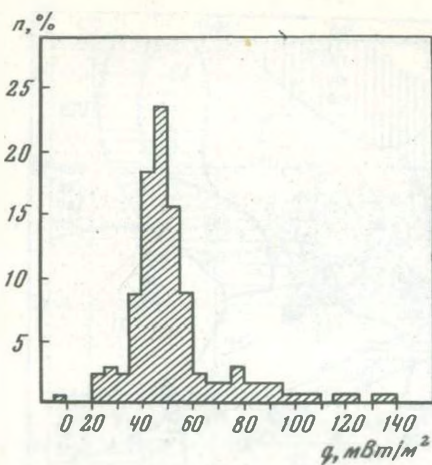


Рис. 17. Гистограмма величин теплового потока в северо-западной части Тихого океана (136 станций). Составил О.В. Веселов

Для вероятностно-статистического анализа данных исходным является составление ряда эмпирических частот распределения величин с тем, чтобы по ограниченной выборке оценить распределение вероятности признака. При этом наиболее употребительной функцией распределения является распределение Гаусса, играющее роль предельного для многих функций распределения вероятности.

Оценку средней величины теплового потока целесообразно провести по t -распределению Стьюдента, определяющего доверительные границы для среднего при различных уровнях

значимости [Шиллинг, 1976]. Согласно этому распределению, среднее значение теплового потока для рассматриваемого региона составит $49,8 \text{ мВт/м}^2$ при стандартном отклонении $\pm 11,0 \text{ мВт/м}^2$. Тогда величины менее $38,8 \text{ мВт/м}^2$ будут определяться как низкие, а более $60,0 \text{ мВт/м}^2$ — как высокие. В соответствии с этой градацией рассмотрим распределение теплового потока по отдельным районам.

Значительную площадь региона занимает Северо-Западная плита с глубинами дна, превышающими 5000 м. Этот район, охватывающий значительную часть северо-запада Тихого океана, может в какой-то степени служить показателем фоновой величины теплового потока. Из 34 значений в 4 точках получены аномально высокие величины теплового потока (до 138 мВт/м^2), не подчиняющиеся нормальному закону распределения. Для 30 значений средняя величина теплового потока равна $45,7 \pm 4,3 \text{ мВт/м}^2$.

Близкой к этой величине является тепловой поток Восточно-Марианской плиты ($44,2 \pm 3,0 \text{ мВт/м}^2$). Для плиты Картографов средняя величина теплового потока по 6 измерениям равна $49,0 \pm 3,3 \text{ мВт/м}^2$.

На поднятии Шатского из 18 измерений 15 подчиняются нормальному закону распределения при средней величине теплового потока $43,5 \pm 7,6 \text{ мВт/м}^2$. Если учесть поправку за изменение мощности земной коры, то средняя величина возрастает до 46 мВт/м^2 , что хорошо согласуется со средней величиной теплового потока для Северо-Западной плиты. В двух точках значения теплового потока на поднятии Шатского составляют $73,0$ и $96,0 \text{ мВт/м}^2$.

Сходными величинами характеризуется средний тепловой поток поднятий Каролинского и Маршалла — Гилберта [Удинцев, 1972], которые расположены большей частью за пределами южной части рассматриваемого региона. Для первого из них средняя величина теплового потока из 17 измерений составляет $45,6 \pm 8,4 \text{ мВт/м}^2$, для второго — $45,0 \pm 2,7 \text{ мВт/м}^2$ (7 измерений).

Несколько отличаются по своей величине тепловой поток окраинных валов, расположенных с внешней стороны глубоководных желобов. Наиболее изученным из них является вал Хоккайдо, где выполнено 24 измерения. Средняя величина теплового потока составляет здесь $50,8 \pm 6,8 \text{ мВт/м}^2$. Однако распределение теплового потока в пределах этого вала неоднородно. В центральной части примерно между 44 и 46° с.ш., где краевой вал геоморфологически выражен наиболее ярко, выделяется область несколько повышенного теплового потока ($55,8 \pm 5,8 \text{ мВт/м}^2$). В южной части вала средняя величина теплового потока падает до $46,2 \pm 5,7 \text{ мВт/м}^2$, хотя именно здесь в одной точке тепловой поток достигает $92,1 \text{ мВт/м}^2$.

Другие окраинные валы изучены в гораздо меньшей степени. Средние величины теплового потока окраинных валов, сопряженных с Японским и Идзу-Бонинским желобами, соответственно равны $47,4 \pm 6,6$ (6 измерений) и $52,6 \pm 6,8 \text{ мВт/м}^2$ (4 измерения).

Характерной особенностью региона является повышенный тепловой поток в пределах горста Мейджи [Смирнов, Сугробов, 1979, 1980], на северном окончании Императорского поднятия, где выполнено 7 измерений, величина теплового потока колеблется от $24,7$ до $99,6 \text{ мВт/м}^2$, при среднем значении в $78,4 \pm 14,9 \text{ мВт/м}^2$.

Таким образом, за исключением горста Мейджи и, возможно, вала Хоккайдо, средняя величина теплового потока различных структурных элементов остается однообразной, колеблясь примерно в пределах от 44 до 49 мВт/м². В этом отношении рассматриваемый регион резко отличается от окраинных морей Дальнего Востока, где наблюдается повышенный тепловой поток, и максимальные его значения приурочены к глубоководным впадинам, характеризующимися субокеанической корой и значительной мощностью осадочного чехла.

Отдельные аномально высокие значения теплового потока отмечены как в районах поднятий, так и на участках с глубинами 5000 м и более, т.е. встречаются в различных структурных условиях. В некоторых случаях они расположены в пределах поднятий или в непосредственной близости от них. Так, например, в районе горста Огасавара по имеющимся трем измерениям средняя величина теплового потока составляет 104 мВт/м². Отмеченные участки аномально высокого теплового потока, вероятно, свидетельствуют о проявлении недавней или даже современной интрузивной магматической активности.

Следует ожидать, что с увеличением данных о распределении теплового потока будут выявлены новые районы аномально высокого теплового поля. В связи с этим северо-западную часть Тихого океана следует рассматривать как область, где в ряде районов происходят тектоно-магматические процессы или, по крайней мере, происходили в недавнем прошлом.

Распределение температур в земной коре и верхней мантии

Определение температур в земной коре и верхней мантии осуществляется рядом способов, но наиболее широко используется решение уравнения Пуассона для слоистой сейсмической модели при определенной схематизации радиоактивной и теплофизической моделей отдельных слоев литосферы. Основными допущениями являются стационарность теплового поля в пределах отдельных блоков, равномерность послойного распределения радиоактивных источников тепла и теплофизическая однородность пород в выделенных слоях. При этом следует учитывать температурную зависимость теплопроводности и меняющийся характер теплопередачи при возрастании температуры и давления. Источниками глубинного теплового потока являются тепло радиоактивного распада долгоживущих изотопов урана, тория, калия, но в большей степени тепло, генерируемое внутримантийными процессами.

Распределение теплопроводности оценивалось на основании модели вещественного состава основных слоев земной коры и верхней мантии океана, обеспеченной экспериментальным материалом по теплопроводности осадков и базальтов, полученных при глубоководном бурении [Erickson, 1973]. Удовлетворительные результаты дает определение теплопроводности с помощью эмпирических и полуэмпирических зависимостей между скоростями упругих волн и теплопроводностью силикатных минералов [Horai, Simmons, 1969].

На основе данных о геохимии радиоактивных элементов в составе главнейших типов пород, слагающих осадочный чехол и фундамент океанической коры [Tatsumoto et al., 1965; и др.], и моделей строения коры подсчитаны средние величины удельной генерации тепла в ее основных слоях. Для определения геохимии радиоактивных элементов верхней мантии использовались данные по среднему химическому составу ее пород, представленные в работе Ю.М. Шейнманна и Б.Г. Лутца. С учетом предложенной ими модели и данных более поздних работ разных исследователей по содержанию радиоактивных элементов в верхней мантии определены концентрации урана, тория, калия в верхней мантии до 80–90 км. В табл. 2 даны используемые в дальнейших расчетах модели распределения теплопроводности и плотности удельного радиоактивного тепловыделения в отдельных слоях литосферы северо-западной части Тихого океана.

Для расчетов выбраны два широтных профиля ГСЗ [Den et al., 1969; и др.], пересекающие поднятие Шатского и южную часть Северо-Западной плиты (см. рис. 5). Рассчитанное распределение температур вдоль этих профилей представлено на рис. 18 и 19. Вычисления показали, что для Северо-Западной плиты (см. рис. 19) на границе Мохоричича температуры в среднем составляют около 170°С, а разница температур на кровле мантии между отдельными участками профиля не превышает 20–30°С. Распределение изотерм в верхней мантии сравнительно спокойно. Значительно резче изменяется конфигурация изотерм вдоль профиля на поднятии Шатского (см. рис. 18).

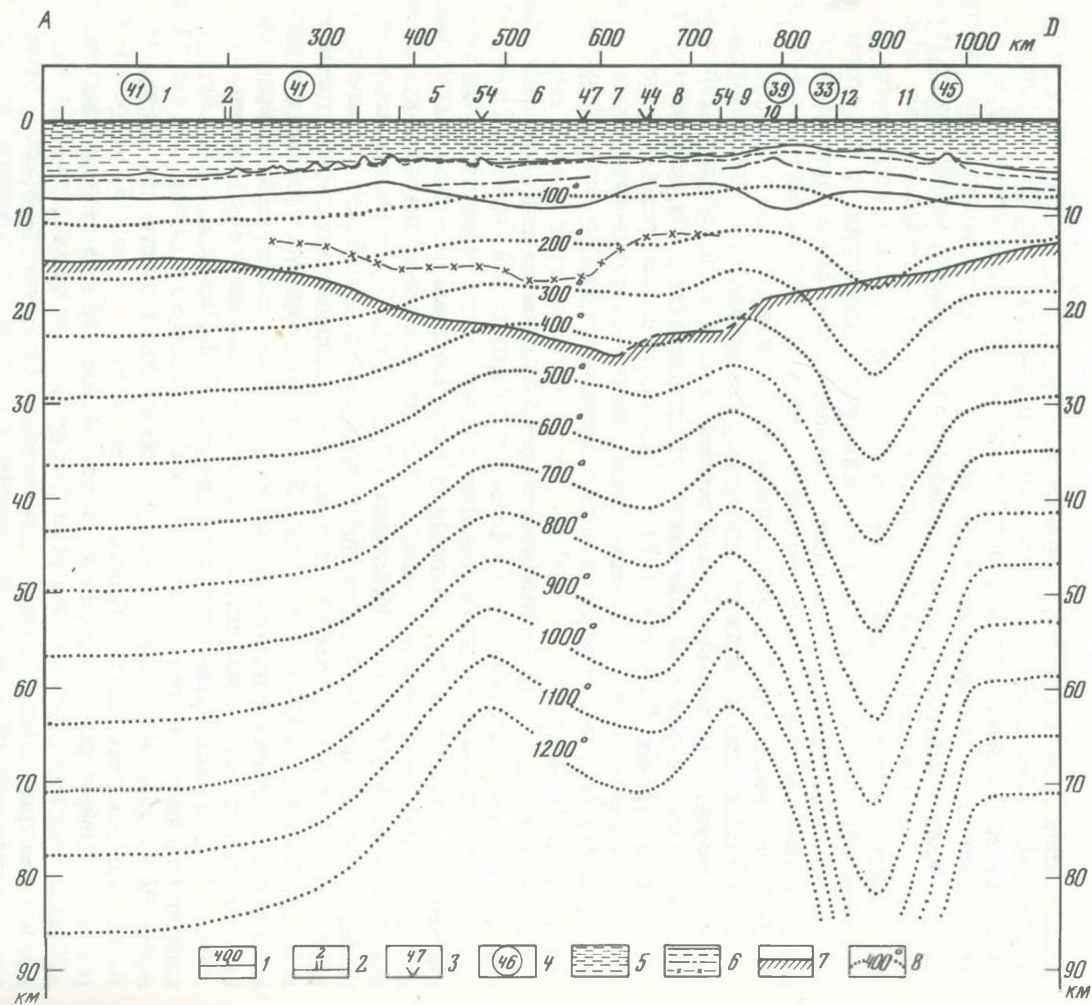


Рис. 18. Распределение температур в земной коре и верхней мантии по профилю AD [Den et al., 1969] (местоположение см. на рис. 5). Составил О.В. Веселов

1 — разметка профиля, км; 2 — индекс сейсмической станции; 3 — измеренный, 4 — среднее значение для участка профиля; 5 — водная толща; 6 — сейсмические границы в коре; 7 — подошва коры; 8 — изотермы, °С

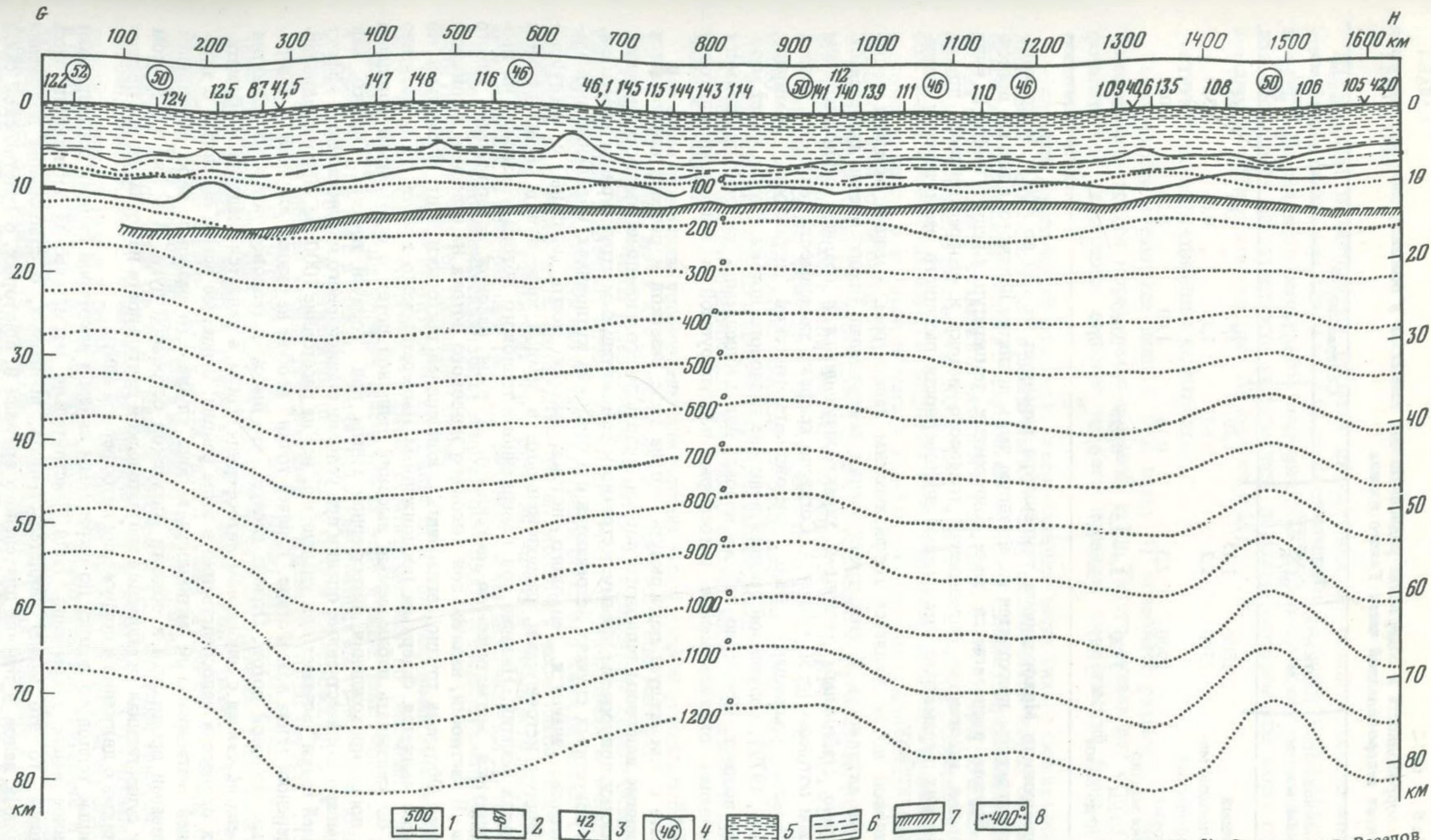


Рис. 19. Распределение температур в земной коре и верхней мантии по профилю GH [Houtz et al., 1980] (местоположение см. на рис. 5). Составил О.В. Веселов
 Условные обозначения см. на рис. 18

Таблица 2

Теплопроводность и содержание радиоактивных элементов в основных слоях коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана

Слой земной коры и верхней мантии	Плотность, кг/м ³	Теплопроводность, Вт/м °К	Содержание, %			Генерация радиотеплового тепла, 10 ⁻⁶ Вт/м ³
			U, 10 ⁻⁴	Th, 10 ⁻⁴	K	
Осадочный	1800	1,13	1,20	3,40	1,45	0,45
Вулканогенно-метаморфический	2500	2,2	0,60	1,50	0,83	0,32
Базитовый	2900	2,3	0,15	1,40	0,23	0,09
Верхняя мантия						
до 30 км	3300	2,4–2,5	0,020	0,065	0,023	0,02
от 30 до 80 км	3500	2,4–2,7	0,16	0,70	0,083	0,11

На поверхности Мохоровичича температура варьирует от 170 до 400°С. Максимальные температуры приходятся на западную часть поднятия Шатского, а под его восточным бортом располагается зона пониженных температур. Следует иметь в виду небольшое количество определений теплового потока и неопределенности других физических параметров при оценке достоверности расчетного распределения температур на глубину.

Тепловой поток является геофизическим параметром, который отражает тектоническую активность. С этой точки зрения, северо-запад Тихого океана является относительно стабильным регионом, характеризующимся в среднем субнормальным тепловым потоком (~ 50 мВт/м²). Согласно графику зависимости теплового потока от возраста последнего этапа тектоно-магматической активности [Смирнов, Сугробов, 1979], полученной средней величине теплового потока соответствует мезозойский возраст. Примерно тот же возраст для наблюдаемых величин принимается и в моделях охлаждающейся литосферы, постулируемой в концепции плитовой тектоники.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что на ряде участков в регионе наблюдаются повышенные величины теплового потока, вплоть до его аномально высоких значений. Эти участки приурочены преимущественно к положительным структурным элементам, хотя в некоторых случаях встречаются и в глубоких котловинах. Отдельные аномально высокие значения теплового потока, скорее всего, связаны с неглубоко залегающими источниками, расположенными в земной коре или в самых верхних горизонтах мантии. Наличие зон повышенного теплового потока указывает на продолжающуюся магматическую активность в ряде районов северо-запада Тихого океана. В частности, наличие зон высокого теплового потока на северном окончании поднятия Обручева трудно согласовать с концепцией тектоники плит. Поскольку это поднятие является северным продолжением Императорского хребта, то естественно было бы связывать наблюдаемый высокий тепловой поток с остаточным влиянием тепла после прохождения литосферной плиты под "горячей точкой". Однако, как показывают количественные оценки при условии стационарного переноса тепла, эффект "горячей точки" исчезает при удалении от нее на расстояние 1000 км. При нестационарном переносе тепла воздействие "горячей точки" вообще не окажет влияния на поверхностный тепловой поток. Отсюда следует, что высокий тепловой поток на поднятии Обручева не связан с движением литосферной плиты, а является следствием магматических процессов непосредственно в этом районе. Вероятнее всего, он связан с активизацией магматической активности в зоне глубинного разлома, либо обусловлен глубинными процессами в области Алеутской островной дуги. И в том и в другом случае существенная активизация магматической деятельности не согласуется с предположениями о движении и погружении литосферной плиты.

Данные теплового потока по окраинным валам в некоторой степени подтверждают сделанное выше заключение. Если действительно магматическая активность здесь повышена, то это может свидетельствовать, во-первых, о стабильном положении окраинных валов в течение длительного времени и, во-вторых, о генетической связи их образования и развития с системой островная дуга—желоб, которые они ограничивают с океанической стороны.

ТЕКТОНИКА

Накопленная к настоящему времени информация по геологии северо-западной части Тихого океана (см. главы 4,5 и 6) дает возможность составить модель структуры земной коры для этого региона. Эта тектоническая модель будет служить основанием для обсуждения направленности структурной эволюции океанической коры северо-западной части Тихого океана (рис. 20, см. вкл. и 21).

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Совокупность имеющихся данных (см. главу 4) позволяет различать в системе "океаническая земная кора" северо-западной части Тихого океана два структурно-формационных комплекса наиболее низкого порядка: океанический фундамент и осадочный чехол.

Фундамент. Акустический фундамент северо-западной части Тихого океана представляет собой главным образом кровлю второго слоя океанической коры, сложенную базальтами, переслаивающимися с осадочными породами. Скорость продольных сейсмических волн в кровле фундамента находится в пределах 3,5–5,5 км/с, но в основном около 4,0–5,5 км/с. В районе скв. 303 и 304 (см. рис. 4) в кровле фундамента выделяется толща кремнистых пород и порцелланитов, переслаивающихся с глинами и наноилами, скорость в которой достигает 3,0–5,0 км/с за счет кремнистых прослоев. Мощность этой толщи около 50 м.

Комплекс вулканитов, входящих в состав акустического фундамента, представлен породами трех петрохимических серий: толеитовой, известково-щелочной и щелочной.

Толеитовая серия характерна для фундамента Северо-Западной плиты, вала Хоккайдо, горстового поднятия Шатского и основания вулканов Императорских гор, гор Мид-Пасифик и района поднятия Маршалловых островов.

Комплекс известково-щелочных эффузивов слагает Идзу-Марианское геоантиклинальное поднятие.

Щелочные вулканиты установлены для верхних частей разреза отдельных подводных гор и горных цепей, таких, как Императорские горы и горы Мид-Пасифик.

Осадочный чехол. Чехол северо-западной части талассократона Тихого океана представлен толщей осадочных пород, залегающей почти горизонтально, и весьма слабо деформирован. Деформации наблюдаются главным образом в зонах разломов. Средняя мощность осадочного чехла около 200–300 м. Мощность чехла слабо варьирует по площади, сокращаясь у подножия гор и поднятий, вплоть до ее полного выклинивания на их склонах. В ряде районов (рис. 21) мощность чехла увеличивается до 400–600 м и более (Восточно-Марианская плита) и превышает 1000 м в пределах северной оконечности Императорских гор (поднятие Обручева).

Судя по внутренней структуре чехла (данные НСП), он конформен кровле акустического фундамента и достаточно хорошо стратифицирован по сейсмоакустическим свойствам. Скорости продольных сейсмических волн в чехле колеблются от 1,5 до 4,7 км/с: 1,5–1,6 км/с в глинах, кремнистых и карбонатных илах придонной осадочной толщи; 1,8–2,6 км/с в аргиллитах, песчаниках, мелу и известняках и до 4,7 км/с в толще осадков вблизи кровли акустического фундамента [Initial Reports..., 1975b].

По данным НСП и бурения (см. рис. 4), чехол может быть подразделен на ряд сейсмотолщ. Детальное описание сейсмостратиграфии чехла будет приведено в описании основных структурных элементов северо-западной части Тихого океана. Здесь же для осадочного чехла северо-западной части Тихого океана ограничимся грубым подразделением его на две толщи: нижнюю и верхнюю [Heezen, Fornari, 1975].

Нижняя толща чехла сложена главным образом известковистыми глинами, аргиллитами, известняками, кремнистыми аргиллитами и -кремнями. Стратиграфический диапазон нижней толщи в большинстве случаев не выходит за пределы верхнего мела и охватывает меловые, а в ряде районов, вероятно, и верхнеюрские отложения. В пределах поднятий и отдельных вулканических построек карбонатно-кремнистый комплекс, характерный для нижней толщи чехла, устанавливается для палеогена и даже неогена.

Верхняя толща чехла сложена в основном пелагическими илами, кремнистыми илами и аргиллитами с редкими прослоями пеплов. В некоторых районах, прилегающих к глубоководным желобам, и в желобах (Курило-Камчатском, Алеутском и Японском)

верхняя часть этой толщи представлена турбидитной пачкой, мощность которой достигает более 1000 м. Турбидитная толща в желобах залегает обычно горизонтально, без заметных следов деформаций, с конседиментационным характером его заполнения. Стратиграфический диапазон верхней толщи обычно от верхнего мела по квартал включительно.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Здесь приводится описание основных структурных элементов северо-западной части Тихого океана (см. рис. 20) на основе имеющейся в настоящее время информации (см. рис. 4) о структуре, составе и истории геологического развития региона. Тектоническое районирование проведено на основании принципов, изложенных в главе 3.

Естественным западным и северным ограничением рассматриваемого региона является система глубоководных желобов. Восточным ограничением служит Императорское поднятие.

Глубоководные желоба

Систему глубоководных желобов по северо-западной периферии талассократона Тихого океана составляют Алеутский, Курило-Камчатский, Японский, Идзу-Бонинский, Вохано и Марианский.

Желоб Алеутский. Этот глубоководный желоб в районе Командорского блока Алеутского горст-мегаантиклинорного поднятия представляет собой протяженный линейный грабен, образовавшийся в результате нормального сбросообразования и отчасти компенсированный турбидитами мощностью около 1 км. Возраст турбидитного клина в Алеутском желобе неизвестен, если предположить высокую (более 1000 м/млн. лет) скорость осадконакопления [Scholl, 1974], то время его формирования не выйдет за пределы плейстоцена.

Структура грабена Алеутского желоба свидетельствует о заполнении турбидитами ванны желоба без конседиментационного прогибания. Это обстоятельство означает, что нормальное сбросообразование, приведшее к возникновению этого грабена, произошло до формирования турбидитного клина, т.е. во всяком случае до плейстоцена, а возможно и в более раннее время [Тектоника..., 1980].

На основе имеющихся данных по структуре верхней части земной коры для района сочленения Камчатского и Алеутского желобов (см. рис. 8) тектонический план этого региона выглядит как дугообразное сопряжение структурных элементов Командорского блока Алеутского горст-мегаантиклинория и горстового поднятия Обручева с субмеридионально простирающимися структурными элементами Прикамчатского горст-антиклинорного поднятия.

Осевая часть Командорского блока Алеутского горст-мегаантиклинория, судя по геологии Командорских островов [Геология СССР, 1964], сложена вулканогенно-осадочным деформированным эвгеоантиклинальным комплексом мощностью около 4000 м, прорванным габброидами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами (К-Аг возраст $35 \pm 1,4$ млн. лет, олигоцен [Шмидт, 1978]) и охватывающим стратиграфический диапазон от палеоцена по плиоцен включительно.

Данные драгирования на северном склоне поднятия свидетельствуют о том, что комплекс пород, залегающий, по-видимому, в основании разреза Командорского блока, сложен главным образом базальтами, диабазами, габбро-диабазами и туфами основного и среднего состава, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. В составе драгированного материала присутствует небольшое количество обломков плагиогранитов и фельзит-порфиоров. Калий-аргоновый возраст базальтов оказался равным 75 ± 3 млн. лет, а габбро-диабазов — 96 ± 4 млн. лет. Имеющиеся данные позволяют заключить, что основание Командорского блока сложено комплексом метаморфизованных в фации зеленых сланцев эвгеосинклинальных верхнемеловых пород.

Структура северной части Императорских гор в зоне сочленения Алеутского и Камчатского желобов, представляет собой систему валов, в которой различаются два структурных плана: северо-восточный (представлен северным окончанием горстового поднятия Императорских гор и валом Ортогональным) и северо-западный (валы Продольный, Угловой и Обручева [Тектоника..., 1980]).

Центральная часть поднятия Обручева перекрыта довольно мощным чехлом пелагических отложений, залегающих на акустическом фундаменте, который, судя по скв. 192 [Initial Reports..., 1973a], представлен щелочными базальтами. Базальты перекрыты осадочным чехлом мощностью 1044 м, подразделяющимся (снизу вверх) на: мел-палеогеновые отложения мела и аргиллитов (мощность 132 м), аргиллиты нижнего—среднего миоцена (мощность 207 м), диатомовые глины среднего—верхнего миоцена (мощность 155 м), диатомовые илы верхнего миоцена—плиоцена (мощность 410 м) и диатомовые алевритовые глины с прослоями вулканического пепла, охватывающие верхнюю часть плиоцена, плейстоцена и голоцен (мощность 140 м).

Полагают [Scholl et al., 1977], что формирование сравнительно мощного осадочного чехла в пределах поднятия Обручева обусловлено ускоренной (35–55 м/млн. лет) седиментацией, начиная с верхней половины среднего миоцена и по голоцен включительно, за счет интенсивного поступления глинистого материала с Камчатским течением, распространяющимся вдоль поднятия Обручева.

Структурный план зоны сочленения Алеутского и Камчатского желобов (см. рис. 20) свидетельствует о плавном сопряжении структурных элементов поднятия Обручева с Прикамчатским горст-антиклинорным поднятием. Поднятия фундамента валов Углового и Продольного прослеживаются через тальвеги желобов и пределы подножия камчатского континентального склона и кулисно сопрягаются с Прикамчатским горст-антиклинорным поднятием. Северо-западное простирание Мейджи, очевидно, указывает на его структурную связь с Прикамчатским горст-антиклинорным поднятием, однако имеющаяся сеть профилей НСП не дает возможности достаточно детально расшифровать тектонику верхней части земной коры для района [Тектоника..., 1980].

Таким образом, если фундамент основных горст-антиклинорных поднятий зоны сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов имеет, по крайней мере, поздне-меловой возраст, то разумно допустить, что структурный план геосинклинали этой зоны заложился в меловое время, а следовательно, с мелового времени устойчиво существует система геосинклинальных поднятий, структурный рисунок которой трудно объяснить на основе концепции субдукции океанических плит в районе Алеутского и Курило-Камчатского глубоководных желобов.

Желоб Курило-Камчатский. Генеральной структурой континентального склона Курило-Камчатского желоба является Хоккайдо-Камчатский горст-мегантиклинорий, сопрягающийся с Японским мегантиклинорием на юго-западе и Алеутским горст-мегантиклинорием и горстовым поднятием Обручева на северо-востоке [Тектоника..., 1980].

В тектоническом отношении курильский склон глубоководного желоба представляет собой совокупность линейных структурных элементов в виде горст-антиклинориев и разделяющих их грабен-синклинорных прогибов. Грабеном Буссоль курильский склон геосинклинального поднятия разделяется на юго-западную и северо-восточную части (см. рис. 20).

В структуре юго-западной части курильского склона выделяются горст-антиклинорное поднятие Большой Курильской гряды, грабен-синклинорный прогиб Южно-Курильский, горст-антиклинорий Малой Курильской гряды, грабен-синклинорный прогиб Внешний и горст-антиклинорное поднятие Хидака-Фронтальное, простирание которых в целом согласуется с генеральным простиранием Хоккайдо-Камчатского мегантиклинория, отклоняясь к северо-востоку у поперечного грабена Буссоль.

Горст-антиклинорий Хидака-Фронтальный прослеживается в виде выступа жесткого акустического фундамента по внешнему краю глубоководной ступени на глубинах 3,5–4,5 км. На юго-восточном склоне горста устанавливается Приосевое горст-антиклинальное поднятие, выраженное глубоководной ступенью на глубине около 6,5–7 км. Акустический фундамент здесь сложен метаморфизованными граувакками, туфами и туфобрекчиями основного и среднего состава, базальтами, андезитами, дацитами, риолитами, роговиками, кварцевыми диоритами и сиенитами. Скорости продольных сейсмических волн (измеренные на образцах) 4,0–6,0 км/с.

Драгированная породная ассоциация, значительный метаморфизм и катаклаз свидетельствуют о далеко продвинувшемся тектоническом развитии Хидака-Фронтального горст-антиклинория.

Следует подчеркнуть, что под Хидака-Фронтальным горст-антиклинорием земная кора в южной части Курильского геосинклинального поднятия достигает мощности 25–30 км (см. рис. 11).

Тальвег глубоководного желоба является пограничным морфоструктурным элементом, отделяющим Хидака-Фронтальный горст-антиклинорий от краевого океанического вала Хоккайдо. По данным НСП, кровля второго океанического слоя со стороны краевого океанического вала на ряде профилей прослеживается под Приосевую горст-антиклинальную зону под углами в 5–15° на расстояние до 15 км от оси желоба, а комплекс отложений Приосевой горст-антиклинальной зоны в свою очередь выклинивается у оси желоба [Тектоника..., 1980]. Однако, так же как и для Японского желоба [Matsuzawa et al., 1980], исследованиями СахКНИИ и Тихоокеанской экспедиции "Союзморгео" здесь было показано, что кровля второго слоя прослеживается под континентальный склон под небольшим углом наклона, а затем начинает выполаживаться, что в целом не согласуется с теорией субдукции океанической плиты для этой части желоба.

Основными структурными элементами северной части курильского и камчатского континентального склона являются грабен-синклинорий Северо-Курильский, горст-антиклинорий Пегаса, грабен-синклинорий Авачинский, горст-антиклинорийное поднятие Кроноцкое, грабен-синклинорийный прогиб Кроноцкий, горст-антиклинорийное поднятие Прикамчатское (см. рис. 20).

Северо-Курильский грабен-синклинорий (см. рис. 20) частично компенсирован в северной части хорошо стратифицированной толщей, вероятно, турбидитных и моласовых отложений неогена мощностью до 3000 м со сравнительно слабыми пликативными, но интенсивными разрывными деформациями.

Юго-восточным ограничением Северо-Курильского грабен-синклинория является горст-антиклинорий Пегаса, осевая зона которого прослеживается от Ганальской горст-антиклинальной зоны (на севере) до поперечного грабена Буссоль, в районе которого, вероятно, он кулисно сочленяется с горст-антиклинорийем Малой Курильской гряды. Протяженность этого горст-антиклинория в пределах акватории около 600 км.

Осевая зона горст-антиклинория Пегаса сложена вулканогенно-осадочным комплексом, в состав которого входят базальты, андезиты, кварцевые порфиры и их туфы, а также туффиты, граувакки и пелитоморфные известняки. Этот вулканогенно-осадочный комплекс, по видимому, прорван диоритами, лейкократовыми и роговообманковыми гранитами. Возраст базальтов из осевой зоны антиклинория оказался равным 85 млн. лет. Таким образом, осевая часть горст-антиклинория Пегаса сложена верхнемеловой толщей, а более молодые отложения палеогена и неогена залегают на его крыльях [Тектоника..., 1980].

Юго-восточнее горст-антиклинория Пегаса располагается грабен-синклинорий Авачинский, который в пределах грабен-синклинальной зоны Орлика выполнен хорошо стратифицированной осадочной толщей мощностью более 2000 м, вероятно, представленной турбидитными отложениями. Пликативные деформации в прогибе наблюдаются по юго-восточному краю прогиба, тогда как разрывные деформации в виде нормальных сбросов широко распространены в осадочной толще этой зоны. Отчетливое трансгрессивное налегание верхней части осадочной толщи наблюдается по северо-западному краю прогиба, а слабые несогласия между верхней и нижней толщами устанавливаются для антиклинальных складок по его юго-восточному краю. Стратифицированный осадочный комплекс в центральной части грабен-синклинальной зоны Орлика, вероятно, относится к плиоцен-плейстоцену.

Осевая зона Кроноцкого горст-антиклинорийного поднятия, прослеживающегося до тальвега желоба на траверзе северных Курильских островов, в пределах акватории сложена толщей вулканогенных граувакк, кремнистых пород, туфов, базальтов и андезитов, вероятно, прорванных габброидами, биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, биотит-роговообманковыми и роговообманковыми гранитами, роговообманковыми гранодиоритами. Вся толща метаморфизована в цеолитовой и отчасти в зеленосланцевой фациях [Тектоника..., 1980].

К осевой зоне Кроноцкого горст-антиклинорийного поднятия относится комплекс пород, выступающий на Шипунском, Кроноцком полуостровах и в центральной и западной частях п-ова Камчатского Мыса комплекс представлен [Геология СССР, 1964; Садреев, Долматов, 1965; Серова, 1966; Борзунова и др., 1969; Шапиро, 1976] измененными базальтами, андезито-базальтами, андезитами и их туфами, а также вулканогенно-кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами, алевролитами и песчаниками суммарной мощностью около 5000 м и прорван диоритами, габброидами и серпентинизированными перидотитами. Нижняя часть разреза мощностью около 1000 м

относится к верхнему мелу, а верхняя охватывает стратиграфический диапазон от палеоцена по нижний миоцен включительно. Весь комплекс интенсивно складчат и нарушен многочисленными сбросами и надвигами. В целом же он характеризует довольно зрелую стадию развития Кроноцкого геоантиклинального поднятия для позднемелового—палеогенового времени. Судя по определениям К-Аг возраста габбро и диабазов (870—950 млн. лет [Высоцкий, Грачева, 1981]), в составе нижней части вскрытого разреза могут присутствовать и докембрийские образования.

Кроноцкий грабен-синклиниорий прогиб выполнен толщей хорошо стратифицированных, вероятно, турбидитных отложений, мощность которых (при скорости сейсмических волн 2 км/с) превышает 3500 м в Кроноцкой впадине. Прогиб характеризуется конседиментационным заполнением. Несогласия характерны для верхних частей осадочной толщи и вблизи краев прогиба. Внутри осадочного комплекса выделяются толщи с нарушенной внутренней структурой, вероятно, обусловленной оползневыми перемещениями осадочного материала. Возраст этих отложений неизвестен, но имея в виду структурную связь прогиба с осадочным комплексом Нерпичьей впадины (западнее п-ова Камчатского Мыса), которая выполнена умеренно и слабо деформированной терригенной молассой миоцена—плиоцена, можно заключить, что вероятный стратиграфический диапазон осадочного комплекса — средний-верхний миоцен и плиоцен-плейстоцен.

Прикамчатское горст-антиклинорное поднятие, состоящее из нескольких горст-антиклинальных зон, располагается в пределах нижней части континентального склона до тальвега желоба. Комплекс пород, драгированных из осевой зоны поднятия, представлен вулканогенными граувакками среднего и кислого состава, туфодиамитами и пелитоморфными глинистыми известняками с обломками основных эффузивов, а изверженные породы — кварцевым диабазом, биотит-роговообманковыми гранитами и базальтами.

В плане современная ось желоба, совпадающая с тальвегом, характеризуется изгибами (см. рис. 20), которые, вероятно, приурочены к местам разломов, поперечным генеральному простираению желоба. Поскольку эти изгибы приурочены также и к участкам желоба с турбидитными клиньями, имеющими во всяком случае, дочетвертичный возраст, вполне возможно, что поперечные деформации желоба проявлялись еще в плиоцене.

Курило-Камчатский желоб не компенсирован осадками. Большая часть желоба выстилается лишь осадочной толщей первого слоя океанической плиты, вовлеченной в прогибание. Этот осадочный комплекс изредка перекрыт маломощным (меньше 100 м) турбидитным комплексом или же относительно мощной оползневой линзой. Наблюдения с батискафа "Архимед" [Сасаки, 1962; Уо, 1976] в 1962 г. в районе глубин 9003—9545 м (на траверзе о-ва Итуруп; 44° 09' с.ш., 150° 26' в.д. — 9003 м и 44° 05' с.ш., 150° 21' — 9545 м) подтвердили, что дно желоба ровное и покрыто желтоватым илом с колониями морских перьев.

К зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов мощность турбидитного клина в камчатской части желоба постепенно увеличивается до 1000 м. Формирование турбидитного клина, прилегающего с юга к сочленению Курило-Камчатского желоба с Алеутским желобом, очевидно, обусловлено главным образом поступлением осадочного материала со стороны Камчатского залива, вероятно, за счет достаточно мощного твердого стока р. Камчатка. Севернее седловидной перемычки акустического фундамента на 55° 30' с.ш. Курило-Камчатский желоб полностью компенсирован мощным (более 1500 м) хорошо стратифицированным осадочным чехлом, сложенным турбидитным комплексом, стратиграфический диапазон которого в Командорской впадине Берингова моря — верхний миоцен—квартер [Initial Reports..., 1973a].

Структура зоны сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов представляет собой плавное сопряжение структурных элементов Японского и Хоккайдо-Камчатского горст-мегаантиклинориев (см. рис. 20). Мощность чехла в унаследованной впадине Исикари достигает 4000 м [Den, Hotta, 1973]. Комплекс чехла представлен слабо деформированными неогеновыми диатомовыми аргиллитами, глауконитовыми глинистыми сланцами и туфогенными песчаниками [Geology..., 1977].

На юго-востоке грабен-синклиниорий Исикари ограничивается горст-антиклинорным поднятием Оясио, в осевой части которого, судя по данным бурения [Initial Reports..., 1980в], располагаются верхнемеловые глинистые алевролиты, перекрывающиеся олигоцен-неогеновыми турбидитами мощностью более 1000 м.

От поднятия Оясио ответвляется горст-антиклинальная зона Эримо, протягивающаяся вдоль подножия континентального склона в виде плавной дуги, в которую вписывается морфоструктура современного желоба. Калий-аргоновый возраст базальтов, драгированных с горста Эримо, расположенного вблизи осевой части этой зоны, оказался равным 52,8–80,1 млн. лет [Ozima et al., 1970], что указывает на возможность присутствия здесь отложений и древнее позднемиоценовых.

Желоб Японский. На континентальном склоне этого желоба располагается поднятие Оясио (см. рис. 20), прослеживающееся к юго-западу до широты п-ова Босо (о-в Хонсю) и здесь плавно сопрягающееся с Идзу-Марианской складчато-блоковой системой. Поднятие сложено комплексом меловых и более древних деформированных геосинклинальных отложений. Западнее этого поднятия располагается компенсированный неогеновыми триггенными отложениями прогиб с мощностью осадочного комплекса более 3 км.

Осевая часть Японского желоба лишь частично заполнена толщей недеформированных, по-видимому, турбидитных отложений, мощность до 1 км [Geological..., 1977; Seismic..., 1977]. Разломы как на океанском, так и на континентальном склоне желоба представляют собой нормальные сбросы, что свидетельствует об условиях растяжения в земной коре, приводящих к формированию его грабеноподобной структуры.

Линейные магнитные аномалии в зоне сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов располагаются под углом к последнему [Тектоника..., 1980] и не могут поэтому интерпретироваться как свидетельство субдукции плиты, хотя для этого случая и предполагается косою поддвиг [Hilde et al., 1976]. Кроме того, полученные данные многоканального МОВ для склона Японского желоба вблизи сочленения с Курило-Камчатским желобом [Matsuzawa et al., 1980] дают основание утверждать, что субдукция океанической плиты в этом районе не происходит. Кровля второго слоя под континентальным склоном в этом районе Японского желоба располагается с небольшим наклоном на большом (до 50 км) расстоянии от оси желоба и, по-видимому, является погребенной под геосинклинальными отложениями поверхностью базальтовой океанической коры.

Наблюдениями с батискафа "Архимед" [Beilaiche, 1967a, b, 1980] в 1967 г. на 34° 55' с.ш. было подтверждено, что акустический фундамент вблизи осевой части желоба (на глубинах до 8400 м) как на океанской, так и на континентальной стороне представлен выходами коренных вулканических пород в виде эскарпов высотой от нескольких метров до 50–60 м. Полученные из этих обнажений образцы лав оказались толеитовыми базальтами. Характер морфоструктуры склонов подножия и отсутствие признаков деформаций сжатия в полученных образцах указывают на условия растяжения в пределах осевой части желоба.

Идзу-Марианская складчато-блоковая система и связанные с ней глубоководные желоба Идзу-Бонинский, Волкано и Марианский отделяют плиту Филиппинского моря от талассократона Тихого океана. На севере эта система сочленяется со складчатой системой Хонсю, а на юге – с Каролинским валом и складчато-блоковой системой Яп. Идзу-Бонинская часть системы состоит из субмеридиональных горст-антиклинальных поднятий (Ниси-Сичито, Идзу-Иводзима и Бонин) и разделяющих их грабен-синклинальных прогибов, которые довольно отчетливо выражены в рельефе. Выпуклая к востоку Марианская часть системы состоит из трех горст-антиклинорных поднятий и разделяющих их грабен-синклинорных прогибов [Гнибиденко, 1979].

Желоб Идзу-Бонинский. Наиболее древний геосинклинальный комплекс на западном склоне этого желоба выступает в горст-антиклинории Бонин (см. рис. 20), где он представлен андезитовыми лавами, брекчиями и туфами, переслаивающимися со средневерхнеэоценовыми известняками. Калий-аргоновый возраст андезитов 30 и 40 млн. лет (олигоцен и эоцен, острова Чисидзима и Хахадзима соответственно [Kaneoka et al., 1970]). Андезитовый комплекс перекрывается здесь рифогенными известняками раннего миоцена (поднятыми в настоящее время на 250–300 м над уровнем моря), которые в свою очередь перекрываются более молодыми вулканитами [Karig, Moore, 1975].

Имеющиеся данные [Hotta, 1970; Izu-Ogasawara..., 1976; Seismic..., 1977] свидетельствуют о том, что мощность горизонтально залегающих, вероятно, турбидитных отложений в этом желобе достигает 1 км в отдельных районах. Осадки поставляются в желоб со стороны Японских островов, по-видимому, через коньон Сагами.

От желоба Волкано Идзу-Бонинский желоб отделяется перемычкой в виде горстового выступа Огасавара, представляющего собой западное окончание протяженного поднятия Огасавара-Гилберта.

Желоба Волкано и Марианский. Западное окончание поднятия Магеллана представляется собой перемычку, разделяющую эти желоба (см. рис. 20), а Марианская складчато-блоковая система в целом, составляет западный фланг этих желобов.

На Марианских островах наиболее низкие части разреза представлены андезитовыми и базальтовыми вулканитами и переслаивающимися с ними известняками верхнего эоцена—миоцена, выше которых залегает толща рифогенных плиоцен-четвертичных известняков [Cloud et al., 1956; Doan et al., 1960; Tracey et al., 1964; Garrison et al., 1974].

В осевой части Восточно-Марианского горст-антиклинория развит маломощный (до 0,5—1,0 км) чехол, который, судя по разрезу скв. 60 [Initial Reports..., 1971a], состоит из хорошо сортированных вулканогенных песчаников и алевролитов с прослоями известковых илов и относится в основном к миоцену. Поскольку количество вулканогенного материала уменьшается вверх по разрезу скважины, а в верхней части разреза встречены переотложенные плиоценовые фораминиферы [Karig, 1971], разумно допустить, что вулканизм в осевой зоне этого горст-антиклинория прекратился к плиоцену, и позднее эта область поднялась до уровня моря.

Цепь вулканических построек в виде действующих и потухших вулканов по западному краю Восточно-Марианского горст-антиклинория (горст-антиклинальная зона Центрально-Марианская) протягивается к северу и в районе группы островов Волкано соединяется с горст-антиклинальной вулканической зоной Идзу-Иводзима, продолжающейся в пределы о-ва Хонсю. Вулканический комплекс этой зоны представлен главным образом андезитами и базальтами и в меньшей степени — дацитами и риолитами, а изверженные породы — кварцевыми диоритами и габбро. Вулканизм здесь, по-видимому, начался в плиоцене, что подтверждается и K-Ar возрастам из наиболее низких частей разреза вулканических построек (2,5 млн. лет — для андезитов зоны Идзу [Kaneoka et al., 1970]), и продолжается по настоящее время [Isshiki et al., 1968; Karig, 1971; Honda, Kitano, 1974].

Комплекс пород, драгированный в пределах Западно-Марианского горст-антиклинория, представлен позднемиоцен-плиоценовыми рифогенными известняками и позднеплиоценовыми алевролитами и дацитами, свидетельствующими о погружении осевой части этого горст-антиклинория с конца плиоцена на глубину более 1,5 км [Karig, Glassley, 1970; Karig, 1971]. Отдельные вулканические постройки расположены по западному краю этого поднятия, где также устанавливается довольно мощный (до 0,5 км) осадочный чехол, утоняющийся по направлению к плите Паресе-Вела. На востоке горст-антиклинорий отделяется разломом от Марианского грабен-синклинория.

Грабен-синклинальные некомпенсированные осадконакоплением прогибы в пределах Идзу-Марианской складчато-блоковой системы выполняются неоген-четвертичными осадочно-вулканогенными отложениями мощностью от 2 км (в грабен-синклинории Бонин) до 0,5 км и менее в Марианском грабен-синклинорном прогибе. Последний представляет собой обширную депрессию с весьма пересеченным рельефом [Karig, 1971], обусловленным, вероятно, активным вулканическим процессом, о чем свидетельствует высокий тепловой поток [Anderson, 1975].

Заложение геосинклинали на месте Идзу-Марианской складчато-блоковой системы следует относить к раннему палеогену—позднему мелу (зоны Бонин и Восточно-Марианская), а миогеоантиклинальный режим устанавливается здесь в миоцене (зона Бонин) и в плиоцене (Восточно-Марианская зона). К миоцену вулканизм в этой системе смещается к западу и продолжается до настоящего времени в зонах Идзу-Иводзима и Центрально-Марианской. В Западно-Марианской зоне вулканизм затухает к позднему миоцену и с этого времени здесь устанавливается миогеоантиклинальный режим [Гнибиденко, 1979].

Мощность осадочного чехла в желобе Волкано, по-видимому, не превышает 0,5 км. На склонах желоба устанавливаются нормальные сбросы [Seismic..., 1977].

Судя по имеющимся данным НСП [Honza, Kagami, 1977; Seismic..., 1977; Геология..., 1980], этот Марианский желоб представляет собой грабен, ограниченный нормальными сбросами как на океанской (внешней), так и на континентальной (внутренней) частях склона, НСП свидетельствует о том, что в пределах осевой части желоба мощность осадочной толщи не превышает 0,3 км, что было подтверждено бурением скв. 452,458, 459, 460 и 461 во время 60-го рейса "Гломара Челленджера".

Погружением на батискафе "Триест" на дно самой глубокой части желоба (10 910 м; 11° 18',5 с.ш., 142° 15',5 в.д.) в 1960 г. было установлено, что дно его представляет

собой ровную поверхность, покрытую плотным, вероятно, диатомовым желтоватым илом [Пиккар, Дитц, 1963].

Драгирование подножий склонов желоба [Скорнякова, Липкина, 1975; Honza, Kagami, 1977; Рудник и др., 1978; Скорнякова и др., 1977; Геология..., 1980] показало, что акустический фундамент представлен здесь офиолитовым комплексом, включающим гипербазиты, габброиды, базальты и метаморфические породы фации зеленых сланцев. Калий-аргоновый возраст базальтов с океанского склона северной половины желоба оказался в пределах $102 \pm 5 - 49,5$ млн. лет [Геология..., 1980].

В целом для желобов северо-западной части Тихого океана, представляющих собой пограничный структурный элемент тихоокеанского талассократона, характерна разная степень заполнения осевой части желоба осадками, что, очевидно, связано с расстоянием до источников сноса, поставляющих турбидитный материал. Недеформированность турбидитной толщи во всех желобах указывает на отсутствие современных сил сжатия, которые постулируются для желобов концепцией плитовой тектоники.

Существенную роль в формировании структуры желобов играют продольные и поперечные тектонические нарушения. Разломы отчетливо устанавливаются по сейсмическим данным и характеризуются главным образом как "нормальные" сбросы, особенно с океанской стороны желобов, что свидетельствует о развитии их в условиях растяжения земной коры. Нарушения, поперечные желобам, устанавливаются в основном по геомагнитным данным. Некоторые из этих разломов прослеживаются на внутреннем склоне желоба, что не позволяет расценивать их как трансформные нарушения.

Имеющаяся информация позволяет заключить, что начало формирования системы глубоководных желобов относится к концу палеогена и началу миоцена.

Северо-Западная плита

Структурными ограничениями плиты (см. рис. 20) на северо-западе служат Хоккайдо—Камчатский и Японский мегантиклинории; на востоке и юго-востоке — северная половина Императорского поднятия и поднятие Шатского; на юго-западе — поднятие Гейш. Структурным элементом более высокого порядка является вал Хоккайдо. Для плиты характерно относительно небольшое количество отдельных гор и впадин в пределах гигантской абиссальной равнины на глубинах около 5000—5500 м. Впадины (глубиной до 6000 м) установлены лишь на северо-востоке плиты, западнее блока Тенчи (Императорское поднятие, см. рис. 6).

Исследованиями методом НСП и МПВ, глубоководным бурением и драгированием (см. рис. 4) получена информация о структуре, вещественном составе и возрасте осадочного чехла и фундамента плиты. Хотя данных еще и недостаточно, тем не менее они позволяют составить общее представление о структурной эволюции "нормальной" плиты. Здесь под нормальной океанической плитой будем иметь в виду ту часть плиты, которая не осложнена выступами фундамента на дно в виде горстов и вулканических построек и находящуюся за пределами краевого вала Хоккайдо.

Фундамент. На нормальной плите фундамент достигнут бурением в скв. 303 и 304 (см. рис. 4) на глубине 285 м. Скважины были пробурены на магнитных аномалиях М-4 и М-9 [Initial Reports..., 1975b]. Этот фундамент сложен метаморфизованными в цеолитовой фации толеитовыми базальтами. Скорость продольных сейсмических волн, измеренная на образцах, оказалась в пределах 4,5—5,5 км/с. Базальты залегают в виде переслаивающихся потоков различной мощности.

Возраст базальтов не известен, но поскольку они залегают под осадочным чехлом, нижняя часть которого датируется нижним мелом (готерив или валанжин), а из кальцитовых жил в базальтах скв. 304 выделены верхнеюрские остатки [Lehmann, 1975], следует допустить, что фундамент имеет домеловой возраст.

Судя по данным НСП, фундамент интенсивно нарушен разломами, которые прослеживаются в чехол. В ряде районов плиты интенсивная разрывная тектоника обуславливает горст-грабеновую структуру поверхности фундамента (рис. 22, 23).

Чехол. Залегающий на акустическом фундаменте плиты чехол, судя по скв. 51, 193, 303, 304 и 436 [Initial Reports..., 1971a, 1973a, b, 1975b, 1980b], сложен пелагическими глинами, аргиллитами, диатомово-радиоляриевыми илами, кремнистыми породами, карбонатными илами, мергелями, известняками с прослоями вулканического материала (пеплов). Мощность чехла в основном около 200—400 м (см. рис. 21).

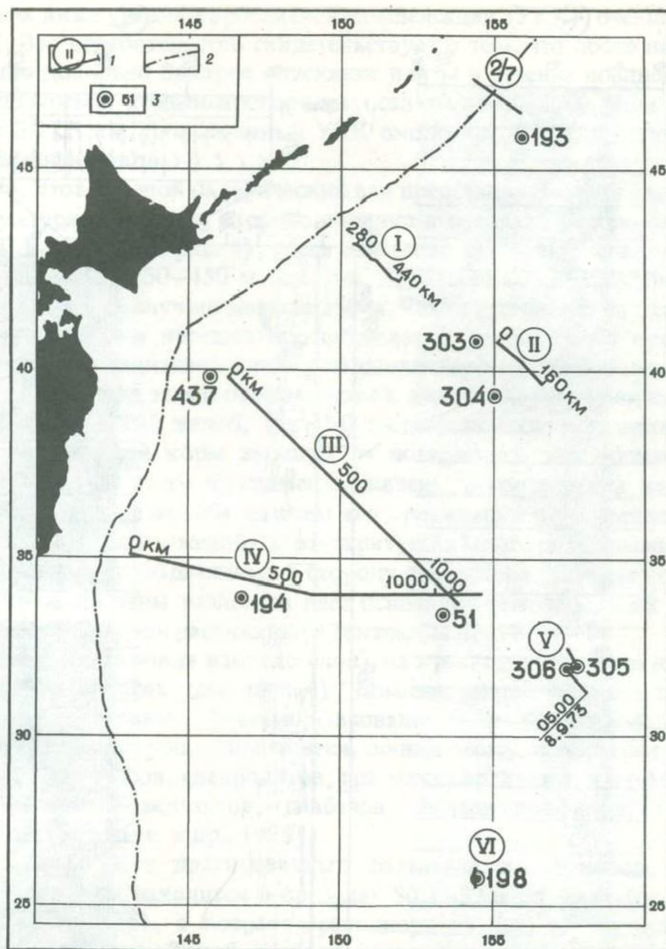


Рис. 22. Местоположение сейсмических разрезов, приводимых в тексте

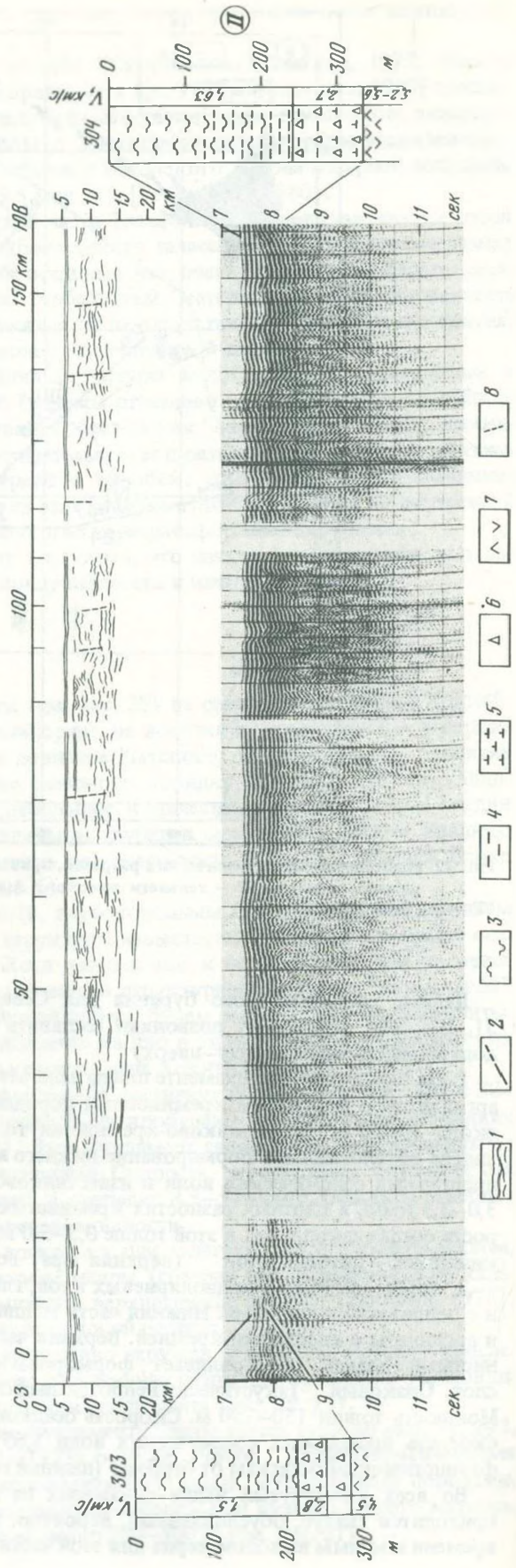
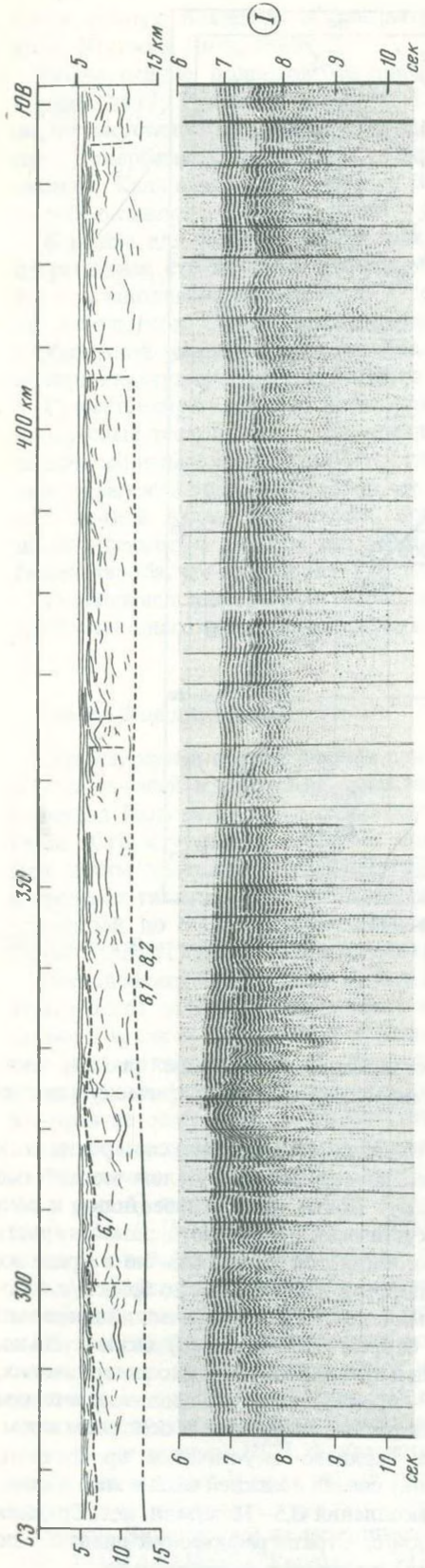
1 — номера разрезов; 2 — тальвеги желобов; 3 — скважины глубоководного бурения с БС "Гломар Челленджер"

Данные глубоководного бурения для Северо-Западной плиты (см. рис. 4; скв. 51, 193, 303, 304 и 436) позволяют составить генеральную стратиграфическую последовательность чехла (снизу—вверх):

1. На базальтовом фундаменте плиты залегает толща переслаивающихся карбонатных аргиллитов и мергелей с кремнистыми породами, известняками и мелом мощностью около 30–50 м (известняково-кремнистая толща). Почти чистые известняки и мел иногда обуславливают формирование нижнего акустически прозрачного слоя. Скорость продольных сейсмических волн в известняково-кремнистой толще обычно в пределах 3,0–3,5 км/с, в плотных разностях кремнистых пород и известняках до 5,0 км/с. Скорость осадконакопления в этой толще 0,5–3,0 м/млн. лет. Стратиграфический диапазон: кимеридж — нижний титон (верхняя юра) по баррем (нижний мел) включительно.

2. Толща диатомово-радиоляриевых илов, глин и аргиллитов, нередко алевролитистых, и с пепловыми прослоями. Нижняя часть толщи — преимущественно цеолитовые глины и аргиллиты с прослоями кремней. Верхняя часть толщи, сложенная в основном кремнистыми илами, обуславливает формирование верхнего акустически прозрачного слоя. Опаковый (акустически непрозрачный слой) связан с нижней частью этой толщи. Мощность толщи 150–250 м. Скорость осадконакопления 0,5–16 м/млн. лет. Средняя скорость продольных сейсмических волн 1,65 км/с. Стратиграфический диапазон по фаунистическим остаткам от баррема (нижний мел) по кварталер включительно.

Во всех упомянутых выше скважинах на интервал поздний мел—ранний миоцен приходится hiatus, обусловленный, вероятно, конденсированным разрезом для этого времени и малым выходом керна для этой части разреза.



Нижняя, известняково-кремнистая толща, располагающаяся в настоящее время примерно на 1 км ниже уровня карбонатной компенсации (УКК), очевидно, накапливалась выше УКК. Это обстоятельство свидетельствует о том, что после накопления этой толщи произошло довольно быстрое опускание плиты в течение позднего мела-палеогена, сопровождавшееся конденсированным осадконакоплением, или же произошел подъем УКК на 1–1,5 км (современный УКК около 4,5–5 км) в связи с третичным похолоданием океанских вод.

Вал Хоккайдо. Этот краевой океанический вал представляет собой слабовыраженный в рельефе структурный элемент второго порядка в пределах Северо-Западной плиты. По данным НСП и МПВ (см. рис. 4), здесь отчетливо выделяются чехол и фундамент.

Мощность чехла около 250–450 м (см. рис. 21). На океанском склоне желоба мощность чехла в большинстве случаев меньше 250 м. Чехол выполняет на склоне протяженные продольные грабены и нередко прослеживается до подножия континентального уступа. При наличии турбидитного клина или оползневой линзы осадочный слой океанской плиты погребается под этими отложениями в желобе. Характерно, что в некоторых случаях (Курило-Камчатский желоб; рис. 24) мощность чехла незначительна и кровля второго слоя океанической коры выходит на поверхность дна вблизи осевой зоны желоба. Обычно выходы этого фундамента связаны с горстовыми выступами. Так, склон Курило-Камчатского желоба на всем его протяжении от сочленения его с Японским желобом до Алеутского желоба характеризуется многочисленными продольными разрывными нарушениями, падающими в сторону оси желоба. Характер относительного перемещения блоков по этим разломам дает основание расценивать их как "нормальные" сбросы, обычные для зон растяжений [Тектоника..., 1980].

Выходы фундамента (кровля второго слоя) на краевом валу были драгированы на нескольких подводных горах (см. рис. 4). Доминирующей породой во всех драгах оказались сильно измененные (метаморфизованные) и брекчированные базальты с трахидолеритовой структурой, относящиеся, по-видимому, к толеитам. Кроме базальтов, подняты обломки туфов, алевролитов, граувакк, аргиллитов, кремнистых пород, роговиков, метасланцев, андезитов, диабазов, фельзит-порфиров, гранодиоритов, гранитов и аплитов [Васильев и др., 1978].

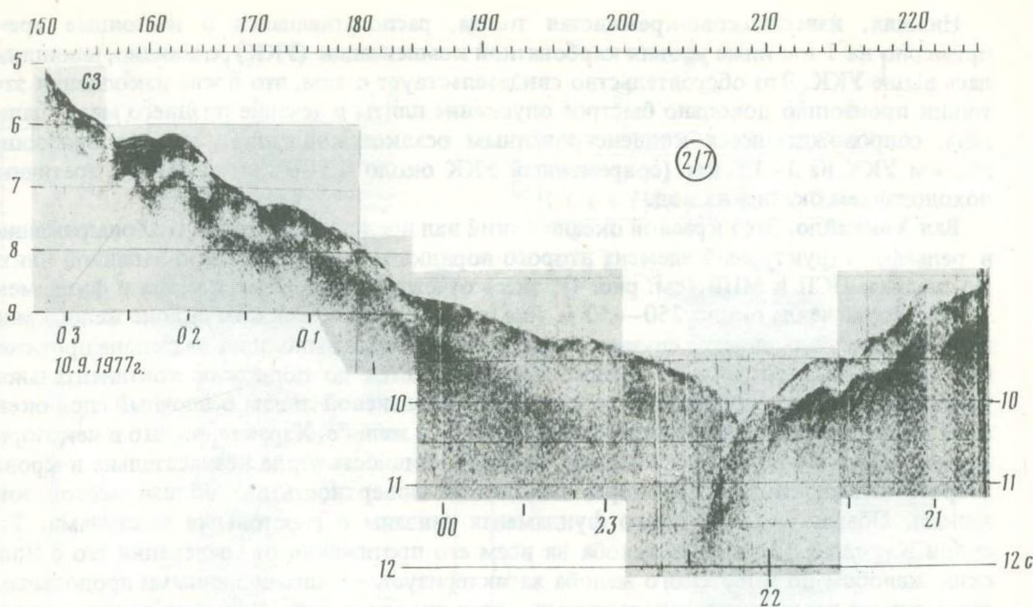
Калий-аргоновый возраст драгированных базальтов из выходов акустического фундамента краевого вала находится в пределах 80,1–32,6 млн. лет (от позднего мела по олигоцен включительно), а возраст гранодиоритов (ст. 1112) оказался равным 103 млн. лет (ранний мел). Такой разброс возрастов, возможно, свидетельствует о длительности последнего этапа магматической активности в пределах вала, с которой было связано поднятие отдельных горстов, поскольку все драгированные образцы отобраны со склонов выступов (гор) фундамента, которые могут являться самостоятельными, относительно долгоживущими центрами вулканизма. Прилегающий к этим выступам фундамент плиты может быть несколько древнее фундамента этих выступов. Полагают [Ozima et al., 1970], что К-Аг датировки базальтов, драгированных с подводных гор, указывают лишь на минимальный возраст их формирования.

Осадочный чехол краевого океанического вала конформно облегает кровлю фундамента (второго океанического слоя) и вместе с ним вовлечен в вертикальные перемещения, обусловившие рельеф дна на краевом валу. На ряде поднятий в пределах вала осадочный слой обнаруживается на вершинах поднятий, тогда как на их склонах обнажается кровля второго слоя. Все это вместе свидетельствует о довольно активных вертикальных движениях блоков земной коры в пределах краевого вала, обусловивших формирование системы продольных, некомпенсированных грабенов и горстов.

Скважина 193 [Initial Reports..., 1973a] (см. рис. 4) была пробурена лишь на глубину 71 м и не вышла из верхнего акустически непрозрачного слоя, который, как оказалось, сложен плейстоценовыми алевритовыми, диатомовыми илами с пепловой витрокластической и эратической галькой.

Рис. 23. Разрезы НСП I и II (НИС "Морской геофизик", рейс 9, 1978 г.) вблизи скв. 303 и 304 (местоположение см. на рис. 22)

Границы: 1 — отражающие, 2 — преломляющие, построенные по данным [Строение . . ., 1964]; глины: 3 — диатомово-радиоляриевые, 4 — цеолитовые; 5 — карбонатные аргиллиты, мергели и известняки; 6 — кремнистые породы; 7 — базальты; 8 — разломы



Поднятие Гейш

Этот структурный элемент в рельефе дна (см. рис. 6) трассируется цепью гор Гейш (Дайити-Касима, Дайни-Касима, Такуйо-Дайни (Сейко), Такуйо-Дайсан, Мейко, Винтерер, Томас Вашингтон, Исакова и Макарова) от Японского глубоководного желоба до $31^{\circ} 30'$ с. ш., $151^{\circ} 30'$ в. д. Структурная связь этого поднятия с юго-восточной частью поднятия Шатского остается неясной, хотя, судя по глубинной структуре земной коры (см. рис. 11), она кажется вполне возможной. На северо-западе поднятия Гейш, вероятно, кулисно сочленяется с горст-антиклинорным поднятием Оясио, входящим в состав Хоккайдо-Японской складчатой системы.

Фундамент. В пределах поднятия фундамент выступает на склонах упомянутых выше гор, представляющих, по-видимому, горстовые выступы, сложенные вулканогенным комплексом. Драгированный (см. рис. 4) на выступах Дайити-Касима, Мейко, Такуйо-Дайни (Сейко) и Макарова комплекс вулканитов из акустического фундамента сложен оливиновыми базальтами, муджиэритами, трахитами и нефелиновыми базальтами (гора Макарова).

Калий-аргоновый возраст нефелиновых базальтов выступа горы Макарова — 90,0 млн. лет, а муджиэритов с выступа Такуйо-Дайни (Сейко) — 82,1 млн. лет (начало позднего мела [Ozima et al., 1977]). Для выступа фундамента в пределах горы Дайити-Касима было показано [Research..., 1976], что он перекрывается толщей вулканогенных песчаников и известняков мощностью около 0,5 км с фаунистическими остатками раннемелового возраста (баррем—сеноман) в известняках. Таким образом, вулканиты, слагающие акустический фундамент поднятия Гейш, формировались главным образом в раннем мелу и еще раньше и лишь отчасти — в первой половине позднего мела.

Чехол. По скв. 194 и 195 [Initial Reports ..., 1973b], чехол представлен двумя толщами (снизу—вверх):

1. Толща переслаивающихся кремнистых пород, алевритистых радиоляриевых глин, мела и мергелей с пепловыми прослоями (известняково-кремнистая толща). Кровля толщи совпадает с кровлей опакового (акустически непрозрачного) слоя. Нижний, акустически прозрачный слой представлен кремнистыми мергелями и известняками. Мощность толщи около 200 м. Скорость продольных сейсмических волн — 3,1–5,15 км/с. Скорость осадконакопления в толще 1–10 м/млн. лет. Стратиграфический диапазон — киммеридж (верхняя юра) — верхний мел.

2. Толща диатомово-радиоляриевых, алевритистых аргиллитов, глин и илов с пепловыми прослоями. Мощность толщи до 200 м. Скорость продольных сейсмических волн — 1,7–1,8 км/с. Скорость осадконакопления около 30 м/млн. лет. Стратиграфи-

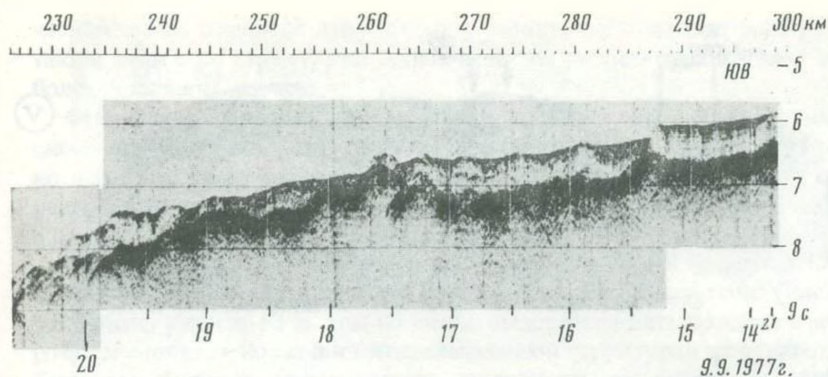


Рис. 24. Разрез НСП 2/7 (НИС "Пегас", рейс 13, 1977 г.) через Курило-Камчатский глубоководный желоб и северо-западный склон вала Хоккайдо (местоположение см. на рис. 22)

ческий диапазон толщи: миоцен—квартер. Как и для Северо-Западной плиты, на поднятии Гейш на палеоген приходится или конденсированный разрез, керн из которого не был отобран при бурении, или же на это время падает хиатус, связанный со стратиграфическим несогласием. По сейсмическим данным [Initial Reports..., 1973b; Geological..., 1977], признаков перерыва осадконакопления и несогласия не устанавливаются, и поэтому разумно заключить, что в палеогене накапливается конденсированный разрез с весьма малой скоростью осадконакопления (около 0,5 м/млн. лет).

Поднятие Шатского

В виде горной системы Шатского это поднятие протягивается на расстояние более 2000 км в северо-восточном направлении (см. рис. 20) и, вероятно, судя по валообразному возвышению дна примерно на высоту около 0,5 км, структурно связано с Императорским поднятием. Эта структурная связь достаточно отчетливо подчеркивается глубинной структурой земной коры (см. рис. 11).

Фундамент. Несмотря на то что в южной части поднятия было пробурено шесть скважин (см. рис. 4; скв. 47, 48, 49, 50, 305 и 306 [Initial Reports..., 1971a, 1975b]), акустический фундамент так и не был достигнут. Гальки гематитовой яшмы и миндалекаменного базальта были обнаружены вблизи основания разреза скв. 50, которая была немного не добурена до фундамента.

Драгированием выступов акустического фундамента (см. рис. 4) было установлено, что он сложен измененными базальтами, в некоторых случаях, по-видимому, в субаэральных условиях. Калий-аргоновый возраст базальтов оказался равным 56,7—45,7 млн. лет (палеоцен—эоцен [Ozima et al., 1970]). Исследование МОВ—ОГТ, проведенное на северном склоне поднятия [Жоган, 1981], показало, что акустический фундамент сложен переслаиванием линзовидных тел размерами до 15 км. Скорость волн в фундаменте около 5,0—5,5 км/с.

Чехол. На поднятии чехол хорошо стратифицирован (рис. 25) на верхнюю и нижнюю акустически прозрачные и разделяющую их опаковую (акустически непрозрачную) толщу. В осевой части поднятия (осложненного грабенем), где мощность чехла значительно увеличивается (на юге поднятия до 1 км), он подразделяется на три акустически прозрачных и три акустически непрозрачных слоя [Гнибиденко и др., 1975]. В целом для поднятия наблюдается уменьшение мощности чехла от осевой части к периферии за счет уменьшений мощности и выклинивания его верхних горизонтов.

По данным бурения (скв. 47, 48, 49, 50, 305 и 306; рис. 4), чехол составляют (снизу—вверх):

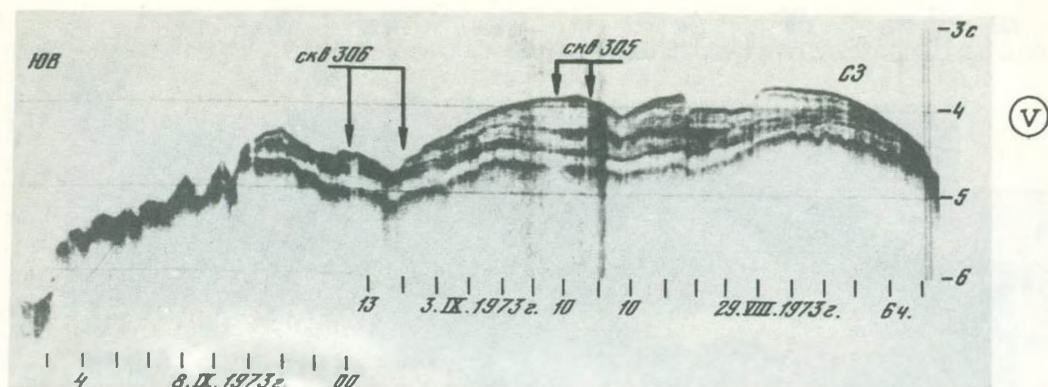


Рис. 25. Разрез НСП V через поднятие Шатского [Initial Reports . . ., 1975] местоположение см. на рис. 22)

1. Толща радиолариевых порцелланитов, известняков и аргиллитов с галькой яшм и базальтов в ее нижней части. Мощность толщи около 100 м. Эта толща составляет нижний акустический прозрачный слой.

2. Толща переслаивающихся кремней и известняков (мела). Мощность толщи до 250–300 м. Она составляет опаковый (акустически непрозрачный) слой. Скорость сейсмических волн в обеих толщах около 2,8–3,1 км/с.

3. Толща фораминиферовых и радиолариевых нанноиллов, мела и прослоев кремнистых пород с обломками пемзы и градационной слоистостью в верхних двадцати метрах разреза. Мощность толщи до 300 м. Скорость сейсмических волн 1,65–2,2 км/с.

Судя по МОВ–ОГТ [Коган, 1981], для северного склона поднятия чехол подразделяется на две основные толщи: нижнюю, мощностью до 1–1,5 км со скоростью 3,5–4,5 км/с, и верхнюю, мощностью 1–2 км со скоростью 1,8–2,0 км/с. Нижняя толща, по-видимому, сложена кремнисто-карбонатным комплексом, а верхняя – пелагическими илами и глинами.

Стратиграфический диапазон вскрытого скв. 305 и 306 разреза чехла: берриас (граница нижнего мела–верхней юры) – квартал. Наиболее полный разрез, вскрытый скв. 305 [Initial Reports..., 1975b], включает палеоген (палеоцен, эоцен и олигоцен), неоген (верхний миоцен, плиоцен) и квартал суммарной мощностью 130 м. Остальная часть разреза (510 м) охватывает диапазон от маастрихта по валанжин включительно, а в скв. 306 вскрыты и отложения раннего берриаса.

Скорость осадконакопления колеблется от 8 (плиоцен–плейстоцен) до 10–14 м/млн. лет в меловое время. Для границ турона и сеномана, палеоцена и эоцена и, особенно, для олигоцена–миоцена [Pimm, 1972] предполагается несогласие или же этим интервалом соответствует конденсированное осадконакопление со скоростью около 2 м/млн. лет.

Следует отметить, что кайнозойские отложения чехла устанавливаются лишь в осевой части поднятия и, по-видимому, эродированы на его склонах в результате растворения карбонатного материала ниже уровня карбонатной компенсации. Выступы вулканогенного фундамента на флангах поднятия (см. рис. 25), как бы органичивающие распространение чехла на прилегающие плиты, свидетельствуют об интенсивных вертикальных перемещениях блоков. Кровля фундамента в течение мела и кайнозоя поддерживалась выше УКК (примерно на 1 км выше его современного положения), и лишь к плейстоцену поднятие опустилось на современные глубины. Отдельные выступы вулканогенного фундамента в виде островной суши могли существовать в пределах южной части поднятия в течение кайнозоя.

Поднятие Императорское

Это поднятие в виде горной системы Императорского хребта протягивается на расстояние более 2500 км от зоны сочленения Алеутского и Курило-Камчатского желобов в субмеридиональном направлении до 32° с. ш. (см. рис. 6). Предполагается [Jackson et al., 1972], что Императорское и Гавайское поднятия структурно связаны. Однако со-

членение этих поднятий приурочено к району, где проходит зона разлома Мендосино и, таким образом, структурная связь остается недостаточной ясной и этот узел требует более детального изучения.

Фундамент. К настоящему времени о вещественном составе фундамента Императорского поднятия получена относительно большая информация с помощью глубоководного бурения и драгирования (см. рис. 4). В пределах поднятия (с севера на юг) пробурены скважины: 192 (горст Мейджи), 433 (горст Суйко), 431 и 432 (горст Нинтоку), 430 (горст Оджин) и 308 и 309 (горст Кокко).

Фундамент горста Мейджи вскрыт (скв. 192 [Initial Reports..., 1973a]) на глубине 1044 м и представлен измененными щелочными базальтами (диабазами). Мощность вскрытого разреза 13 м, тем не менее выделяется пять потоков с подушечной структурой, стекловатой коркой и миндалекаменной структурой их верхних частей. Поскольку базальты, вероятно, изливались на поверхность дна, а затем были перекрыты мелом и известковистыми аргиллитами маастрихта, их формирование следует относить ко времени более 70 млн. лет, т.е. к позднему мелу. Минимальный K-Ar возраст базальтов оказался равным $61,9 \pm 5$ млн. лет [Dalrymple et al., 1980a], т.е. раннему палеогену.

Скорость сейсмических волн, измеренная на образцах из фундамента горста Мейджи, 4,4–5,1 км/с.

Со склонов горста Джимму НИС "Спенсер Ф. Берд" в 1953 г. драгирован комплекс пород [Kuno et al., 1956], который представлен туфопесчаниками, андезитовыми и дацитовыми туфами, пемзой, андезитами и, в меньшем количестве, базальтами, метабазальтами, порфиритами, песчаниками и сланцами. Нельзя полностью исключить эрратическое происхождение этого материала, но вполне возможно, что часть его происходит из акустического фундамента, обнажающегося на склонах горста Джимму (см. рис. 4).

На горсте Суйко, расположенном южнее горста Джимму, были пробурены четыре скважины, одна (скв. 433С) вошла на глубину 550,5 м; в скважине 163 м представляют рифогенный, песчано-известняковый комплекс с прослоями вулканогенных песчаников, ниже которых располагается базальтовый фундамент [Initial Reports..., 1980a].

Разрез фундамента этого горста, вскрытого на глубину 387,5 м, представлен многочисленными (более 67) лавовыми потоками. Верхние 48 м этого разреза сложены щелочными базальтами и анкарамитами, затем 87 м — потоками, переходными от щелочных базальтов к толеитам, и последние 252,5 м слагают толеиты с потоком щелочных базальтов в основании. Потоки пористые с окисленными, брекчированными кровлями и менее окисленными стекловатыми подошвами. Такое строение потоков, а также присутствие между двумя верхними потоками пляжевых, вулканомиктовых калькаренигов свидетельствуют об излиянии лав в субаэральных условиях.

Скорость сейсмических волн в фундаменте горста Суйко 2,4–6,2 км/с [Initial Reports..., 1980a].

Поскольку базальтовое основание горста Суйко перекрыто позднепалеоценовыми рифогенными известняками и калькаренитами, возраст фундамента должен быть древнее палеоцена (60 млн. лет). Однако K-Ar возраст драгированных со склонов горста Суйко метаморфизованного базальта (41,8 млн. лет) и андезита (40,4 и 21,2 млн. лет [Ozima et al., 1970; Saito, Ozima, 1976]) — от позднего эоцена до раннего миоцена и находится в противоречии с возрастом фундамента по палеонтологическим данным. Наиболее близкое к палеонтологическим данным значение возраста ($58,1 \pm 0,6$ млн. лет) получено для гавайита [Saito, Ozima, 1976]. Калий-аргоновый возраст базальтов из скв. 433 [Dalrymple et al., 1980a] $64,7 \pm 1,1$ млн. лет (ранний палеоцен), что хорошо согласуется с позднепалеоценовым возрастом перекрывающего рифогенного комплекса. Таким образом, минимальный возраст фундамента горста Суйко — палеоцен.

Скорость продольных сейсмических волн, измеренная на образцах из скв. 433, — 2,4–6,2 км/с [Initial Reports..., 1980a].

В пределах горста Нинтоку были пробурены скв. 431 и 432 (см. рис. 4 [Initial Reports..., 1980a]). Последняя достигла на глубине 42 м фундамента, сложенного щелочными базальтами, по которому было пройдено 32 м и выделено три потока. Пористые кровля и подошва потоков, присутствие над нижним потоком прослоя глинистой почвы мощностью 0,1 м свидетельствуют о субаэральном излиянии базальтов. Фундамент перекрыт тонким слоем красных глин, на которых залегают конгломераты (галька щелочных базальтов, гавайитов, муджиэритов) и грубые песчаники эоцен (?) -палеоценового возраста. Калий-аргоновый возраст базальта из скв. 432 [Dalrymple et al., 1980a]

56,2 ± 0,6 млн. лет (граница эоцена и палеоцена), что дает основание предполагать палеоценовый возраст фундамента этого блока. Скорость сейсмических волн в фундаменте этого горста 4,3–5,7 км/с.

Фундамент горста Оджин охарактеризован по разрезу скв. 430 (см. рис. 4), вскрывшей его на глубину 58,7 м. В верхней части разреза он сложен четырьмя потоками гавайитов, а в основании — потоком толеитов. Потоки массивные с крупнопористыми, частично окисленными кровлями. Характерно отсутствие шаровой отдельности. Между третьим и четвертым потоками — следы коры выветривания (окисленная красная почва). Все это вместе взятое указывает на субазральные условия образования потоков. Фундамент перекрыт вулканомиктовыми песчаниками с остатками ранне-среднеэоценовых фораминифер и поздне-палеоценового наннопланктона [Initial Reports..., 1980a], что указывает, вероятнее всего, на его палеоценовый возраст. Калий-аргоновый возраст муджизрита, драгированного в северной части горста (юго-западный склон горы Джингу), 55,4 ± 0,9 млн. лет [Dalrymple, Garsia, 1980], а гавайита и толеита из скв. 430—55,2 ± 0,7 млн. лет (граница эоцена и палеоцена [Dalrymple et al., 1980a]). Скорость сейсмических волн в фундаменте горста Оджин 4,5–5,8 км/с.

Скважины 308 и 309 не достигли фундамента на горсте Коко. Фундамент здесь был драгирован НИС "Томас Вашингтон" в 1971 г. (см. рис. 4). Ассоциация поднятых пород включает базальты, диабазы, муджизериты, трахиты, нефелиновые фонолиты, брекчии и обломки, рифогенных известняков. Калий-аргоновый возраст драгированных пород: от 24,8 ± 0,8 млн. лет (метаморфизованный базальт) до 48,4 ± 0,8 млн. лет (базальт). Среднее значение возраста для базальтов горста Коко принимается в 48,1 ± 0,8 млн. лет (середина эоцена [Clague, Dalrymple, 1973; Dalrymple, Clague, 1976]), а возраст чехла по фаунистическим остаткам 50,5 ± 3,5 млн. лет [Clague et al., 1975].

В горстовом выступе Милуоки (горы Кинмей, Юриаку, Камму, Дякакуджи) драгированный комплекс базальтов (см. рис. 4) имеет К-Аг возраст (с севера на юг; млн. лет): 38,9 ± 1,2 (выступ Кинмей); 42,3 ± 1,6 (выступ Юриаку); 41,3 ± 2,2 (выступ Дякакуджи) и 37,5–43 (выступ Камму [Clague, Jarrard, 1973; Clague et al., 1975; Dalrymple, Clague, 1976]) и, следовательно, охватывает интервал от раннего олигоцена по ранний эоцен.

Таким образом, с севера на юг вдоль Императорского поднятия возраст фундамента изменяется от позднемелового—раннепалеоценового (горст Мейджи) к раннему палеоцену (горст Суйко), палеоцену (горст Нинтоку и горст Оджин) и до эоцена (горст Коко) и раннего олигоцена—эоцена (горст Милуоки). Опираясь на эти данные, можно заключить, что возраст фундамента Императорского поднятия в целом указывает на миграцию вулканизма вдоль поднятия с позднего мела по олигоцен.

Чехол. В осевой части Императорского поднятия чехол сложен рифогенным комплексом, состоящим из известняков, калькаренитов, известковистых туфогенных песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов и перекрывается маломощной толщей диатомовых неоген-четвертичных нанноилов. Стратиграфический диапазон рифогенного комплекса — палеоцен—олигоцен [Initial Reports..., 1980a].

Рифогенный комплекс прослежен вдоль поднятия от блока Милуоки (на юге) до блока Суйко (на севере) включительно. Севернее блока Суйко этот комплекс пока не выделяется. Установленная бурением мощность рифогенного комплекса в центральных частях гайотов от 42 м (горст Нинтоку) до 163 м (горст Суйко), тогда как по краям горстовых выступов она может достигать 200–400 и даже 600–800 м. Рифогенная толща обычно залегает на абрадированной, относительно выровненной поверхности вулканогенного фундамента, который в виде сохранившихся от абразии останцов выступает из-под рифогенной шапки (гайоты Би, Си, Коко [Davies et al., 1972; Greene et al., 1978]). Скорость сейсмических волн в чехле, измеренная на образцах, от 1,7–1,9 км/с (илы, пески) до 2,6–4,7 км/с (песчаники, известняки) [Initial Reports..., 1980a].

Севернее горста Джимму (см. рис. 20, 21) рифогенный комплекс не прослеживается, а горсты Тенчи, Детройт, Обручева и Мейджи перекрываются уже осадочной толщей "языка Мейджи", мощность которой в ряде случаев превышает 1,5 км [Initial Reports..., 1973a; Scholl et al., 1977]. Рифогенный комплекс блока Суйко сформировался за счет мшанково-водорослевой ассоциации, севернее зоны развития коралловых рифов (Гавайские острова), и таким образом, не проходил над "горячей точкой" на месте этих островов, что противоречит следствиям теории тектоники плит [McKenzie et al., 1980].

Чехол северной части Императорского поднятия (судя по скв. 192 [Initial Reports..., 1973a]) подразделяется на два литологических комплекса (снизу—вверх):

1. Толща мела и известковистых аргиллитов с прослоями алевроитов и песчаников. Мощность толщи около 132 м. Стратиграфический диапазон: маастрихт (верхний мел) — олигоцен.

2. Толща диатомовых илов, глин и аргиллитов с прослоями пепла в верхней части разреза (собственно "язык Мейджи"). Мощность толщи 912 м и достигает больших значений в прилегающих районах поднятия. Стратиграфический диапазон: нижний миоцен—квартер. Скорость сейсмических волн в нижней толще 2,1—3,6 км/с, в верхней — 1,5—2,2 км/с. Скорость осадконакопления для нижней толщи около 3 м/млн. лет, а для "языка Мейджи" — около 35 м/млн. лет. Увеличение на порядок скорости осадконакопления объясняется [Scholl et al., 1977] привнесом терригенного материала Камчатским течением в неогене—плейстоцене и стабильным положением северной части Императорского поднятия, по крайней мере, в течение этого времени, что не согласуется с постулируемой [Jackson et al., 1972] высокой скоростью (8 см/год) движения поднятия на север в соответствии с концепцией тектоники плит.

Плита Гейш

Эта плита ограничивается с севера поднятием Гейш, с юга — западной частью протяженного поднятия Огасавара-Гилберта, на западе — Идзу-Бонинским глубоководным желобом, а на востоке — разломом между плитами Гейш и Картографов. В пределах плиты выполнены маршрутные геолого-геофизические исследования и глубоководное бурение (см. рис. 4; скв. 52, 194, 195, 196 и 197).

Фундамент. Лишь скв. 197 был достигнут фундамент на глубине около 266 м (тонкозернистый, измененный толеитовый базальт). Этот фундамент был пробурен на глубину 12 м и, судя по скорости бурения, представляет собой переслаивание маломощных (1—2 м) потоков базальтов с осадочными прослоями. Скорость сейсмических волн в базальте от 2,8 км/с (измененные разности) до 5,1 км/с. Возраст фундамента неизвестен, но по сопоставлению со скв. 196 он, вероятно, относится к юре [Initial Reports..., 1973b].

Чехол. Мощность чехла в пределах плиты значительно варьирует, но в среднем она около 175 м (см. рис. 21). По данным скважин 52, 194, 195, 196 и 197 [Initial Reports..., 1971a, 1973b] он подразделяется на две основные толщи (снизу—вверх).

1. Толща переслаивающихся кремнистых пород, алевролитов, радиоляриевых аргиллитов с мелом, кремнистыми известняками, известняками и порцелланитами. Мощность толщи около 200—250 м. В районе скв. 196 мощность чехла может достигать 750 м. Кровля этой толщи совпадает с кровлей опакового (акустически непрозрачного) слоя. В основании толщи, иногда прослеживается нижний акустически прозрачный слой, сложенный, по-видимому, мелом и известняками. Стратиграфический диапазон этой толщи по фаунистическим остаткам от баррема (нижний мел) по кимеридж (верхняя юра) включительно, но нижняя, недобуренная часть разреза может быть значительно древнее. Скорость сейсмических волн в этой толще 3,0—5,0 км/с, а скорость осадконакопления около 6—8 м/млн. лет.

2. Толща коричневых илов и глин с пепловыми прослоями. Нижняя часть толщи сложена цеолитовыми коричневыми глинами. Эта толща слагает верхний акустически прозрачный слой. Мощность толщи около 60—120 м, причем на весь кайнозой приходится, по-видимому, от 30 до 60 м. Стратиграфический диапазон толщи: верхний мел—квартер, при этом границе верхнего мела и кайнозой приблизительно соответствует кровля нижней, цеолитовой части разреза. Скорость сейсмических волн в толще от 1,5—1,7 км/с и, по-видимому, около 2 км/с в ее нижней части. Скорость осадконакопления 0,5—1,5 м/млн. лет, что свидетельствует о довольно конденсированном разрезе для верхнего мела и кайнозой.

Имеющиеся данные позволяют заключить, что океанический фундамент плиты Гейш сформировался, главным образом, в допозднеюрское время. С поздней юры в пределах плиты идет биогенное карбонат- и кремненакопление выше УКК. Во второй половине раннего мела карбонатное осадконакопление прекращается, и с этого времени идет конденсированное накопление радиоляриевых коричневых глин с прослоями вулканического пепла. Эта смена режима осадконакопления обусловлена или повышением УКК в конце раннемелового времени, или же погружением плиты на 0,5—1 км.

Плита Картографов

Плита на северо-западе ограничивается поднятием Шатского, на востоке — Императорским и Гавайским поднятиями, на юге — поднятием Мид-Пасифик, а на юго-западе — поднятием Огасавара—Гилберта (см. рис. 20). Структура верхней части земной коры этой обширной плиты изучена по ряду профилей и, кроме того, в ее пределах пробурены скв. 45, 46, 307 и 311 (см. рис. 4).

Фундамент. Под осадочным чехлом фундамент плиты был достигнут лишь скв. 307, которая вошла в него на глубину 9,5 м [Initial Reports..., 1975b]. Судя по этой скважине, фундамент плиты сложен измененными базальтами (для пробуренной части разреза устанавливается шесть потоков) и разделяющими их прослоями измененных гялокластитов. По химическому составу базальты относятся к океаническим толеитам. Поскольку базальты залегают под осадочным чехлом, базальтовая толща которого датируется берриасом, они, вероятно, имеют позднеюрский возраст. Скорость сейсмических волн от 4,8 до 3,0 км/с в верхней, наиболее измененной части разреза. Гялокластиты характеризуются скоростью в 4 км/с.

Чехол. Плита перекрыта осадочным чехлом, мощность которого варьирует от 250—300 м в ее северной части до 600—700 м на юге, вблизи поднятия Мид-Пасифик (см. рис. 21). Структура чехла может быть охарактеризована по данным НСП и глубоководного бурения (см. рис. 4), на основе которых чехол подразделяется на две основные толщи (снизу—вверх):

1. Толща переслаивающихся кремней, порцелланитов, цеолитовых глин и мела. Эта толща подразделяется на нижнюю и верхнюю части. Нижняя часть толщи состоит главным образом из переслаивания кремнистых пород, нанномела и известковистых порцелланитов, суммарной мощностью около 100 м. Верхняя часть сложена в основном переслаиванием кремней, порцелланитов и цеолитовых пелагических глин, суммарной мощностью 100—150 м. Кровля толщи (1) совпадает с кровлей опакового (акустически непрозрачного) слоя, выделяемого по данным НСП. Нижняя часть толщи обуславливает сейсмический имидж нижнего акустически прозрачного слоя. Стратиграфический диапазон толщи: берриас (нижний мел) — сеноман (верхний мел) [Initial Reports..., 1975b]. Скорость осадконакопления в толще 5—12 м/млн. лет (сверху—вниз).

2. Толща коричневых цеолитовых глин с марганцевыми микроконкрециями и с остатками радиолярий и рыб. Мощность толщи в пределах 40—50 м. Стратиграфический диапазон: верхний мел (вероятно, сенон) — кайнозой. Скорость осадконакопления в толще 0,4—0,5 м/млн. лет.

Средняя скорость сейсмических волн для толщи (1) — 2,3 км/с, а для толщи (2) — 1,6 км/с [Initial Reports..., 1975b].

Конденсированный разрез толщи (2) свидетельствует о стабильных пелагических условиях осадкообразования с позднего мела по настоящее время. Карбонатное осадконакопление в начале позднего мела и в раннем мелу происходило, очевидно, выше УКК, и, таким образом, к позднему мелу произошло или опускание дна примерно на 1 км, или же повышение УКК на эту же величину.

Поднятие Огасавара—Гилберта

Это поднятие как единый структурный элемент протягивается на расстояние более 5500 км, начиная от горста Огасавара на северо-западе до горста Уэйк на юго-востоке, и далее на юго-восток через поднятие Маршалла к поднятию Гилберта (см. рис. 6 и 20). Структурная связь поднятия Огасавара—Гилберта с поднятием Мид-Пасифик остается недостаточно ясной, но, судя по батиметрическим данным, не исключено, что они структурно разобщены.

Осевая часть поднятия трассируется по горстовым блокам, отражающимся в рельефе дна, нередко с гайотами (среди них Маркус, Ламонт, Майами, Уилд, Уэйк и гайоты группы Маршалловых островов), вершины которых обычно увенчаны карбонатными шапками, а на склонах выступает вулканогенный комплекс, входящий в состав фундамента поднятия Огасавара—Гилберта.

Фундамент. Породы фундамента были драгированы на склонах гайотов и атоллов Сунсетсу, Скриппс, Майами, Уилд, Ламонт, Маркус, Уэйк, Сильвания и Бикини, а также достигнуты бурением на атолле Эниветок (см. рис. 4). Вулканогенный комплекс фун-

Таблица 3

Возраст фундамента поднятия Огасавара-Гилберта

Название, местоположение	Состав	Предполагаемый возраст по палеонтологическим данным	Калий-аргоновый возраст, млн. лет	Источник
Гора Сунсетсу	Основные вулканиты	Ранний мел	—	[Preliminary..., 1973]
Гора Скриппс 23° 42' 2" с.ш. 159° 27' 1" в.д.	Лимбургиты	Ранний мел — поздняя юра (?)	84,6	[Initial Reports..., 1973b; Ozima et al., 1977]
Гора Майами 21° 42' 8" с.ш. 161° 52' 6" в.д.	"	Эоцен		[Initial Reports..., 1973b]
г. Уилд 21° 09' 0" с.ш. 163° 22' 0" в.д.	Пикритовые ламбургиты, муджиэриты, трахиандезиты	Палеоцен— поздний мел	90,0 (трахиандезит)	[Initial Reports..., 1973b; Ozima et al., 1977]
Гора Ламонт 21° 29' 0" с.ш. 159° 32' 3" в.д.	Оливиновый тералит	То же	90,5	[Ozima et al., 1977]
Поднятие Уэйк	Щелочной оливиновый базальт		42 ± 4	[Матвеенков, Марова, 1975]
Гора Сильва- ния	Оливиновые базальты	Палеоцен (?) — поздний мел (?)	—	[Dietz, 1954]
Атолл Бикини	"	То же	—	"
Атолл Энне- ток (бурение)	"	Палеоцен— поздний мел (?)	—	[Ladd et al., 1953]

дамента включает лимбургиты (горстовые выступы Скриппс, Майами, Уилд, Маркус и Уэйк), муджиэриты, трахибазальты и трахиандезиты (горстовые выступы Уилд, Маркус и Уэйк), щелочные оливиновые базальты, оливиновые базальты (горстовые выступы Маркус, Уэйк, Сильвания, Бикини и Эннееток), оливиновые тералиты (горст Ламонт), а также туфы и туфобрекчи основных и средних вулканитов (горстовые выступы Сунсетсу, Маркус и Уэйк [Dietz, 1954; Initial Reports..., 1973b; Матвеенков, Марова, 1975; Сафонов, 1978; Туезов и др., 1979]). Возраст пород фундамента на основании их залегания под палеонтологически охарактеризованными известняковыми рифогенными шапками, а также по радиометрическим данным суммирован в табл. 3.

В фундаменте поднятия выделяются три комплекса вулканитов, различающиеся по составу и времени формирования [Матвеенков, Марова 1975; Рудник, Матвеенков, 1978]: 1) толеитовые базальты, в основном раннемелового и домелового возраста; 2) щелочные базальтоиды (трахибазальты, трахиандезиты, муджиэриты), главным образом позднемелового возраста; 3) сильнощелочные базальтоиды (лимбургиты, щелочные оливиновые базальты и амфиболовые базальты) большей частью мелового и палеогенового возраста.

Чехол. Мощность чехла в осевой части поднятия варьирует от 250 м на западе до 1000 м в его центральной части (блок Маркус-Уэйк) и даже до 1500 м в юго-восточной части (блок Маршалла; см. рис. 21 [Ladd et al., 1953; Ladd, 1973]). Судя по результатам драгирования, НСП и бурения (см. рис. 4), вершины атоллов и гайотов покрыты известняковыми рифогенными шапками мощностью до 1000 м и более (1400 м на атолле Эннееток; [Ladd et al., 1953]). Известняки пористые, слабоконсолидированные, доломитизированные, иногда глинистые, с остатками мелководной фауны. Стратиграфический диапазон рифогенных шапок: верхний мел—плиоцен включительно, но в основном формирование рифогенных известняков началось в палеоцене—эоцене и продолжается в блоке Маршалла в плейстоцене—голоцене.

Осевая часть поднятия, так же как и на прилегающих плитах Гейш, Картографов и Магеллана, перекрыта чехлом, сложенным в нижней части, по-видимому, толщей кремней, порцелланитов, мергелей и известняков (толща 1), а в верхней — толщей коричне-

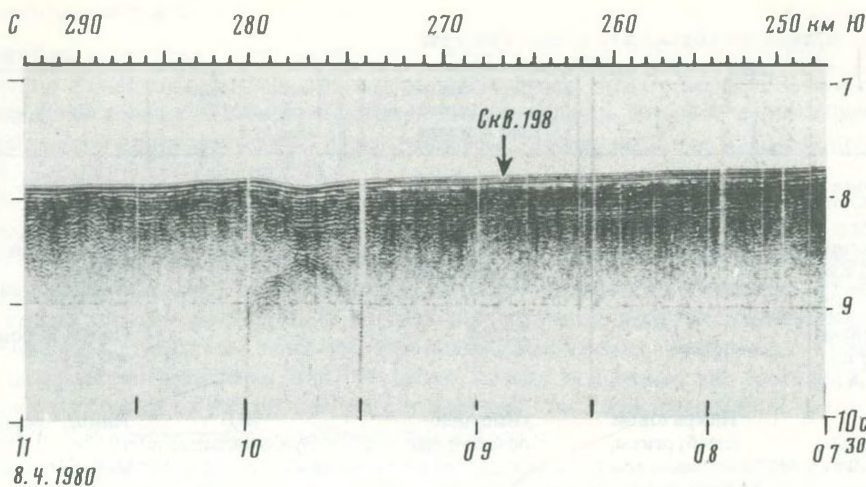


Рис. 26. Разрез НСП VI (НИС "Перас", рейс 18, 1980 г.) в районе скв. 198 [Initial Reports..., 1973b] (местоположение см. на рис. 22)

вых цеолитовых глин (толща 2). Стратиграфический диапазон чехла, судя по данным скв. 198 (см. рис. 4 [Initial Reports..., 1973b]): верхняя юра—квартер. Характер сейсмического разреза (рис. 26) показывает, что основная часть чехла сложена толщиной 1. Если скорости сейсмических волн принять для нижней части чехла в пределах 2,6–3,0 км/с, то суммарная мощность чехла в отдельных межгорных прогибах может достигать 1300–1800 м [Тузев и др., 1979; Houtz, Ludwig, 1979].

Поскольку чехол нередко выклинивается у подножия выступов фундамента на глубинах около 4700–5000 м и если полагать, что основная часть его (толща 1) сложена кремнями, мергелями и известняками, а с позднего мела происходит лишь накопление коричневых пелагических глин (толща 2), то можно допустить, что с позднемелового времени, несмотря на продолжающийся вулканизм, произошло опускание поднятия примерно на 1 км.

Поднятие Мид-Пасифик

В пределах рассматриваемого в работе региона располагается только крайняя, западная часть этого крупного поднятия, протягивающегося на восток до Гавайского архипелага (см. рис. 20).

Фундамент. По данным драгирования (см. рис. 4), фундамент сложен комплексом оливиновых, дифференцированных щелочных и щелочных роговообманковых базальтов [Рудник, Матвеев, 1978]. Возраст пород для западного окончания поднятия неизвестен, но если иметь в виду результаты драгирования на гайотах Менард, Жаклин, Шепард и Ренард [Initial Reports..., 1973b], располагающихся восточнее, вдоль осевой части поднятия Мид-Пасифик, где нижняя часть известняковой шапки была охарактеризована альб-сеноманской фауной (гайот Менард), то можно допустить, что возраст фундамента на западном фланге этого поднятия раннемеловой и более древний.

Чехол. Гайоты западной части поднятия Мид-Пасифик покрыты карбонатными шапками, которые, по данным драгирования, сложены рифогенными, фосфатизированными известняками и калькаренидами с марганцевыми корками. Мощность рифогенного комплекса, по данным НСП [Initial Reports..., 1973b] и скв. 463 [Initial Core..., 1980], располагающейся восточнее описываемого района, превышает 0,8 км. Рифогенный комплекс перекрыт маломощной (мощностью, по-видимому, до 100 м) толщей глубоководных фораминиферовых нанноилов.

Стратиграфический диапазон рифогенного комплекса: баррем—эоцен. Вероятно, в позднем мелу и эоцене рифогенный мелководный комплекс начинает сменяться глубоководным комплексом карбонатных илов, что означает начало погружения этого поднятия, осевая часть которого в настоящее время располагается на глубинах около 2000–3000 м (см. рис. 6).

Плита Магеллана

Поднятия Огасавара-Гилберта, Магеллана и Идзу-Марианское ограничивают эту плиту, простирающуюся в северо-западном направлении (см. рис. 20). Структура плиты изучена по сравнительно редкой сети профилей (см. рис. 4).

Фундамент. Состав фундамента неизвестен, но, по-видимому, аналогичен составу фундамента плит Гейш и Картографов, где он сложен толеитовыми базальтами. Многочисленные конусообразные горы, возвышающиеся над поверхностью дна на 1–2 км, вероятно, сложены основными вулканитами.

Чехол. Мощность чехла в пределах плиты изменяется от 0,2 км на северо-западе до 2 км на юго-востоке (см. рис. 21). Если полагать, что разрез по скв. 199 [Initial Reports..., 1973b], располагающейся в пределах поднятия Магеллана (в районе распространения мощного чехла) по юго-западному ограничению плиты, можно распространить, по крайней мере, на юго-восточную часть плиты, то чехол, вероятно, представляют (снизу–вверх):

1. Толща переслаивающихся кремней, известняков, мела и прослоев туффов, мощностью от 200 м и более. Стратиграфический диапазон этой толщи: палеоцен–мел.

2. Толща переслаивающихся цеолитовых глин, алевролитов и известковистых илов, мощностью 300 м. Стратиграфический диапазон: олигоцен–квартер. Скорость сейсмических волн 1,7–2,0 км/с.

Поднятие Магеллана

Это поднятие простирается в северо-западном направлении и разделяет плиты Магеллана и Восточно-Марианскую. На северо-западе седловидной перемычкой поднятие разделяет желоба Волкано и Марианский, а на юго-востоке, вероятно, структурно связано с горстовым поднятием Эниветок, входящим в систему поднятия Огасавара-Гилберта (см. рис. 20).

Фундамент. Редкая сеть секущих профилей НСП (см. рис. 4) дает основание заключить, что фундамент выступает главным образом на склонах горстовых выступов в осевой части поднятия. Он, вероятно, сложен основными вулканитами (базальтами), аналогично фундаменту горстового выступа Эниветок [Ladd et al., 1953], с которым поднятие структурно связано. Если иметь в виду, что по скв. 200 и 202 [Initial Reports..., 1973b] в юго-восточной части поднятия наиболее глубокие горизонты карбонатного комплекса (вскрытого лишь на глубину 153,5 м, при полной мощности около 525 м) датируются ранним эоценом, то можно заключить, что вулканогенный комплекс фундамента поднятия Магеллана имеет позднемиоценовый возраст.

Чехол. Осевая часть поднятия перекрыта карбонатным комплексом, состоящим (по данным скв. 200 и 202 [Initial Reports..., 1973b]) из верхнего акустически прозрачного слоя, сложенного фораминиферовыми илами и песками (со скоростью сейсмических волн около 1,65 км/с), и подстилающего опакового слоя, состоящего из плотных, рифогенных оолитовых известняков со скоростью сейсмических волн 3,85 км/с. Мощность верхней толщи около 150 м. Мощность рифогенного комплекса, по сейсмическим данным, на юге поднятия более 0,5 км. Стратиграфический диапазон для верхней толщи пелагических карбонатных илов: эоцен–квартер, а рифогенная толща, вероятно, относится к палеоцену и верхнему мелу.

Чехол подножия выступов акустического фундамента может быть охарактеризован по разрезу скв. 199, пробуренной на глубину 565,5 м, но не достигшей фундамента, который находится глубже забоя более чем на 200 м [Initial Reports..., 1973b]. Этот чехол представляют (снизу–вверх):

1. Толща переслаивающихся кремней, мела, известняков и туфов мощностью более 220 м со скоростью сейсмических волн от 2 до 5 км/с. Скорость осадконакопления в этой толще около 10 м/млн. лет. Стратиграфический диапазон: палеоцен–кампан и древнее.

2. Толща переслаивающихся цеолитовых глин, нанйо- и радиоляриевых илов, глин, алевролитовых глин и туфов, рассматриваемая в целом как турбидитная часть разреза из-за смешанного комплекса фаунистических остатков и градиционной слоистости. Мощность толщи около 280 м. Скорость сейсмических волн в ней около 1,7 км/с. Скорость осадконакопления около 5 м/млн. лет. Стратиграфический диапазон толщи: миоцен–квартер. Эоцен-олигоценные отложения, вероятно, представлены конденсированной частью разреза и поэтому были пропущены при опробовании.

Плита Восточно-Марианская

Ограничениями этой плиты служат поднятия Магеллана и Каролинское (на северо-востоке и юго-западе соответственно). На северо-западе границей плиты является Марианский глубоководный желоб. В состав плиты входит краевой вал Марианский, структурно связанный с Каролинским поднятием (см. рис. 20).

Фундамент. В пределах плиты фундамент перекрыт чехлом и выступает на дно в виде отдельных конических гор, вероятно, представляющих вулканические постройки, а также обнажается на значительных площадях в пределах Марианского краевого вала. Состав и возраст фундамента неизвестен, но, по-видимому, он представлен основными вулканитами, по крайней мере, допозднемелового возраста, поскольку в скв. 199 и 452 (см. рис. 4 [Initial Reports..., 1973b; Initial Core..., 1979] вскрыты кампанские отложения (аргиллиты и кремни).

Чехол. Судя по скв. 59, 61, 199 и 452 [Initial Reports..., 1971a, b, 1973b; Initial Core..., 1979], чехол подразделяется на две толщи (снизу—вверх):

1. Толща переслаивающихся кремней, мела, известняков, порцелланитов и мергелей с прослоями туфов. Скорость сейсмических волн в ней 2–5 км/с. Скорость осадконакопления 5–10 м/млн. лет. Стратиграфический диапазон толщи: палеоцен—верхний мел и древнее.

2. Толща цеолитовых и радиоляриевых пелагических илов, глин и алевроитов, иногда с градационной слоистостью, смешанной фауной и прослоями туфов (скв. 199), что указывает на турбидитный характер седиментации на востоке плиты, вблизи поднятия Магеллана. Скорость сейсмических волн 1,5–1,7 км/с. Скорость осадконакопления около 5 м/млн. лет. Стратиграфический диапазон толщи: эоцен—квартер.

Вал Марианский

Марианский вал прослеживается в виде системы выступов фундамента с внешней (океанской) стороны Марианского глубоководного желоба (см. рис. 20). Выступы фундамента представлены горами высотой до 2,0–2,5 км (см. рис. 6).

Фундамент. Судя по данным драгирования [Геология..., 1980] и бурения (скв. 61 [Initial Reports..., 1971b]), фундамент вала представлен комплексом основных вулканитов (базальтов и диабазов). Калий-аргоновый возраст базальтов, драгированных на океаническом склоне Марианского желоба, 102 ± 5 млн. лет (поздний мел, щелочной базальт) и 49,5 млн. лет (эоцен, базальт [Геология..., 1980]). Базальт, достигнутый скв. 61 (на глубине около 90 м), перекрывается верхнемеловыми аргиллитами, туфами и кремнями.

Чехол. В пределах вала, судя по данным НСП (см. рис. 4), чехол залегает во впадинах и на склонах выступов фундамента, а на склоне вала, обращенном к Марианскому глубоководному желобу, он практически отсутствует. Мощность чехла в осевой части поднятия, судя по скв. 61 [Initial Reports..., 1971b], около 100–150 м и увеличивается к востоку в сторону плиты до 250 м и более (см. рис. 21).

Нижняя часть чехла сложена верхнемеловыми аргиллитами, кремнями и туфами, а верхняя — пелагическими цеолитами и радиоляриевыми илами и глинами. Мощность верхней толщи около 70 м, скорость осадконакопления в ней около 3 м/млн. лет. Верхняя толща охватывает стратиграфический диапазон: миоцен—квартер, а между верхнемеловой и миоценовой толщами предполагается значительный hiatus [Initial Reports..., 1971b].

Скорость сейсмических волн в чехле от 1,6–1,7 км/с для кайнозойской части разреза и до 3 км/с в верхнемеловой толще. Средняя скорость осадконакопления для всего чехла в осевой части вала около 1 м/млн. лет [Initial Reports..., 1971b].

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Для северо-западной части Тихого океана в целом характерен океанический тип строения земной коры. Ее глубинная структура в общих чертах довольно однородна по латерали и укладывается в обобщенную сейсмическую модель, предложенную И.П. Косминской и Н.К. Капустян [1975]. Согласно этой модели, океаническая кора состоит из четырех слоев с пластовыми скоростями сейсмических волн в них (сверху—вниз) 2,15; 5,15; 6,8 и 7,55 км/с, а средние мощности слоев равны соответственно

0,9; 1,2; 1,8 и 2,4 км. Кора подстилается мантией, которая имеет граничную скорость в среднем 8,15 км/с. Было показано [Зверев, Капустян, 1980], что вариации параметров земной коры Тихого океана укладываются в рамки обобщенной модели. П. Спудич и Дж. Оркатт [Spudich, Orcutt, 1980] предложили модель океанической коры, в которой второй слой является высокоградиентной толщей. Градиент скорости с глубиной $1-2 \text{ с}^{-1}$. Тонкая структура второго слоя значительно варьирует по латерали. Третий слой более однороден по вертикали (градиент скорости $0-0,2 \text{ с}^{-1}$) и в его пределах иногда встречаются зоны пониженных скоростей волн Р и S. Они считают, что выявленный в ряде районов высокоскоростной (около 7,5 км/с) слой в основании океанической коры, не имеет широкого распространения. Зона перехода от коры к мантии (раздел М) имеет мощность от 0 до 2 км.

Малодетальные исследования ГЗС [Строение..., 1964] позволили на океанических частях профилей в северо-западной части Тихого океана выделить в составе земной коры только два слоя — осадочный с $V \approx 2,0$ км/с и второй слой — с $V \approx 6,4-6,6$ км/с. Мощность коры оценивалась в 11 км.

Данные о глубинной структуре ниже земной коры для северо-западной части Тихого океана были получены японскими исследователями [Asada, Shimamura, 1976, 1979] (см. рис. 4), показавшими, что в западной части плиты Гейш, на профиле длиной около 1500 км, ориентированном в субмеридиональном направлении, ниже коры располагается градиентная среда с плавным увеличением скорости, последняя на глубине около 50 км (от поверхности дна) скачком увеличивается до 8,6 км/с, образуя слой повышенной скорости мощностью около 20 км.

На Северо-Западной плите, в 600 км юго-восточнее о-ва Уруп выделена [Зверев, 1977] высокоскоростная (8,8–9,0 км/с) граница, на глубине около 20 км (от поверхности дна), возможно, являющаяся кровлей высокоскоростной толщи.

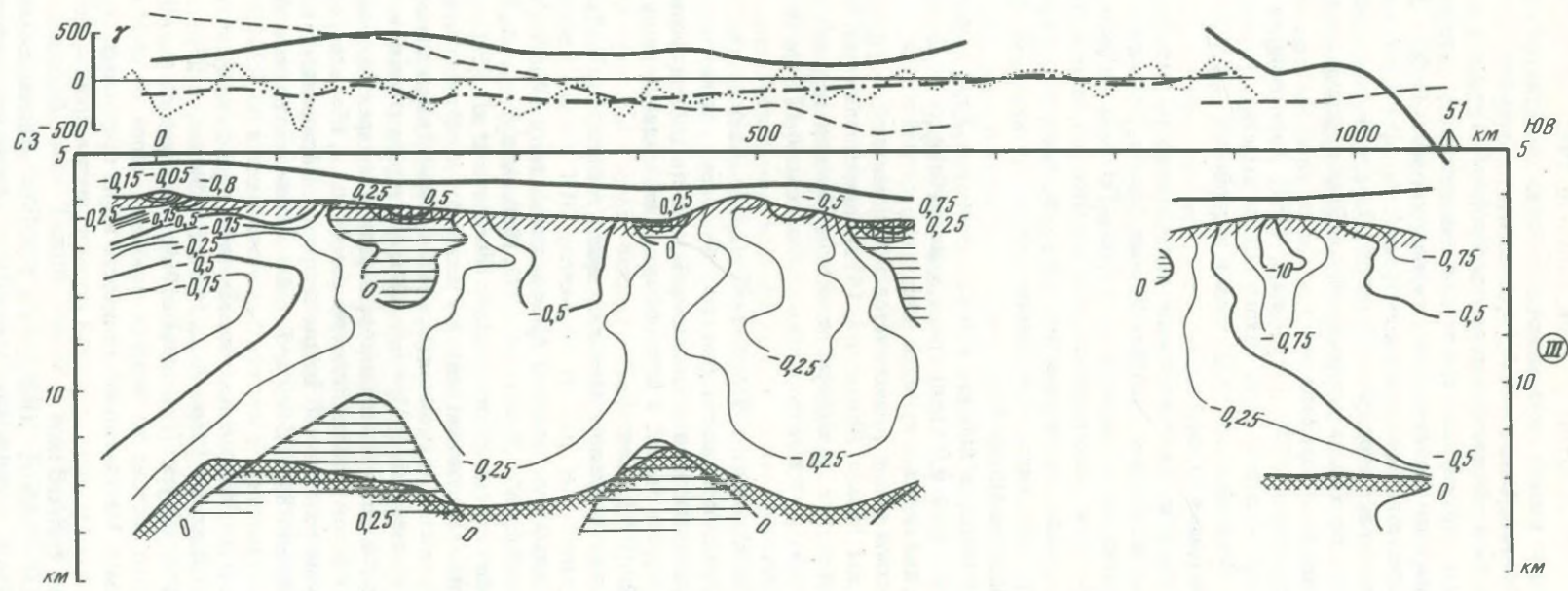
Ниже высокоскоростной толщи располагается зона пониженной скорости (8,4 км/с) мощностью около 30 км [Asada, Shimamura, 1976], представляющая, очевидно, астеносферный слой, отделяющий литосферу от остальной части верхней мантии. Ниже астеносферы скорость плавно возрастает и на глубине около 125 км (от поверхности дна) снова достигает 8,6 км/с.

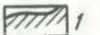








Зондированием в эксперименте "Лонгшот-3" [Asada, Shimamura, 1979] в западной части Восточно-Марианской плиты (см. рис. 4) также установлено наличие как высокоскоростной толщи, так и зоны пониженной скорости (астеносферы), только высокоскоростная толща здесь менее, а астеносфера более мощная, по сравнению с таковыми для плиты Гейш [Nagumo et al., 1981].

В последние годы в исследуемом районе проведен значительный объем детальных сейсмических исследований (см. рис. 4) по методу ОГТ с одновременной регистрацией информации через сонобуи методом преломленных волн [Windisch et al., 1978; Buhl et al., 1978; Talwani et al., 1978; Houtz et al., 1978, 1980; Matsuzawa et al., 1980], а также с использованием донных сейсмических станций [Furukawa et al., 1980; Gettrust et al., 1980]. В результате этих исследований наиболее четкие отражения получены от двух границ в земной коре — от кровли второго слоя ($V_r \approx 4,5-5,0$ км/с) и подошвы земной коры. Отражений от кровли третьего слоя ($V_r = 6,6-6,8$ км/с) в ряде случаев не получено. Таким образом, упомянутые две границы в коре — резкие, а характер записи отражений от них свидетельствует о том, что они сложно расслоены и, очевидно, отвечают определенным геологическим разделам. В целом скорости сейсмических волн в мантии под океаническими плитами 8,0–8,3 км/с. В районе внешней гравитационной ступени и краевого вала по направлению к желобу они уменьшаются до 7,2–7,6 км/с [Houtz et al., 1978, 1980]. Заметного уменьшения мантийных скоростей под Курило-Камчатским желобом не наблюдается [Строение..., 1964; Глубинное..., 1978].

Судя по глубинной структуре [Den et al., 1969; Gettrust et al., 1980], земная кора поднятия Шатского состоит из четырех основных слоев со скоростями около 2,3; 5,0; 6,7 и 7,2 км/с. Максимальная мощность коры превышает 26 км в осевой части поднятия. Увеличение мощности земной коры поднятия происходит за счет утолщения главным образом третьего слоя.

Данные, приведенные в работе [Houtz, et al., 1980] и представленные в виде сейсмических разрезов вдоль региональных маршрутов, были нами дополнены изолиниями скоростей в пределах земной коры, которые находились путем интерполяции между соседними значениями скоростей на фиксированных глубинах. Сами авторы работы ограничились построением преломляющих границ, связанных с поверхностью



-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8
-  9

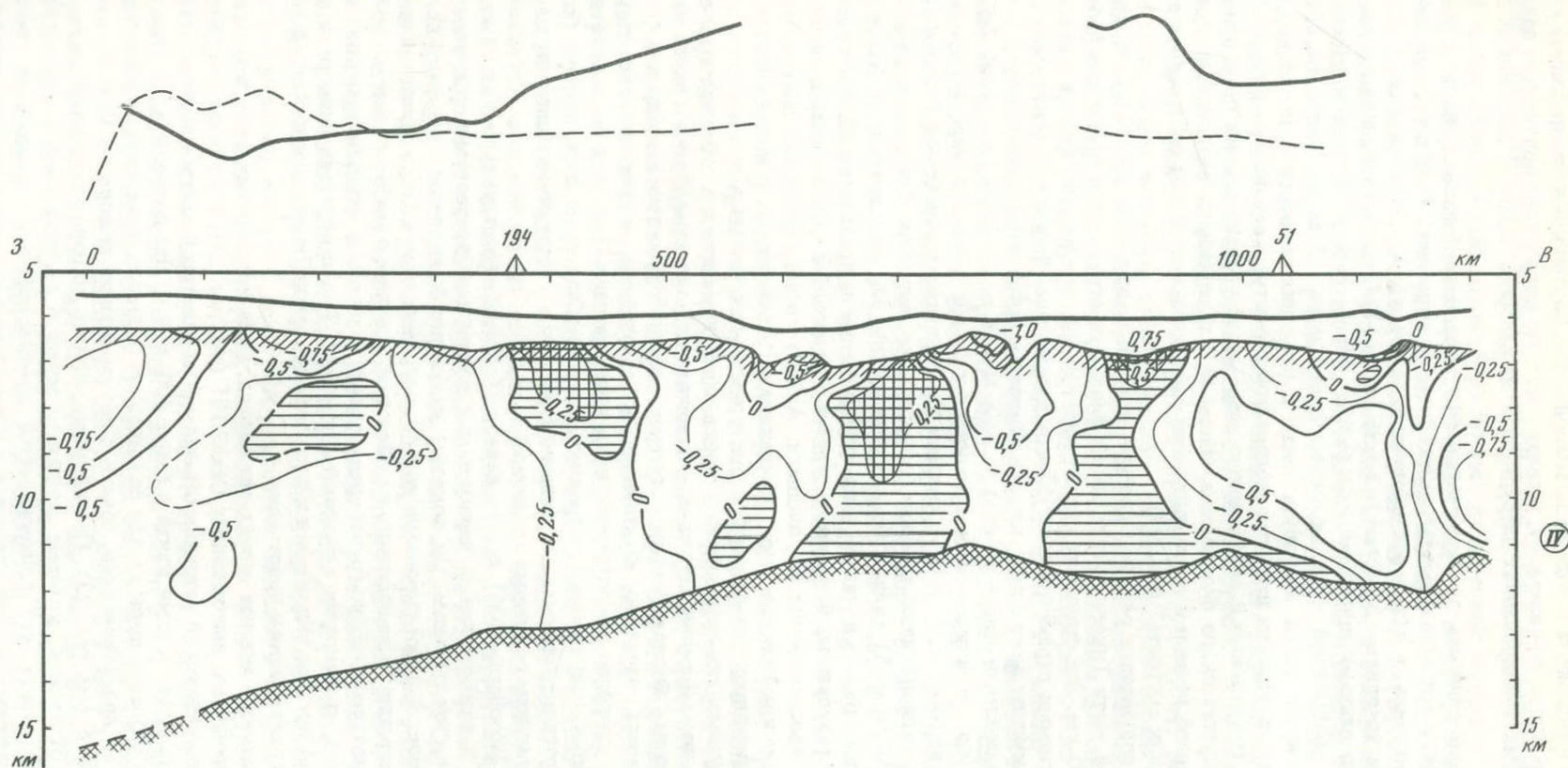


Рис. 27. Обобщенные разрезы земной коры по профилям III и IV (местоположение см. на рис. 22)

Кровля: 1 — акустического фундамента, 2 — верхней мантии; 3 — изолинии разности скоростей; 4 — кривые аномалий поля силы тяжести (сплошная линия — в редукции Буге, пунктирная — в редукции Фая); 5 — аномалия магнитного поля T_8 ; 6 — кривая, осредняющая наблюдаемое магнитное поле; области положительных разностей скоростей, км/с: 7 — 0–0,25, 8 — 0,25 и выше; 9 — местоположение скв. 194 и 51 (см. рис. 4 и 22)

акустического фундамента и подошвы земной коры. Внутри консолидированной коры границы не строились, по-видимому, в связи с тем, что корреляция полученных данных даже на соседних зондированиях затруднена из-за разброса значений полученных скоростей.

Учитывая однородность экспериментального материала (равномерность наблюдений по профилю и точность определения скоростей), оправдано представить имеющиеся данные в изолиниях пластовых скоростей, которые, очевидно, связаны с термодинамическими условиями и составом земной коры. Разрезы в изолиниях скоростей, построенные по данным, приведенным в работе [Houtz, et al., 1980], затем были сопоставлены с обобщенной моделью океанической коры [Зверева, Капустян, 1980], которая была задана вдоль маршрута также в изолиниях скоростей, поскольку обе модели исходят из посылки неоднородностной структуры океанической коры. При сопоставлении полученного и обобщенного разрезов за уровень отсчета была принята поверхность акустического фундамента. Затем из наблюдаемого разреза был вычтен разрез обобщенной модели и результирующие сейсмические разрезы построены в виде изолиний разности скоростей (рис. 27).

Из анализа полученных разрезов следует, что: 1) земная кора океанической плиты северо-западной части Тихого океана имеет блоковую структуру с размерами блоков около 150–300 км. Эта структура представляет собой чередование блоков с высокими и низкоскоростными параметрами; 2) высокоскоростные блоки соответствуют участкам выходов акустического фундамента со скоростью сейсмических волн более 5,5 км/с и связаны с положительным рельефом раздела М; 3) по характеру изолиний можно предполагать, что существует связь высокими скоростями в земной коре с высокими скоростями в верхней мантии ниже раздела М; 4) высокоскоростным блокам отвечают аномалии регионального гравитационного поля редукции Буге, которые могут достигать 30–50 мгл; 5) связь региональных магнитных аномалий поля ΔT_a с высокоскоростными блоками слабее, величины аномалий не превышают 50–200 гамм.

Полученные результаты, безусловно, требуют дальнейшей детализации в плане их регионального прослеживания по площади. Анализ гравиметрических данных показывает, что не исключено линейное прослеживание этих блоков и возможно, что их простираение будет определяться морфоструктурными элементами региона.

Имея в виду высокие скорости акустического фундамента и его базальтовый состав, судя по данным бурения, можно предположить, что основная часть вещества коры в высокоскоростных блоках связана с интрузивной деятельностью и внедрения более плотного субстрата, очевидно, мантийного происхождения, о чем свидетельствуют более высокие скорости сейсмических волн ниже раздела М в этих блоках. Низкоскоростные блоки представляют, вероятно, кору, разбавленную относительно более "кислым" по составу материалом (плагιοгранитами) и серпентинизацией перидотитов и отчасти влиянием осадочных включений.

Д. Вуллард [Woollard, 1975] сделал первое обобщение по структуре земной коры Тихого океана и взаимосвязи ее параметров с возможным возрастом коры, верхней мантией и тепловым потоком. Он показал, что раздел М является, вероятнее всего, химической границей, а формирование коры и верхней мантии в Тихом океане, очевидно, связано с сегрегацией вещества по плотности, дальнейшее преобразование их, по-видимому, обусловлено габбро-гранат-гранулит-эклогитовой и оливин-серпентиновой трансформациями, связанными с тепловым потоком. Так, в областях низкого теплового потока идет процесс уплотнения и погружения блоков "кора-мантия" вследствие прогрессивного охлаждения и уплотнения.

С целью детального анализа структуры блоков, здесь интерпретируются результаты НСП на двух профилях, выполненных СахКНИИ (см. рис. 23). В качестве излучателя использован пневматический источник объемом 30 л и частотой излучения около 10 Гц, а прием осуществлялся на один канал с базой 400–600 м. Это позволило, как мы полагаем, изучить строение коры на всю ее мощность. Уровень, ниже которого отражающие площадки не прослеживаются, совпал с преломляющей границей с $V_r = 8,1$ км/с, т. е. с разделом М (см. рис. 23). По-видимому, вплоть до подошвы земной коры регистрируются отражения, которые свидетельствуют о вертикальной и латеральной неоднородности разреза, что подчеркивается протяженностью отражающих границ, их взаимоотношениями, углами наклонов и количеством на разных участках профиля. Отсутствие резкой отражающей границы на разделе М, по-видимому, связано с маломощным высокоградиентным слоем [Давыдова, 1977].

ЗОНА ПОНИЖЕННОЙ СКОРОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ЮЖНЕЕ ПОДНЯТИЯ ШАТСКОГО

В апреле 1980 г. СахКНИИ на НИС "Пегас" и "Морской геофизик" выполнил исследования МПВ и одноканальное НСП земной коры "переуглубленной" впадины южнее поднятия Шатского (рис. 28, А, Б). Исследования МПВ выполнялись по методике НСП с получением системы встречных и нагоняющих годографов. Максимальная длина годографа — 50 км, что позволило изучить структуру земной коры на всю ее мощность. В качестве источника излучения использовались пневмопушка с объемом камеры в 30 л. Сигналы принимались на дрейфующие сейсмические буи в полосе 8–22 Гц.

По данным НСП (см. рис. 28, В), в осадочном чехле различаются две основные сейсмотолщи: верхняя, акустически относительно прозрачная, и нижняя толща с отчетливо выраженной слоистостью.

Судя по данным скв. 198 и 307 [Initial Reports..., 1973b, 1975b], расположенным с юго-западной и восточной сторон полигона соответственно, верхняя толща чехла сложена коричневыми глинами и илами. Стратиграфический диапазон толщи: верхний мел—квартер, при этом границе верхнего мела и кайнозоя приблизительно соответствует кровля нижней, цеолитовой части разреза. Скорость сейсмических волн в этой толще от 1,5–1,7 км/с и, по-видимому, около 2 км/с в ее нижней части. Нижняя толща состоит из переслаивающихся кремнистых пород, аргиллитов и известняков. Кровля толщи совпадает с кровлей опакового (акустически непрозрачного) слоя. В основании толщи иногда прослеживается нижний акустически прозрачный слой, сложенный, по-видимому, известняками. Стратиграфический диапазон этой толщи от баррема (нижний мел) по киммеридж (верхняя юра) включительно, но нижняя недобуренная часть разреза в скв. 198 может быть значительно древнее. Скорость сейсмических волн в этой толще от 3,0 до 5,0 км/с, а средняя скорость в чехле около 2,2 км/с. Мощности верхней и нижней толщ в пределах 50–100 и 150–250 м соответственно.

Осадочный чехол подстилается фундаментом, представляющим кровлю второго слоя, который на разрезе фиксируется резким ослаблением интенсивности отраженных волн (рис. 28, В) и сложен, судя по скв. 307 [Initial Reports..., 1975b], толеитовыми базальтами. Мощность второго слоя около 1,5 км, а скорость сейсмических волн в нем изменяется от 5 км/с в кровле до 6,4 км/с вблизи его подошвы.

При исследованиях преломленными волнами было получено пять полных систем годографов, сводка которых приведена на рис. 29. На сейсмограммах каждой постановки сейсмобуйев в первых вступлениях можно выделить три волны, имеющих кажущиеся скорости около 5,0; 6,3–6,6 и 8,2 км/с. Первая волна связана с поверхностью фундамента, выделенного по отраженным волнам, последняя приурочена к кровле верхней мантии. В последующих частях сейсмограмм регистрируются волны, кинематические характеристики которых позволяют отнести их к обменным волнам типа PSP. Характерна "зона тени" за волнами со скоростями 6,3–6,6 км/с, поскольку на удалении 23–28 км от источника их сейсмическая энергия резко ослабляется. Наличие "зоны тени" вместе с наблюдаемым относительным смещением ветвей годографов свидетельствует о том, что в исследуемом разрезе земной коры возможно присутствие слоя пониженной скорости [Lewis, Snysdman, 1977; Spudich, Orcutt, 1980]. Поэтому при построении обобщенной скоростной модели коры была принята слоисто-неоднородная модель с инверсией скоростей. Параметры слоя пониженной скорости определялись по формулам, предложенным в работе [Бурмин, 1980] (см. рис. 29).

Скорость в третьем слое увеличивается от кровли до глубины 1 км от 6,4 до 6,6 км/с. Ниже располагается толща мощностью около 5 км со средней скоростью сейсмических волн около 6,3 км/с, которая залегает на верхней мантии с граничной скоростью 8,0–8,4 км/с. Вычисленные значения скоростей в земной коре существенно отличаются в меньшую сторону, по сравнению с данными А. Малахова и соавторов [1977], которые проводили исследования западнее исследованного района (см. рис. 28, А), однако годографы вполне сопоставимы (см. рис. 29). Очевидно, что различия обусловлены малой детальностью выполненных ранее исследований.

Плотная система наблюдений позволила нам построить по преломленным волнам границу, соответствующую кровле третьего слоя и кровле верхней мантии (см. рис. 28, Г). Кровля третьего слоя, залегающая на глубинах 0,7–1,5 км ниже дна, на-

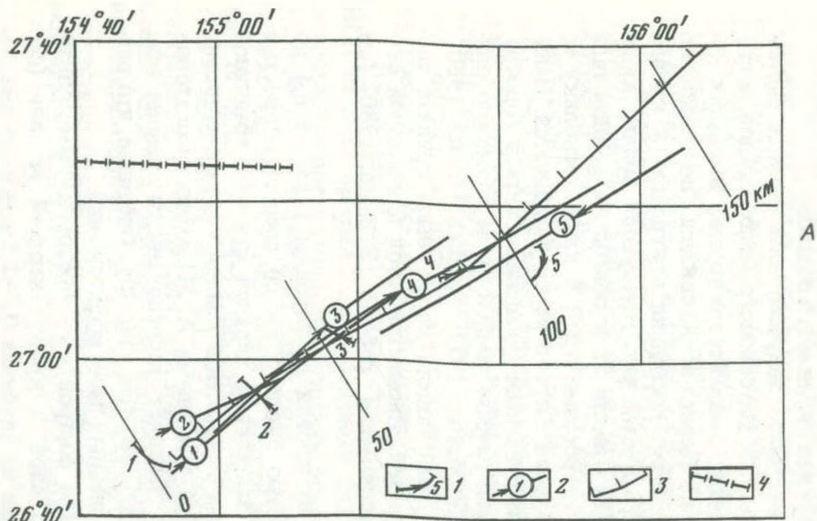


Рис. 28. Район сейсмических исследований (А), профиль поверхности дна (В), временной (В) и сводный (Г) разрезы земной коры

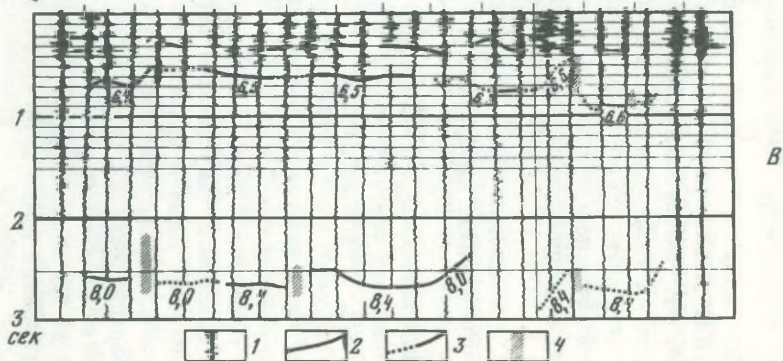
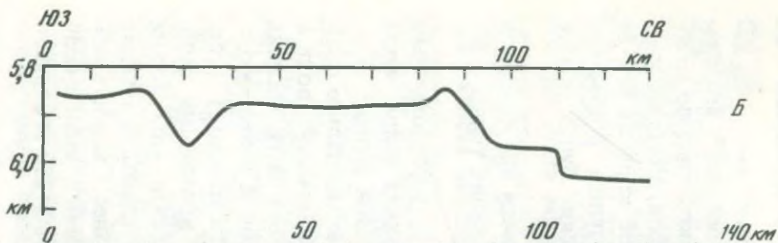
Для А: 1 – местоположение буя, его номер и направление дрейфа, 2 – путь излучающего судна и номер галса, 3–4 – профили (3 – НСП, 4 – ГСЗ [Малахов и др., 1977])

Для В: 1 – временные трассы отраженных волн, 2 – преломляющие границы (снизу подписаны значения граничных скоростей), 3 – поверхность акустического фундамента (кровля слоя 2), 4 – зоны разломов, по данным МПВ

Для Г (профиль 0–150 км): 1 – преломляющие границы (сверху подписаны значения средней скорости, снизу – граничных скоростей), 2 – кровля фундамента (слоя 2), 3 – расчетное положение в разрезе слоя пониженной скорости, 4 – зоны разломов

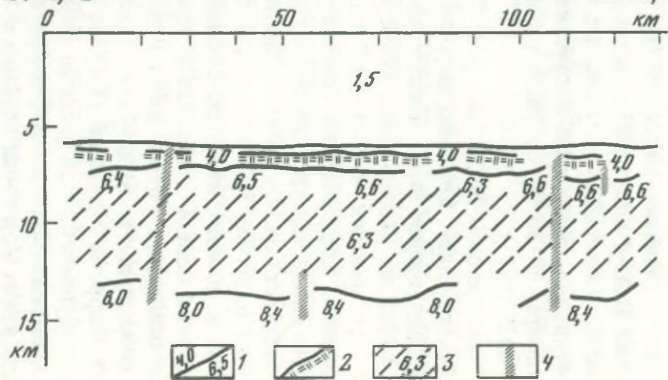
Рис. 29. Система годографов, приведенных к одному пункту излучения (I), сейсмограмма, полученная при постановке буя № 4 (II) и скоростной разрез земной коры (III)

1 – экспериментальные годографы; теоретические годографы: 2 – преломленных волн, 3 – обменных волн, 4 – отраженных от кровли слоя пониженной скорости; 5 – значения времен распространения первых волн, по Малахову и соавторам [1977]; ЗПС – зона пониженной скорости



26°47,8' N
154°49,3' E

27°22,4' N
155°58,1' E



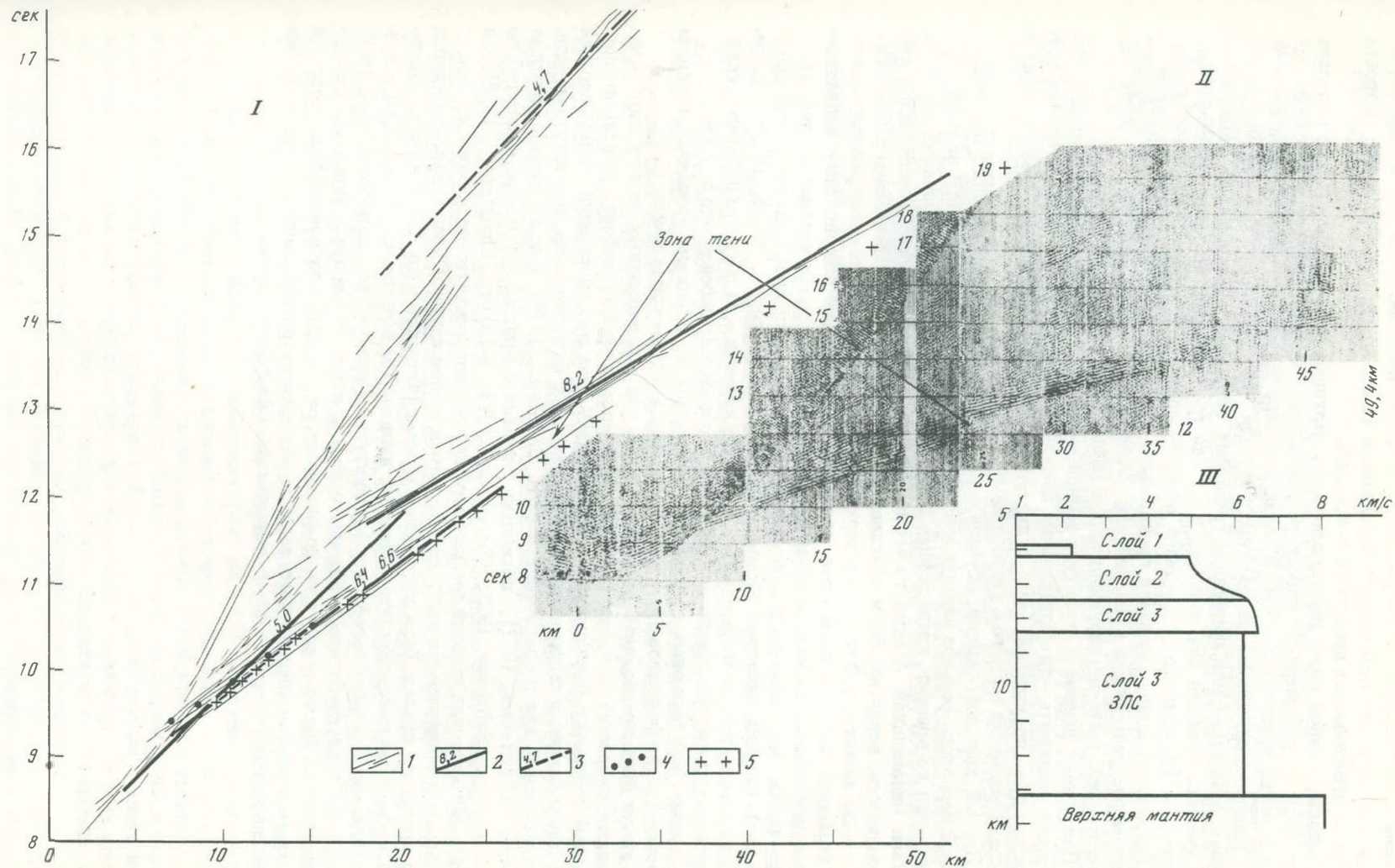


Рис. 29

рушена в юго-западной и северо-восточной частях профиля, тогда как в центральной части профиля она практически параллельна поверхности дна. Граничные скорости вдоль нее изменяются в пределах 6,3—6,6 км/с.

Подошва земной коры значительно более нарушена, и на профиле можно выделить пять блоков, разделенных зонами разломов, по которым амплитуда вертикальных перемещений превышает 1 км. В зонах разломов происходит резкое изменение глубин залегания раздела М, без заметных вариаций граничных скоростей (см. рис. 29, Г), однако повышение или понижение граничных скоростей происходит на одних и тех же участках профиля для подошвы и кровли третьего слоя, что свидетельствует, по-видимому, об изменениях среднего петрографического состава от блока к блоку.

Разломы на концах профиля пронизывают всю кору и выражаются на эзограммах изменением рельефа дна с амплитудой около 50—150 м (см. рис. 28, Б), тогда как в центральной части они нарушают только раздел М и не выражены в рельефе.

Полученные данные о структуре земной коры для "переуглубленного" океана позволяют заключить, что вертикальные движения блоков коры и верхней мантии осуществлялись, по крайней мере, в два этапа: перед формированием земной коры и после образования третьего и второго слоев.

Первый этап деформаций, обусловивший возникновение погребенного под земной корой неровного рельефа верхней мантии (центральная часть профиля), по-видимому, приурочен ко времени, когда земная кора в этом районе не сформировалась или была весьма маломощной. Амплитуда вертикальных перемещений блоков превышала 1 км, а подвижки, вероятно, были обусловлены процессами дифференциации вещества на довольно значительной глубине в верхней мантии, судя по поперечному размеру блоков.

Основная часть третьего слоя, сложенная относительно малоплотным веществом зоны пониженных скоростей, нивелировавшая рельеф кровли верхней мантии, сформировалась, по-видимому, в доюрское время (поскольку кровля второго слоя (фундамент) сложена юрскими образованиями [Initial Reports..., 1973b, 1975b]) и, вероятно, соответствует значительному интервалу времени — от позднего палеозоя, если иметь в виду, что суммарная мощность третьего и второго слоев около 5—7 км.

Второй этап блоковых подвижек земной коры по разломам проявился, главным образом, после формирования второго слоя, т. е. в постлеюрское время.

Могут быть предложены, по крайней мере, два альтернативных состава слоя пониженных скоростей для океанической коры исследованного района: серпентинизированный перидотит (серпентинит), образовавшийся за счет гидратации кровли верхней мантии и аккреции серпентинизированной толщи к подошве коры, аналогично модели, предложенной для плиты Кокос [Lewis, Snijdsman, 1979], или же плагиогранитный состав [Christensen, 1977], поскольку значения скоростей для габбро и метагаббро [Christensen, Salisbury, 1975; Christensen, 1978; Salisbury, Christensen, 1978] для термодинамических условий третьего слоя не отвечают сравнительно низким (6,3 км/с) скоростям сейсмических волн, полученным в нашем случае. Однако серпентинизация, по-видимому, привела бы к увеличению объема [Ферхуген и др., 1974] и соответственно раздуву третьего слоя, что, вероятно, вызвало бы воздымание блока коры и возникновение положительной морфоструктуры, тогда как исследованный район приурочен к "переуглубленной" впадине океана и имеет нормальную мощность океанической коры. Поэтому разумно, по-видимому, расценивать зону пониженных скоростей в третьем слое исследованного региона как офиолитовый комплекс, сильно разбавленный или целиком сложенный океаническими плагиогранитами.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Приведенные в предыдущих разделах данные о структуре, составе и возрасте формационных комплексов северо-западной части тихоокеанского талассократона дают определенную возможность обсудить вероятную направленность структурной эволюции земной коры в регионе, не рассматривая подходы предыдущих исследователей к этой проблеме, поскольку ретроспективный анализ взглядов на геологическое развитие Тихого океана и его северо-западной части приведен в гл. 1.

Известно, что геодинамические модели и палеогеографические реконструкции основываются на униформистском подходе, предполагающем инвариантность геологических законов по отношению к прошлому, т. е. постулате о том, что действие основных геологических процессов: спонтанная дифференциация вещества в мантии Земли, магматизм и вулканизм, эрозия и седиментация на ее поверхности — могут быть разумно проинтегрированы от настоящего в прошлое путем расшифровки информации об этих процессах в породных ассоциациях и структуре коры. Имея в виду это обстоятельство, следует современное геодинамическое состояние земной коры рассматривать как мгновенную фиксацию непрерывно протекающего геологического процесса, направленного на необратимую трансформацию ее структуры и состава. Основываясь на таком подходе, очевидно, можно районировать регион по характеру современных геодинамических режимов.

СОВРЕМЕННЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Если полагать, что западная часть Тихого океана находится, главным образом, на догеосинклинальной и на ранней геосинклинальной стадиях развития земной коры [Gnibidenko, 1976], то в пределах его северо-западной части можно выделить ряд структурных элементов земной коры, относящихся к различным этапам догеосинклинальной и геосинклинальной структурной эволюции. В соответствии с принципом униформизма этот ряд можно трансформировать в ретроспективную последовательность.

Развитие систем линейных или полилинейных поднятий на стадии обособления приводит к тому, что симатическое догеосинклинальное дно открытого океана расчленяется эмбриональными вулканогенными геоантиклинальными поднятиями на отдельные относительно изолированные бассейны, и, таким образом, формирование геосинклинальных систем начинается не с погружения (и формирования прогиба), а с возникновения геоантиклинальных поднятий, обеспечивающих питание геосинклинали осадочно-вулканогенным материалом.

В состоянии догеосинклинального режима на северо-западе Тихого океана (рис. 30) входят обширные районы: плиты Северо-Западная, Гейш, Картографов, Магеллана и Восточно-Марианская, характеризующиеся медленной пелагической седиментацией и блоковыми нарушениями фундамента и чехла, свидетельствующими об относительно активных деформациях структуры плит и, вероятно, отражающими инъективные деформационные процессы на их нижних структурных этажах, по-видимому, обусловленные интрузиями базальтовой (толеитовой) магмы. Базальтовый вулканогенный комплекс характерен и для многочисленных вулканов в пределах плит, хотя данные о современной вулканической активности в рассматриваемом регионе отсутствуют.

Геоантиклинальные поднятия, очевидно, характеризуют области региона на разных стадиях геосинклинального состояния (см. рис. 30). Протяженные поднятия Гейш, Шатского, Императорское, Огасавара-Гилберта, Магеллана и Мид-Пасифик находятся в состоянии миеогеоантиклинального режима с накоплением, главным образом пелагических илов. Рифогенный карбонатный комплекс формируется в основном в южной части поднятия Огасавара-Гилберта — в блоке Маршалла. Однако изученность этих поднятий, еще недостаточна для того, чтобы заключить, что в их пределах нет вулканизма и магматического интрузивного процесса и, следовательно, отсутствуют районы с эвгеоантиклинальным и эвгеосинклинальным режимами.

В терминах плитовой тектоники [Lancelot, Larson, 1975; Hilde et al., 1977] северо-западная часть Тихого океана рассматривается как субдуцирующаяся в глубоководных желобах океаническая плита, движущаяся на северо-запад и запад со скоростью около 5 см/год.

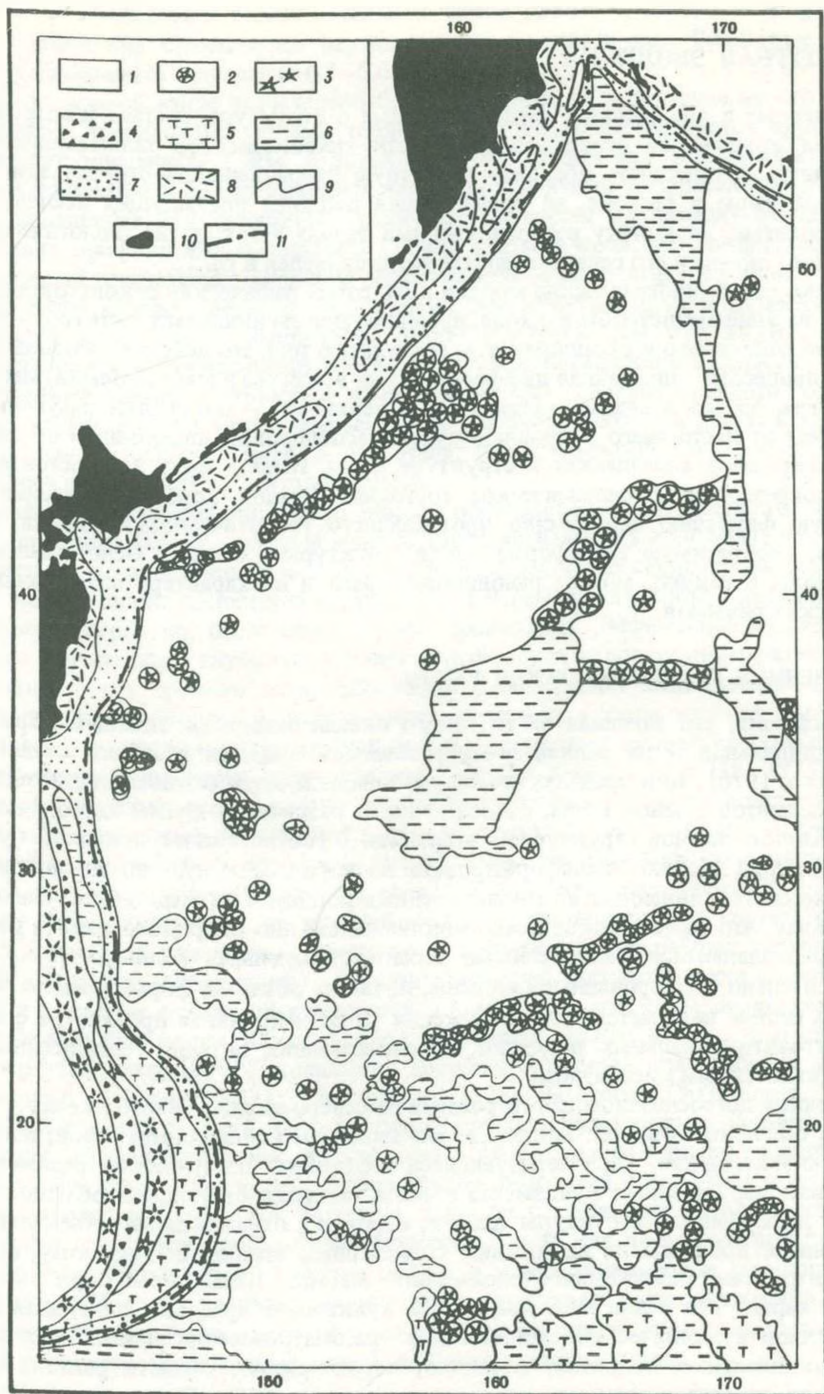


Рис. 30. Современный геодинамический режим северо-западной части Тихого океана. Составил Г.С. Гнибиденко

Режим: 1 - догеосинклиальный, талассократонный, 2-8 - геосинклиальный (2 - стадия обособления, эвгеосинклиальный; 3-7 - стадия становления: 3 - эвгеоантиклинальный, 4 - эвгеосинклиальный, 5 - миогеоантиклинальный, преимущественно с карбонатным осадконакоплением, 6 - миогеоантиклинальный, преимущественно с терригенно-глинистым осадконакоплением, 7 - миогеосинклиальный, преимущественно турбидитное осадконакопление; 8 - орогенный); 9 - границы между районами; 10 - островная суша в пределах геоантиклинальных поднятий (площади распространения условны); 11 - тальвег глубоководных желобов

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

На основе имеющихся данных, приведенных в предыдущих разделах, можно составить следующую ретроспективную последовательность геологических событий в северо-западной части Тихого океана (границы геохронологических интервалов, по [Гамильтон, 1968] и [Van Hinte, 1976]):

1. Квартер (0–2 млн. лет; см. рис. 30). Процессы пелагической седиментации со скоростью 1–2 бубнова (1 бубнов = 1 м/млн. лет [Fischer, 1969]) идут в пределах плит и на геантиклинальных поднятиях, а в глубоководных желобах по западной границе региона накапливается гурбидитный комплекс со скоростью для некоторых участков желобов до 100–200 бубнов. Возможно, что в пределах плит и на некоторых поднятиях появляется вулканический процесс.

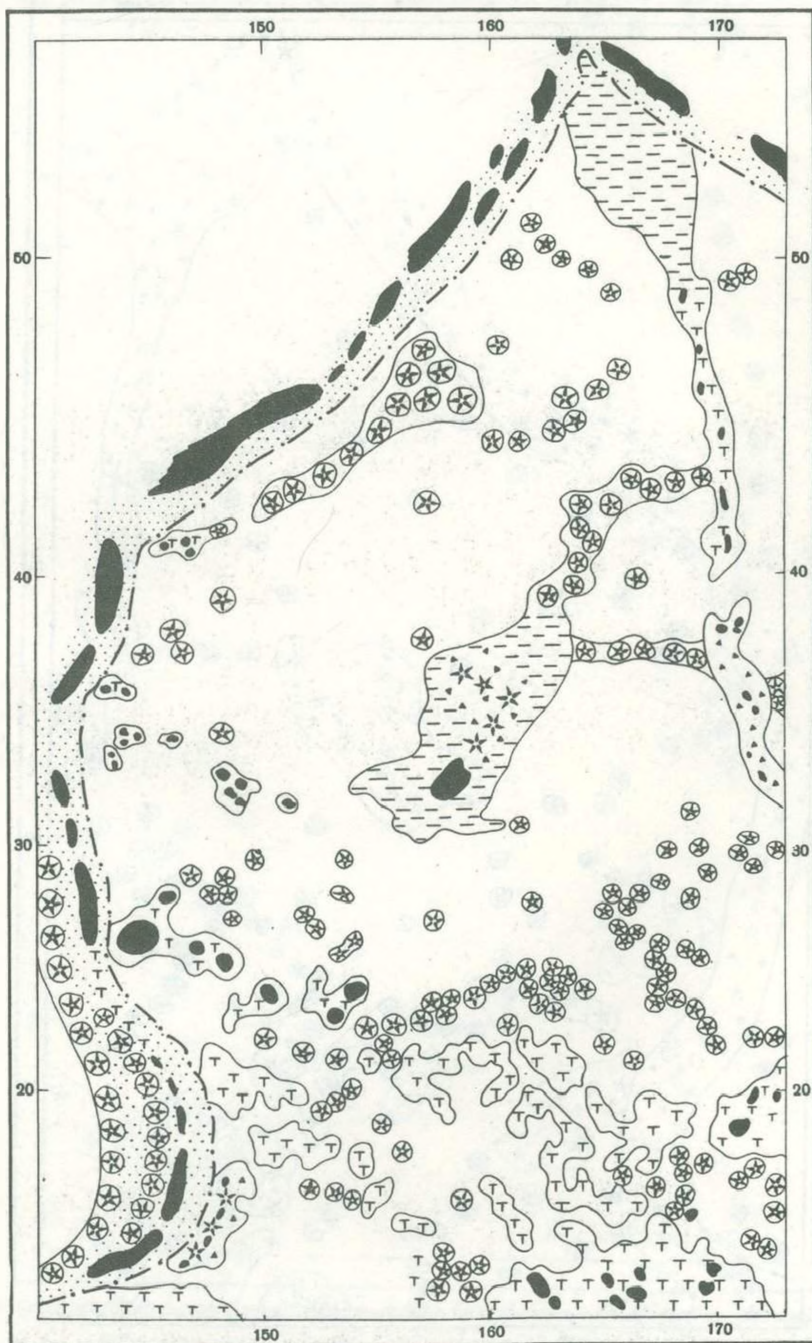


Рис. 31. Геодинамический режим в палеоген-неогеновое время. Составил Г.С. Гнибиденко
Условные обозначения см. на рис. 30

2. Неоген-палеоген (2–65 млн. лет; рис. 31). Пелагическая седиментация со скоростью 1–2 бубнова в пределах плит. Накапливаются главным образом цеолитовые глины с прослоями пирокластики в миоцене и плиоцене по западной периферии региона, вблизи вулканических островных дуг. По-видимому, в раннем палеогене начинает формироваться система глубоководных желобов по западной границе региона и, в частности, закладывается Курило-Камчатский глубоководный желоб [Тектоника..., 1980]. В конце палеогена и в раннем миоцене система глубоководных желобов, по-видимому, уже полностью сформирована.

Вулканизм как в пределах плит, так и на поднятиях (Шатского, Императорском, Огасавара-Гилберта), по-видимому, полностью прекратился к середине палеогена. На основной части вулканических построек в пределах поднятий уже в конце палео-

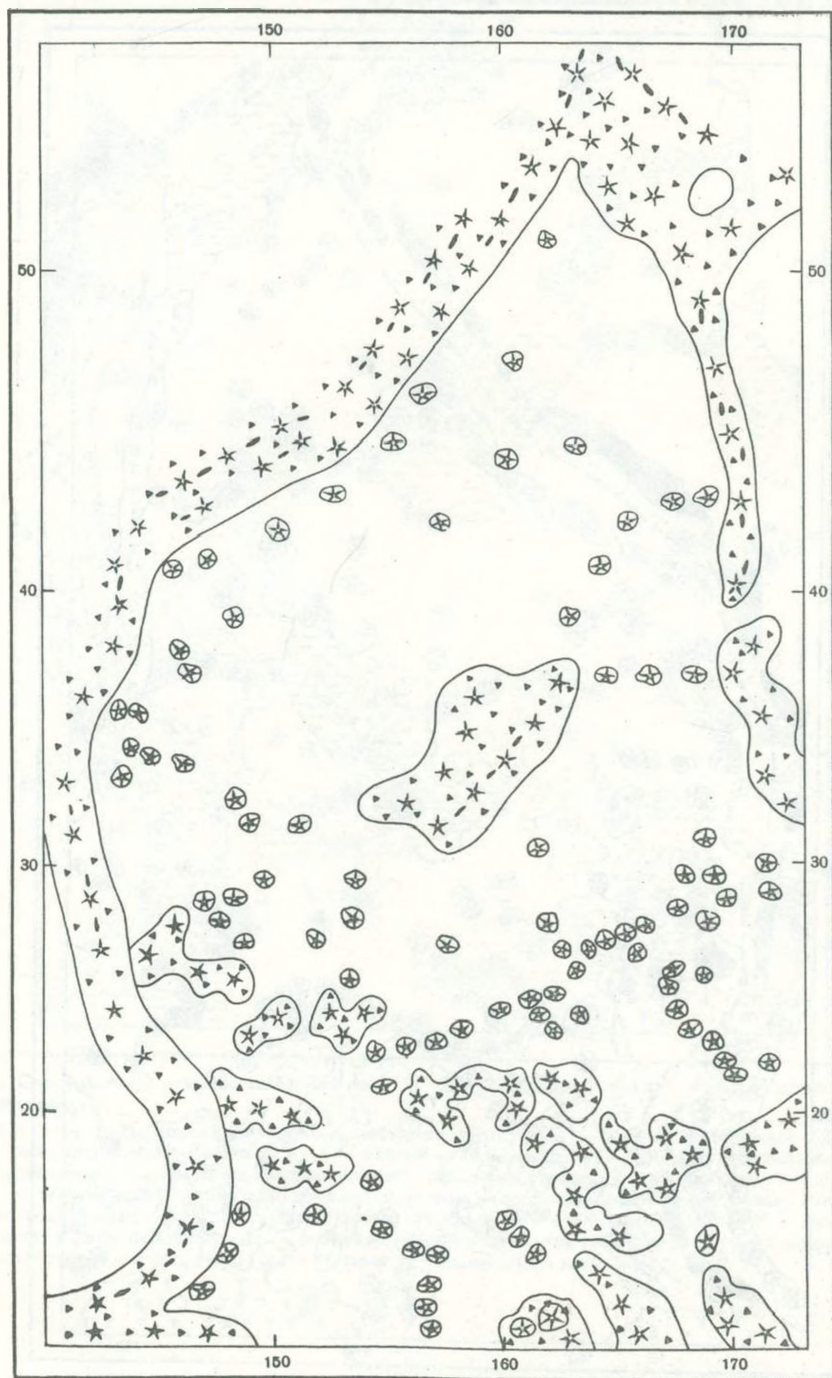


Рис. 32. Геодинамический режим в меловое время. Составил Г.С. Гнибиденко
Условные обозначения см. на рис. 30

цена-эоцене формируется рифовый карбонатный комплекс, и эти постройки продолжают опускаться, превращаясь в гайоты к концу палеогена. Островные системы, вероятно, существовали в палеогене в пределах поднятий Шатского, Императорского и Огасавара-Гилберта.

3. Поздний и ранний мел (65–135 млн. лет; рис. 32). С конца баррема (115 млн. лет) и начала апта на плитах северо-западной части Тихого океана начинается накопление пелагической бескарбонатной толщи цеолитовых глин и диатомово-радиоляриевых илов. В это время глубины океана на плитах Северо-Западной, Гейш и Картографов достигают 5–6 км [Савостин и др., 1980]. Скорость осадконакопления бескарбонатной толщи – 0,5–16 бубнов.

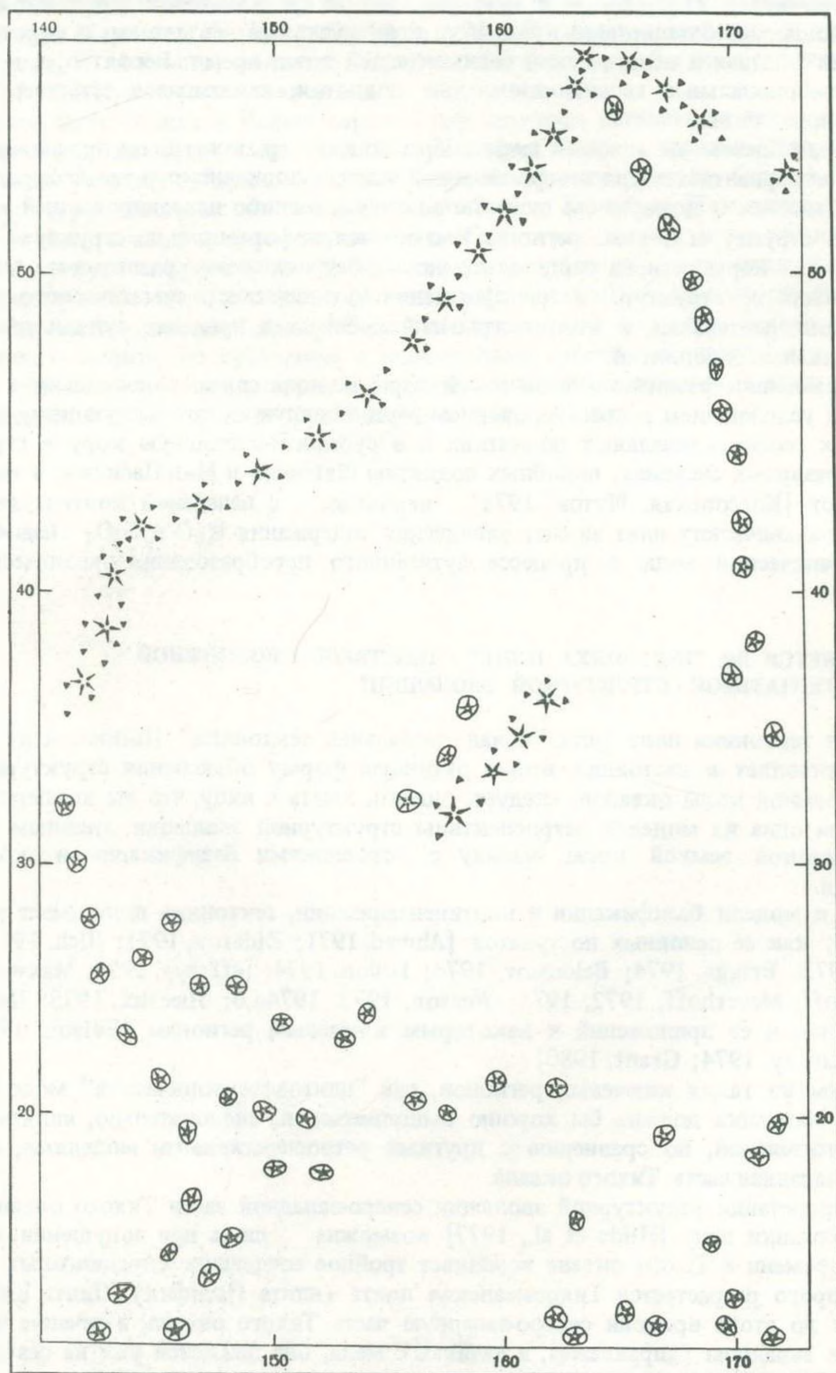


Рис. 33. Геодинамический режим в раннемезозойское-позднепалеозойское время. Составил Г.С. Гнибиденко

Условные обозначения см. на рис. 30

С поздней юры по баррем включительно в пределах плит накапливается известняково-кремнистая толща со скоростью 0,5–3 бубнова. Накопление этой толщи, вероятно, связано с понижением УКК в юре и раннем мелу, если глубины в это время были близки к современным [Савостин и др., 1980], что, вероятно, связано со значительным потеплением океанических вод.

В раннемеловое время возникает основная часть геосинклинальных поднятий (Огасавара-Гилберта, Императорское, Магеллана), в пределах которых в позднемеловое время проявляется интенсивный вулканизм. На некоторых поднятиях (Императорском, южной части поднятия Шатского, Мид-Пасифик и Огасавара-Гилберта) в позднем мелу появляются островные системы.

4. Юра–пермь (135–230 млн. лет; рис. 33). В пределах плит протекают интенсивный площадный базальтовый вулканизм и интрузивный магматизм, с короткими периодами затишья и пелагической седиментации в это время. Вероятно, в юре возникают эмбриональные геосинклинальные поднятия, являющиеся естественными ограничениями плит.

Таким образом, по крайней мере с юры по квартал может быть прослежена структурная инвариантность для северо-западной части тихоокеанского талассократона и пока нет данных о возможном существовании какой-либо деградировавшей континентальной структуры в этом регионе. Имеющаяся информация по структуре и эволюции земной коры региона свидетельствует о направленном развитии и постепенном усложнении ее структуры и трансформации океанического симатического субстрата в субконтинентальный и континентальный субстрат в пределах вулканогенных геосинклинальных поднятий.

Направленное развитие океанической коры региона связано не только с ее структурным усложнением и преобразованием в утолщенную океаническую кору в эмбриональных геосинклинальных поднятиях и в субконтинентальную кору в структурно более развитых системах, подобных поднятию Шатского и Мид-Пасифик, а также, как полагают [Коссовская, Шутов, 1978], вероятно, и с начальной континентализацией пород океанических плит за счет увеличения содержания K_2O и SiO_2 изымающихся из океанической воды в процессе аутигенного преобразования океанического субстрата.

ЯВЛЯЕТСЯ ЛИ "ТЕКТОНИКА ПЛИТ" ЕДИНСТВЕННО ВОЗМОЖНОЙ АЛЬТЕРНАТИВОЙ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ?

Хотя тектоника плит (или "новая глобальная тектоника" [Пишон и др., 1977]) и представляет в настоящее время рутинную форму объяснения структурного развития земной коры океанов, следует, однако, иметь в виду, что эта концепция не более, чем одна из моделей ретроспективы структурной эволюции, главным образом, океанической земной коры, наряду с концепциями базификации и континентализации.

Как и модели базификации и континентализации, тектоника плит имеет развитую критику как ее основных постулатов [Ahmad, 1971; Zidarov, 1971; Ilich, 1972; Mantura, 1972; Briggs, 1974; Belousov, 1974; Dillon, 1974; Jeffreys, 1974; Maxwell, 1974; Meyerhoff, Meyerhoff, 1972, 1974; Wesson, 1972, 1974a,b; Люстих, 1975; Чебаненко, 1978], так и ее приложений к некоторым ключевым регионам [Evison, 1968; Hill, 1971; Lowry, 1974; Grant, 1980].

Одним из таких ключевых регионов, где "плитовотектоническая" модель структурной эволюции должна бы хорошо выполняться и, следовательно, являться более предпочтительной, по сравнению с другими ретроспективными моделями, является северо-западная часть Тихого океана.

Интерпретация структурной эволюции северо-западной части Тихого океана в рамках тектоники плит [Hilde et al., 1977] возможна лишь при допущении, что с юрского времени в Тихом океане возникает тройное сочленение спрединговых хребтов, из которого разрастается Тихоокеанская плита (плита Пасифик). Плита Кула, занимавшая до этого времени северо-западную часть Тихого океана, в течение юры движется в западном направлении, а начиная с мела, она движется уже на север, субдуцируясь под Азиатским континентом.

К началу палеогена плита Кула полностью субдуцируется и ей на смену приходит плита Пасифик, которая продолжает двигаться на север, т. е. косо по направлению

к системе Курило-Камчатского, Японского и Идзу-Марианского желобов. В начале неогена плита Пасифик приобретает северо-западное направление движения, субдуцируясь в Курило-Камчатском и Японском желобах, тогда как по отношению к Идзу-Марианской системе желобов, она опять-таки движется под острым углом, т. е. не образуя зону субдукции.

Таким образом, по модели тектоники плит для объяснения структурной эволюции северо-западной части Тихого океана требуется допустить такую механику движения плит литосферы, которая быстро бы меняла направление их движения, возникновение и исчезновение спрединговых хребтов, данные о которых в современной структуре северо-западной части Тихого океана отсутствуют.

При этой ситуации необъяснимо наличие в этом регионе таких блоков земной коры, как поднятия Шатского, Огасавара-Гилберта и Мид-Пасифик, возникших в допалеогеновое время. В частности, поднятие Шатского должно было бы быть субдуцировано вместе с плитой Кула к началу палеогена.

Северная часть поднятия Императорских гор, которое, согласно модели тектоники плит, с неогена движется вместе с плитой Пасифик в северо-западном направлении, должна быть заметно субдуцирована в Курило-Камчатском желобе. Однако это поднятие структурно связано с континентальным склоном Камчатки [Тектоника..., 1980].

Все это вместе взятое, в совокупности с отсутствием данных о сжатии в поверхностной структуре современных глубоководных желобов по северо-западной окраине Тихоокеанской плиты, заставляет усомниться в большей правомерности современной версии тектоники плит для объяснения структурной эволюции северо-западной части Тихого океана, по сравнению с концепциями континентализации или базификации. Поэтому модель структурной эволюции в терминах тектоники плит не является единственно возможной альтернативой для этого региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ и обобщение накопленной к настоящему времени геолого-геофизической информации по северо-западной части Тихого океана, позволяют сделать следующие выводы:

1. Наиболее низкий порядок в системе структурных элементов северо-западной части Тихого океана занимают океанические плиты (Северо-Западная, Гейш, Картографов, Магеллана и Восточно-Марианская) и ограничивающие их поднятия (Шатского, Гейш, Императорское, Огасавара-Гилберта, Мид-Пасифик и Магеллана).

2. В структуре плит различаются вулканогенный фундамент (второй слой) и осадочный чехол (первый слой).

Кровля фундамента сложена базальтами и переслаивающимися с ними осадочными и осадочно-вулканогенными породами, составляющими верхнюю часть второго слоя океанической коры. Возрастной интервал комплексов пород, слагающих верхнюю часть фундамента плит, в основном от нижнего мела по верхнюю юру включительно и, вероятно, отчасти древнее верхней юры.

Чехол плит сложен толщей осадочных пород, сформировавшихся в результате медленной пелагической седиментации и охватывает стратиграфический диапазон от юры по голоцен. Нижняя часть чехла обычно представлена толщей карбонатно-глинистых, кремнисто-карбонатно-глинистых пород, а верхняя — цеолитовыми пелагическими глинами с прослоями пепловой пирокластике. Мощность осадочного чехла колеблется в пределах 100–500 м и только в отдельных, относительно небольших по площади районах достигает 1–2 км.

В целом для плит характерна нормальная океаническая кора мощностью около 5–10 км, подразделяющаяся на три основных слоя (сверху–вниз): первый слой — осадочный; второй слой — базальтовый и третий слой — metabазальтовый. Для "перуглубленной" впадины южнее поднятия Шатского характерна аномальная структура коры, обусловленная наличием слоя пониженной скорости в составе третьего слоя.

3. Геоантиклинальные поднятия региона характеризуются повышением мощности земной коры за счет раздува второго и третьего слоев океанической коры.

Кровля второго слоя в этих поднятиях составляет фундамент, перекрытый во многих случаях в их осевых частях рифогенным карбонатным комплексом, свидетельствующим о том, что в их пределах, вероятно, существовали островные системы.

Возраст кровли вулканогенного фундамента в поднятиях в основном не моложе позднего палеогена и неогена.

4. Структурный план и история геологического развития тектонических элементов северо-западной части Тихого океана свидетельствуют об унаследованном, по крайней мере с юры, характере геологической эволюции земной коры этого региона, что противоречит как представлениям о распаде и деградации сиалической коры на месте Тихого океана, так и концепции плитовой тектоники.

Для большинства районов северо-западной части Тихого океана необходимо проведение рекогносцировочных, региональных и полигонных геолого-геофизических исследований, которые позволили бы дать более детальный анализ тектоники и истории геологического развития выделенных структурных элементов наиболее низкого порядка и оценить их перспективы на углеводородное и минеральное сырье.

ЛИТЕРАТУРА

- Агапова Г.В.* Новые данные о рельефе дна Северо-Западной котловины Тихого океана. — *Океанология*, 1972, т. 12, № 2, с. 360–361.
- Агапова Г.В.* О некоторых закономерностях расчлененности дна Тихого океана. — *Океанология*, 1975, т. 15, вып. 6, с. 1046–1052.
- Агапова Г.В., Удинцев Г.Б.* Зоны дробления рельефа дна в Северо-Западной котловине Тихого океана. — *Геоморфология*, 1973, № 2, с. 35–40.
- Архангельский А.Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.; Л.: Гостехиздат, 1941. 376 с.
- Батюшкова И.В.* Внутреннее строение Земли: Эволюция представлений. М.: Наука, 1966. 195 с.
- Бедерке Э.* К вопросу геологии и геофизики глубин. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 110–128.
- Безруков П.Л.* Новейшие исследования донных отложений дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. — *Тр. Океанограф. комис. АН СССР*, 1958, т. 3, с. 32–51.
- Безруков П.Л.* Комплексные океанографические исследования в северо-западной части Тихого океана в августе–октябре 1954 г. — *Тр. ИОАН СССР*, 1959а, т. 16, с. 70–97.
- Безруков П.Л.* Комплексные океанографические исследования в северо-западной части Тихого океана в сентябре–ноябре 1955 г. — *Тр. ИОАН СССР*, 1959б, т. 16, с. 133–157.
- Безруков П.Л.* 43-й рейс и/с "Витязь" в центральной части Тихого океана. — *Океанология*, 1969, т. 9, вып. 1, с. 193–199.
- Безруков П.Л.* Основные научные результаты 48-го рейса и/с "Витязь" в Тихом океане. — *Океанология*, 1971, т. 11, вып. 3, с. 544–549.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Исследования донных осадков. — В кн.: *Океанологические исследования*. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 7, с. 49–83.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 256 с.
- Беляевский Н.А.* Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). — *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1969, т. 44, № 2, с. 24–43.
- Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Рябой В.З.* О природе сейсмических слоев и границ в земной коре. — В кн.: *Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии*. М.: Наука, 1972, с. 7–43. (Верхняя мантия; № 8).
- Беляевский Н.А., Рябой В.З.* Скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича для территории СССР. — *ДАН СССР*, 1969, т. 186, № 2, с. 309–312.
- Богданов А.А., Кинг Ф.Б., Муратов М.В.* и др. Проект создания первой международной тектонической карты Земли. — В кн.: *Тектонические карты континентов*. М.: Наука, 1967, с. 175–182.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана*. М.: Мир, 1973, с. 9–29.
- Бондаренко Б.А., Гаркаленко И.А., Журавлев А.В.* и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба. — *ДАН СССР*, 1977, т. 234, № 1, с. 135–137.
- Борзунова Г.П., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Шапиро М.Н.* Палеоген полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка). — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1969, № 11, с. 102–109.
- Булин Н.К.* Глубинное строение дна океанов. — *Сов. геология*, 1979, № 11, с. 30–42.
- Бурмин В.Ю.* Формулы обращения для разрывных годографов рефрагированных волн. — *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1980, № 6, с. 94–100.
- Былинский Е.Н., Вечканова Г.В.* Методические рекомендации по разработке геоморфологической терминологии дна Мирового океана. М., 1979. 52 с.
- Васильев Б.И., Егорова М.Г., Жильцов Э.Г.* и др. Новые данные о строении вала Зенкевича. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1978, № 11, с. 127–142.
- Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга–желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.
- Вегенер А.* Возникновение материков и океанов. М.; Л.: Госиздат, 1925. 146 с.
- Венинг-Мейнес Ф.А.* Гравиметрические наблюдения на море. М.: Геодезиздат, 1940. 102 с.
- Веселов О.В., Волкова Н.А., Еремин Г.Д., Соинов В.В.* Геотермические исследования на о. Кунашир (южная часть Курильской островной гряды). — *Тр. СахКНИИ*, 1975, вып. 30, с. 227–230.
- Веселов О.В., Волкова Н.А., Соинов В.В., Еремин Г.Д.* Геотермические исследования СахКНИИ в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: *Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным: Материалы 3-го Сов.-яп. симпоз., Южно-Сахалинск, 1976 г. Владивосток, 1978, с. 99–105.*
- Воробьев В.М.* Результаты гидромагнитной съемки акваторий, прилегающих к западной части Алеутской островной дуги. — *Тр. СахКНИИ*, 1970, вып. 24, с. 138–146.
- Высоцкий С.В., Грачева А.А.* О докембрийском возрасте Оленегорского выступа фундамента эвгеосинклиальной зоны Восточных полуостровов Камчатки. — *ДАН СССР*, 1981, т. 257, № 5, с. 1193–1196.

Гайнанов А.Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана. — Тр. ИОАН СССР, 1955, т. 12, с. 145–154.

Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 108 с.

Гайнанов А.Г., Петелин В.П. О физических свойствах некоторых донных и береговых пород западной части Тихого океана. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 8, с. 112–124.

Галактионов В.А., Белов Н.Б. Граница Моховичича и строение силикатов. — Геохимия, 1967, № 12, с. 1411–1417.

Галдин Н.Е. Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 78–101.

Гамилтон Е.И. Прикладная геохронология. Л.: Недра, 1968. 256 с.

Гаскелл Т.Ф. Сейсмические исследования по методу преломленных волн, проводившиеся на судне "Челленджер" в глубоких частях океанов. — В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. Изд-во иностр. лит., 1959, с. 276–283.

Геология дна Филиппинского моря/Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 262 с.

Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 734 с.

Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами. — В кн.: Земная кора. Изд-во иностр. лит., 1957, с. 19–31.

Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 162 с.

Гнибиденко Г.С., Красный М.Л., Лукьянов Н.П. Новые данные о структуре осадочного чехла поднятия Шатского и Северо-Западной плиты Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 209–212.

Гнибиденко Г.С., Шашкин К.С. Основные принципы и системы понятий теории геосинклиналей. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972, т. 5, с. 104–110.

Голвяница И.Г., Ильев А.Я. Непрерывное сейсмическое профилирование в западной части Тихого океана. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 4, с. 646–652.

Горшков А.П. Региональный тепловой поток Курильской островной гряды и возможности выявления активных подводных вулканов. — В кн.: Геология и геофизика дна морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977, с. 75–81.

Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 242–261.

Гутенберг Б. Строение Земли. М.; Л.: ОНТИ, 1934. 169 с.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 264 с.

Давыдова Н.И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М.: Наука, 1977. 163 с.

Дарвин Ч. Геологические наблюдения над вулканическими островами и частями Южной Америки, посещенными во время путешествия корабля ее величества "Бигль". — Соч. М.; Л.: Гос. изд-во биол. и мед. лит., 1936, т. 2, с. 463–562.

Деменцкая Р.М., Городницкий А.М., Каминский В.Д., Литвинов Э.М. Подводные горы: (Пробл. геофиз. изуч.). Л.: Недра, 1978. 163 с.

Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.

Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 486 с.

Дмитриев Л.В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1973, с. 101–111.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 280 с.

Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. М.; М.: Гл. ред. геол.-развед. и геофиз. лит., 1936. 592 с.

Жданов В.В. О природе поверхности Конрада. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 102–106.

Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 3, с. 124–136.

Зверев С.М. Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977, с. 28–34.

Зверев С.М., Капустян Н.К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 208 с.

Зверев С.М., Ковылин В.М., Удинцев Г.Б. Новые данные о тектонике северо-западной подводной возвышенности Тихого океана. — ДАН СССР, 1960, т. 135, № 6, с. 1461–1464.

Зверев С.М., Мерклин Л.Н. Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. — Геотектоника, 1966, № 5, с. 58–65.

Здоровенин В.В. Сейсмические исследования в центральной части Тихого океана в 34-м рейсе и/с "Витязь". — Океанология, 1967, т. 7, вып. 5, с. 908–919.

Здоровенин В.В., Шехватов Б.В., Кузьмин В.А. и др. О происхождении осадочного покрова возвышенности Шатского. — ДАН СССР, 1972, т. 202, № 4, с. 941–944.

Зенкевич Н.Л. Новая установка для фотографирования морского дна. — Природа, 1954, № 8, с. 103–105.

Зенкевич Н.Л. Атлас фотографий дна Тихого океана. М.: Наука, 1970. 205 с.

Зенкевич Л.А., Лисицын А.П., Удинцев Г.Б. Глубины океана как объект изучения. — В кн.: Итоги науки. Достижения океанологии. М., 1959, вып. 1. Успехи в изучении океанических глубин. Биология и геология, с. 7–27.

Зинovieв А.А. Логика науки. М.: Мысль, 1971. 280 с.

Иванов М.М., Баткова Л.А., Колесова В.И., Эфендиева М.А. Некоторые статистические ха-

рактистики аномального геомагнитного поля отдельных геолого-геоморфологических провинций Атлантического и Тихого океанов. — В кн.: Исследования геомагнитного поля на акваториях морей и океанов. М.: ИЗМИРАН, 1978, с. 18—27.

Ильин А.В. Рельеф дна Камчатского залива. — В кн.: Морские геологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 21—28.

Ильин А.В. К вопросу о процессах выравнивания дна глубокого моря. — ДАН СССР, 1963, т. 152, № 1, с. 179—182.

История геологии/Под. ред. И.В. Батюшкова. М.: Наука, 1973. 388 с.

Канаев В.Ф. Рельеф дна Кроноцкого залива. — Тр. ИОАН СССР, 1959, т. 36, с. 5—20.

Клосс Х. Глубинное зондирование в Западной Европе. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 150—161.

Ковылин В.М. Строение осадочной толщи и земной коры в юго-западной и центральной частях Тихого океана по данным сейсмических исследований. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 2, с. 287—300.

Козан Л.И. Строение земной коры подводной возвышенности Шатского на северо-западе Тихого океана по данным ГСП—МОВ. — ДАН СССР, 1981, т. 258, № 4, с. 831—837.

Кольман О.В. Съёмка Тихого океана Береговой и Геодезической службой США. — Океанология, 1963, т. 3, вып. 4, с. 583—589.

Конаков Н.И. Логический словарь. М.: Наука, 1971. 638 с.

Космическая И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968. 228 с.

Космическая И.П., Капустян Н.К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2, с. 3—15.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О начальной континентализации пород океанической коры. — ДАН СССР, 1978, т. 243, № 3, с. 727—729.

Косыгин Ю.А., Боровиков А.М., Соловьев В.А. Принципы построения систем тектонических поднятий, терминов и знаков. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972, т. 5, с. 93—98.

Косыгин Ю.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А. Философские проблемы геологического времени. — Впр. философии, 1974, № 2, с. 96—104.

Косыгин Ю.А., Соловьев В.А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 9—17.

Кочергин Е.В. Структура аномального магнитного поля акваторий, прилегающих к южным Курильским островам с Тихоокеанской стороны (по данным гидромагнитной съёмки). — Тр. СахКНИИ, 1970, вып. 24, с. 147—157.

Красный М.Л., Сычев П.М., Соловьев С.Л. Три рейса НИС "Пегас". — Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 187—191.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П. О геологическом истолковании сейсмических границ в земной коре. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 55—62.

Кузьмин В.А., Сузюмов А.Е., Безлюдов А.В. Геотермические исследования на плато Манихики и хребте Маркус-Неккер (Тихий океан). — Океанология, 1972, т. 12, вып. 6, с. 1044—1046.

Лисицын А.П. Мощност осадочной толщи на дне океанов. — ДАН СССР, 1974а, т. 217, № 4, с. 820—823.

Лисицын А.П. Возраст и состав базальтового ложа океанов. — ДАН СССР, 1974б, т. 217, № 3, с. 561—564.

Лисицын А.П., Михальцев И.Е., Сысоев Н.Н., Удинцев Г.Б. Новые данные о мощности и условиях залегания рыхлых отложений северо-западной части Тихого океана. — ДАН СССР, 1957, т. 115, № 6, с. 1107—1110.

Ломтев В.Л., Воробьев В.М., Высоцкий С.В. Новые данные о рельефе и структуре северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий. — В кн.: Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток, 1980, с. 29—40.

Луц В.Г., Томашевская И.С., Акимов А.П., Галдин Н.Е. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций глубинных пород, скорости распространения в них упругих волн при высоких давлениях. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 66—77.

Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М.: Наука, 1973. 176 с.

Любимова Е.А., Горшков А.П., Власенко В.И. и др. Измерения теплового потока вблизи Курильской островной дуги, на Камчатке и Курильском озере. — ДАН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 842—845.

Люстих Е.Н. Расчёты для тектоники плит. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 4, с. 924—927.

Мак-Кензи Д.П. Граница Мохоровичича. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 589—594.

Малахов А., Хассонг Д., Одегард М. и др. Строение земной коры в районе о. Маркус (Тихий океан). — Океанология, 1977, т. 17, вып. 6, с. 1028—1041.

Матвеевков В.В., Марова Н.А. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 126—129.

Мейссерер Р. Результаты исследований земной коры по методике общей глубинной точки в Баварском молассовом бассейне. — В кн.: Вопросы глубинного сейсмического зондирования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1972, с. 117—199.

Мелсон У.Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического дна. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.; Мир, 1973, с. 30—49.

Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 276 с.

Минаев Ю.Н., Суворов А.А., Алексеев Б.В., Аносов Г.И. Новые данные о строении осадочного чехла в зоне сочленения Курильского и Японского глубоководных желобов по данным МОВ. — Тр. СахКНИИ, 1975, вып. 37, с. 223—226.

Миясиро А., Сидо Ф., Юнг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 140—153.

Моисеев У.И., Соколова Л.С. Тепловой поток по двум скважинам Столбовской структуры Восточной Камчатки. — Геология и геофизика, 1967, № 6, с. 106—110.

Москалева С.В. Серпентинизация как один из процессов, обуславливающих возникновение границ раздела в земной коре. — В кн.:

- Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 117–123.
- Мушкетов И.В. Физическая геология. Л.: Госиздат, 1924. Т. 1. Общие свойства и состав Земли. 778 с.
- Наливкина Э.Б., Дьячкова А.А. О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах. — Сов. геология, 1970, № 4, с. 131–142.
- Непрочнов Ю.П. 21-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев". — Океанология, 1979, т. 19, вып. 3, с. 536–539.
- Непрочнов Ю.П. 23-й рейс научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев". — Океанология, 1980, т. 20, вып. 2, с. 360–362.
- Основные черты тектоники и структурная эволюция северо-западной части Тихого океана. М.: ВНИИЦ, 1981, № Б956672. 331 с.
- Павлов Ю.А. Оценка изостатического состояния земной коры акватории Берингова моря и прилегающей части Тихого океана по корреляционной зависимости аномалий силы тяжести от рельефа земной поверхности. — Тр. СахКНИИ, 1972, вып. 26, с. 15–24.
- Павлов Ю.А. Земная кора и верхняя мантия северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану (структура, неоднородности, современные процессы): Оценка равновесия земной коры по соотношению ее действительной и теоретической мощности. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976, с. 288–291.
- Павлов Ю.А., Красный М.Л., Гимпельсон М.С. Результаты изучения неоднородностей верхней мантии Земли в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану по геофизическим данным. — В кн.: Геология, геофизика, геодезия. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1966, с. 8–9.
- Павлов Ю.А., Лютая Л.М. Гравитационные аномалии в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. — В кн.: Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1976, с. 3–19.
- Павлов Ю.А., Семкин В.П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 105–121.
- Павлов Ю.А., Строев П.А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1975, вып. 8, с. 158–168.
- Петелин В.П. Комплексные океанографические исследования в северо-западной части Тихого океана в апреле–июне 1955 г. — Тр. ИОАН СССР, 1959, т. 16, с. 98–132.
- Петелин В.П. О донных осадках западной части Тихого океана. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 2, с. 45–60.
- Пиккар Ж., Дитц Р. Глубина — семь миль. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 240 с.
- Пишон К.Ле, Франито Ж., Боннин Ж.М. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
- Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М.: Наука, 1966. 180 с.
- Продель К. Структура зоны перехода от коры к мантии для территории Северной Америки и Западной Европы. — В кн.: Исследования литосферы и астеносферы на длинных
- профилях ГСЭ. М.: Наука, 1980, с. 120–139.
- Пушаровский Ю.М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 90–102.
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
- Рапопорт А. Различные подходы к общей теории систем. — В кн.: Системные исследования. М.: Наука, 1969, с. 55–79. (Ежегодник; 1969).
- Резанов И.А. О геологической природе сейсмических границ раздела в земной коре. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 124–132.
- Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 7–26.
- Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 78–117.
- Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Изучение фазовых переходов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1973, с. 574–589.
- Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Скорнякова Н.С., Матвеевков В.В. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1978, № 2, с. 39–47.
- Рудник Г.Б., Матвеевков В.В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан). — Океанология, 1978, т. 18, № 3, с. 489–495.
- Савостин Л.А., Береснев А.Ф., Удинцев Г.Б. Новые данные о тепловом потоке через дно в Охотском море. — ДАН СССР, 1974, т. 215, № 4, с. 846–849.
- Савостин Л.А., Волокитина Л.П., Зоненшайн Л.П. и др. Палеобатиметрия Мирового океана в позднем мелу. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 5, с. 871–881.
- Садреев А.Д., Долматов Б.К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого п-ова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 122–126.
- Сасаки Т. Исследование Японского желоба с помощью батискафа "Архимед" в 1962 г. — J. Oceanogr. Soc. Japan, 1962, vol. 18, N 3, с. 56–57. На яп. яз.
- Сафонов В.Г. Некоторые типы обломочных пород подводных гор Маркус-Неккер. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 2, с. 276–282.
- Сварический А.С., Сварическая Л.В. Геоморфология шельфа и аваншельфа Курильской горной гряды. — В кн.: Теоретические и методологические основы комплексного изучения и освоения шельфов: Тез. докл. на III симпози. Л., 1978, с. 123–124.
- Селиверстов Н.И., Надежный А.М., Бондаренко В.И. Особенности строения для заливов Восточной Камчатки по результатам геофизических исследований. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 1, с. 38–50.
- Серова М.Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. — Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 127. 95 с.
- Скорнякова Н.С., Липкина М.И. Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 6, с. 1063–1066.
- Скорнякова Н.С., Матвеевков В.В., Горбунова З.Н. Контактно-метасоматическая пирро-

- ксеновая порода со склона Марианского желоба. — ДАН СССР, 1977, т. 233, № 5, с. 948–950.
- Смирнов Я.Б., Сузробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. I. Тепловой поток и тектоника. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 59–73.
- Смирнов Я.Б., Сузробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II Карта измеренного и фонового теплового потока. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 1, с. 16–31.
- Смирнов Я.Б., Сузробов В.М., Меркушев В.Н.* и др. Тепловой поток в основных тектонических структурах северо-западной части Тихого океана. — ДАН СССР, 1979, т. 244, № 5, с. 1202–1205.
- Смирнов Я.Б., Сузробов В.М., Сузробова Н.Г.* Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 175–196.
- Соболев В.С., Соболев Н.В.* Природа границы Мохоровичича и минеральный состав верхней части мантии по петрографическим данным. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 112–116.
- Соинов В.В., Веселов О.В.* Новые данные о тепловом потоке в Охотском море. — Тр. СахКНИИ, 1975, вып. 37, с. 243–246.
- Соинов В.В., Веселов О.В.* Аномалия высокого теплового потока вблизи побережья Сахалина. — В кн.: Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Владивосток, 1979, с. 75–80.
- Соинов В.В., Еремин Г.Д., Тарасов А.А., Влащенко В.И.* Измерения теплового потока в районе южной части Курильской островной дуги. — Тр. СахКНИИ, 1972, вып. 26, с. 211–212.
- Соллоуб В.Б.* О природе сейсмических границ земной коры. — В кн.: Геофизический сборник АН СССР. Киев: Наук. думка, 1968, вып. 25, с. 5–17.
- Соловьев О.Н.* Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги. — Прикл. геофизика, 1961, вып. 29, с. 12–27.
- Соловьев С.Л., Туезов И.К.* Исследования НИС "Пегас" в западной части Тихого океана зимой 1975–1976 гг. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 1, с. 171–173.
- Соловьева И.А.* Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана. — Геотектоника, 1976, № 3, с. 6–25.
- Спижарский Т.Н.* Обзорные тектонические карты СССР: (Составление карт и основные вопросы тектоники). Л.: Недра, 1973. 240 с.
- Строев П.А., Гайнанов А.Г.* Гравиметрические исследования в западной части Тихого океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1969, с. 37–47.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
- Структура континентов и океанов: (Терминолог. справ.)/Под ред. Ю.А. Косыгина и др. М.: Недра, 1979. 511 с.
- Сузюмов А.Е., Лукьянов С.В., Лейбов М.Б.* и др. Аномальное магнитное поле северо-западной котловины Тихого океана и проблемы ее геодинамики. — В кн.: Современные проблемы морской геологии. М.: Наука, 1980, т. 3, с. 105.
- Сузюмов А.Е., Мирлин Е.Г., Фингер Д.Л., Горюничий А.М.* Новые данные о рельефе дна и магнитном поле района возвышенности Шатского (Тихий океан). — ДАН СССР, 1975, т. 223, № 4, с. 985–988.
- Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.
- Тектоническая карта Евразии. М-Б 1:5000000. М.: Изд-во АН СССР, 1966.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-Б 1:10 000 000. М.: Изд-во АН СССР, 1970.
- Тихий океан. Т. 6. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Кн. 1. 428 с.; Кн. 2. 419 с.
- Туезов И.К., Ильев А.Я., Остапенко В.Ф.* и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк. — Сов. геология, 1979, № 4, с. 85–93.
- Туезов И.К., Сычев П.М., Павлов Ю.А., Гимпельсон М.С.* Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части Советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 149–159.
- Тулина Ю.В.* Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных Курильских островов. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., 1969, с. 90–96.
- Удинцев Г.Б.* Рельеф Курило-Камчатской впадины. — Тр. ИОАН СССР, 1955, т. 12, с. 16–61.
- Удинцев Г.Б.* Направление и основные задачи исследований рельефа дна. — Тр. Океанограф. комис. 1958, т. 3, с. 37–44.
- Удинцев Г.Б.* Результаты сейсмо-акустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от о-ва Хоккайдо. — ДАН СССР, 1959, т. 129, № 4, с. 923–925.
- Удинцев Г.Б.* О рельефе дна западной части Тихого океана. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1960, № 2, с. 5–32.
- Удинцев Г.Б.* Изучение подводного рельефа. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, № 7, с. 33–48.
- Удинцев Г.Б.* Тихий океан. М.: Наука, 1972. Т. 5. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. 394 с.
- Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Геодекан А.А.* и др. Предварительные данные геолого-геофизических исследований в Охотском море и северо-западной части Тихого океана на НИС "Витязь". — В кн.: Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. радио, 1976, с. 19–29.
- Удинцев Г.Б., Смирнов Я.Б., Попова А.К.* и др. Новые данные о тепловом потоке через дно Индийского и Тихого океанов. — ДАН СССР, 1971, т. 200, № 2, с. 453–456.
- Уо Ж.* Двадцать лет в батискафе. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 176 с.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л.* и др. Земля: введение в общую геологию. М.: Мир, 1974. 392 с.
- Фогт П.Р., Шнейдер Э.Д., Джонсон Г.Л.* Кора и верхняя мантия под океанами. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 481–550.
- Чебаненко И.И.* О методологических недостатках "новой глобальной тектоники". — Геол. журн., 1978, т. 38, № 5, с. 40–50.
- Чернышева В.И.* Оливиновый базальт в районе северного окончания подводного Гавайского

хребта. — ДАН СССР, 1963, т. 151, № 6, с. 1433—1436.

Чернышева В.И. Петрографическая характеристика образцов коренных пород дна северо-западной части Тихого океана. — Океанология, 1964, т. 4, вып. 2, с. 300—304.

Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 123 с.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 231 с.

Шиллинг Г. Статистическая физика в примерах. М.: Мир, 1976. 431 с.

Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.

Шор Дж.Г. мл., Райт Р.У. Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 180—185.

Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли. — Изб. тр. М.: Мир, 1964а, с. 344—394.

Штилле Г. Циркумтихоокеанские складчатости в пространстве и времени. — Избр. тр. М.: Мир, 1964б, с. 539—589.

Штилле Г. Пра- и неокеаны. — Избр. тр. М.: Мир, 1964в, с. 590—601.

Штилле Г. Некоторые данные и соображения о мировых океанах и обрамляющих их районах. — Избр. тр. М.: Мир, 1964г, с. 864—885.

Эхара С. Тепловой поток в Хоккайдо-Охотском регионе и его тектоническое истолкование. — В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток, 1978, с. 86—98.

Юнг Дж. Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 174—180.

Юнг М., Пресс Ф. Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами. — В кн.: Земная кора. М.: Иностран. лит., 1957, с. 13—18.

Abe K., Atma M., Egawa R. et al. Topography and geology of Daiichi-Kashima seamount of Inubo cape, Southeastern Honshu, Japan. — Earth Sci., 1976, vol. 30, N 4, p. 222—240.

Ahmad F. Convection current concept in geotectonics. — Bull. Oil and Natur. Gas Commiss., 1971, vol. 8, N 2, p. 47—66.

Anderson R.N. Heat flow in the Mariana marginal basin. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 29, p. 4043—4048.

Angenheister G. Struktur der tieferen Erdkruste im nördlichen Alpenvorland nach Ergebnissen der Refraktions- und Reflexions-Seismik. — Beih. Geol. Jahrb., 1969, N 80, p. 31—41.

Anosov G.I., Argentov V.V., Ghibidenko H.S. [Аносос Г.И., Аргентов В.В., Гнбиденко Г.С.]. Crustal low-velocity zone southward of the Shatsky Rise, north-western part of the Pacific Ocean. — Geo-Mar. Lett., 1982, vol. 2, N 1, p. 5—9.

Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by Longshot experiment. — Geophys. Monogr., 1976, vol. 19, p. 135—154.

Asada T., Shimamura H. Long-range refraction experiments in deep ocean. — Tectonophysics, 1979, vol. 56, p. 67—82.

Bathymetric atlas of the North Pacific Ocean. Washington: U.S. Naval Oceanogr. Office, 1973. 110

Bellaiche G. Contribution à la connaissance géologique de la fosse du Japon à la suite de trois plongées en bathyscaphe "Archimède" (Note préliminaire). — Extrait du "C.R. Sommaire" des Séances de la Société Géologique de France. 1967a, fascicule q, séance du 6 novembre 1967a, 290 p.

Bellaiche G. Résultats d'une étude géologique de la fosse du Japon effectuée en bathyscaphe "Archimède". — C.R. Acad. Sci. Paris, 1967b, t. 265, p. 1160—1163.

Bellaiche G. Sedimentation and structure of Izu-Ogasawara (Bonin) Trench off Tokyo: new lights on the Results of a diving campaign with the bathyscaphe "Archimède". — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 47, N 1, p. 124—130.

Belousov V.V. [Белоусов В.В.]. Seafloor spreading and geologic reality. — In: Plate Tectonics — Assessments and Reassessments. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1974, p. 155—166.

Bibee L.D., Shor G.G., Lu R.S. Inter-arc spreading in the Mariana trough. Marine Geology, 1980, vol. 35, p. 183—197.

Birch F. Heat flow at Eniwetok atoll. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1956, vol. 67, p. 941—942.

Bodine J.H., Watts A.B. On lithospheric flexure seaward of the Bonin and Mariana trenches. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 43, N 1, p. 132—148.

Bonatti F. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 17, p. 3825—3831.

Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth's crust in the equatorial Atlantic. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 23, p. 4104—4116.

Born A. Der geologische Aufbau der Erde. Handbuch der Geophysik. Berlin, 1932.

Bottinga Y., Allegra C.J. Thermal aspects of sea-floor spreading and the nature of the oceanic crust. — Tectonophysics, 1973, vol. 18, N 1—2, p. 1—17.

Brace D.R., Andrews J.E. Western Caroline Ridge: relic island arc? — Marine Geophys. Res., 1974, vol. 2, N 2, p. 111—125.

Briggs R.S. Time correlation on basis of magnetic data. — In: Plate Tectonics — Assessments and Reassessments. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1974, p. 406—408.

Buhl P., Stoffa P.L., Kon T.K. et al. Observation of reflection from the M-discontinuity in the Western Pacific by near vertical incidence multi-channel profiling. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, vol. 59, N 4, p. 321.

Carlson R.L., Christensen N.I., Moore R.P. Anomalous crustal structures in ocean basins: continental fragments and oceanic plateaus. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 51, N 1, p. 171—180.

Carrutherg J.N., Lawford A.L. The deepest oceanic sounding. — Nature, 1952, N 4302, p. 601—603.

Challinor J. Uniformitarianism — the fundamental principle of geology. — In: International Geologic Congress. Prague: Academia, 1968, p. 331—343.

Chapman D.S., Pollack H.N. Global heat flow: a new look. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, p. 23—30.

Christensen N.I. The geophysical significance of oceanic plagiogranite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 36, N 2, p. 297—300.

Christensen N.I. Ophiolites, seismic velocities and oceanic crustal structure. — Tectonophysics, 1978, vol. 47, N 1—2, p. 131—157.

Christensen N.I., Fountain D.M., Stewart R.J. Oceanic crustal basement: a comparison of seismic

properties of D.S.D.P. basalts and consolidated sediments. — *Marine Geology*, 1973, vol. 15, N 4, p. 215–226.

Christensen N.I., Salisbury M.H. Structure and constitution of the lower oceanic crust. — *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 1975, vol. 13, N 1, p. 57–86.

Chubb L.I. The structure of the Pacific Basin. — *Geol. Mag.*, 1934, vol. 71, N 841, p. 289–302.

Clague D.A., Dalrymple G.B. Age of Koko seamount Emperor seamount chain. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 17, p. 411–415.

Clague D.A., Dalrymple G.B. Cretaceous K-Ar ages of volcanic rocks from the Musicians seamounts and the Hawaiian ridge. — *Geophys. Res. Lett.*, 1975, vol. 2, N 7, p. 305–308.

Clague D.A., Dalrymple G.B., Moberly R. Petrography and K-Ar ages of dredged volcanic rocks from the Western Hawaiian Ridge and the Southern Emperor Seamount Chain. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, vol. 86, N 7, p. 991–998.

Clague D.A., Jarrard R.D. Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor chain. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, vol. 84, N 4, p. 1135–1154.

Cloud P.E., Schmidt R.G., Burke A.W. Geology of Saipan, Mariana islands. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 280–A, 1956. 126 p.

Clowes R.M., Kanasevich E.R. Seismic attenuation and the nature of reflecting horizons within the crust. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 32, p. 6693–6705.

Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 8, p. 1099–1108.

Cook K.L. The problem of the mantle-crust mix: later inhomogeneity in the uppermost part of the Earth's mantle. — *Advan. Geophys.*, 1962, vol. 9, p. 295–360.

Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 11, p. 1916–1934.

Dalrymple G.B., Clague D.A. Age of the Hawaiian-Emperor bend. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, p. 313–329.

Dalrymple G.B., Garcia M.O. Age and chemistry of volcanic rocks dredged from Jingū seamount, Emperor Seamount Chain. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* Washington. U.S. Govern. Print. Office, 1980, vol. 55, p. 685–691.

Dalrymple G.B., Lanphere M.A., Clague D.A. Conventional and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ K-Ar ages of volcanic rocks from Ōjin (site 430), Nintoku (site 432), and Suiko (site 433) seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian-Emperor Chain. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1980a, vol. 55, p. 659–676.

Dalrymple G.B., Lanphere M.A., Natland J.H. K-Ar minimum age for Meiji Guyot, Emperor Seamount Chain. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1980b, vol. 55, p. 677–683.

Damiani L. Nomenclature des formes profondes du terrain océanique. — In: *La Topographie et la Géologie des profondeurs océaniques*. Paris, 1959, p. 161–167.

Dana J.D. On some results of the Earth's contraction from cooling. Part 5. Formation of the Continental plateaus and Oceanic depressions. — *Amer. J. Sci. and Arts*, 1873. Third Series, vol. 6, N 33, p. 161–172.

Davies T.A., Wilde P., Clague D.A. Kōko seamount: a major guyot at the southern end of the Emperor seamounts. — *Marine Geology*, 1972, vol. 13, N 5, p. 311–321.

Deep Sea mineral resources investigation on the Eastern Central Pacific Basin, cruise report, N 4. *Geol. Surv. Japan*, 1975. 103 p.

Deep Sea mineral resources investigation in the Central-Eastern part of Central Pacific basin, cruise report N 8. *Geol. Surv. Japan*, 1977, 218 p.

Deep Sea mineral resources investigation in the Central-Western part of Central Pacific basin, cruise report N 12. *Geol. Surv. Japan*, 1979. 256 p.

Den N., Hotta H. Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido. — *Papers in Meteor. and Geophys.*, 1973, vol. 24, N 1, p. 31–54.

Den N., Hotta H., Asano S. et al. Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido. Part 1. Crustal structure of the continental slope off Tokachi. — *J. Phys. Earth.*, 1971, vol. 19, N 4, p. 329–345.

Den N., Ludwig W.J., Murauchi S. et al. Seismic refraction measurements in the Northwest Pacific basin. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 6, p. 1421–1434.

Dietz R.S. Marine geology of northwestern Pacific: description of Japanese bathymetric chart 6901. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1954, vol. 65, N 1, pt. 1, p. 1199–1224.

Dillon L.S. Neovolcanism: a proposed replacement for the concepts of plate tectonics and continental drift. — In: *Plate Tectonics – Assessment and Reassessments*. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1974, p. 167–239.

Doan D.B., Burke H.W., May H.G., Stensland C.H. Military geology of Tinian, Mariana Islands. Intelligence Div., Office of Engineer Headquarters, U.S. Army Pacific with personnel of the U.S. Geol. Surv., 1960, pt. 1, p. 1–149.

Dobrin M.B., Perkins B.J., Snively B.L. Subsurface constitution of Bikini Atoll as indicated by a seismic-refraction survey. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1949, vol. 60, p. 807–828.

Edgar N.T. Acoustic stratigraphy in the deep oceans. — In: *The Geology of Continental Margins*. N.Y.; Heidelberg; Berlin: Springer-Verlag, 1974, p. 243–246.

Embley R.W., Johnson D.A. Acoustic stratigraphy and biostratigraphy of Neogene carbonate horizons in the north equatorial Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1980, vol. B85, N 10, p. 5423–5437.

Erickson A.I. Initial report on down hole temperature and shipboard thermal conductivity measurements. Leg 19. Deep-Sea Drilling Project. — In: *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1973, vol. 19, p. 643–656.

Erickson B.H., Nauder F.P., Lucas W.H. Emperor Fracture Zone: a Newly discovered feature in the Central North Pacific. — *Nature*, 1970, vol. 225, p. 53–54.

Evison F.F. Active regions of the southwest Pacific. — *Can. J. Earth Sci.*, 1968, vol. 5, N 4, pt. 2, p. 1045–1049.

Ewing J., Ewing M. Marine seismic studies. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, vol. 47, N 1, p. 276–279.

Ewing J., Ewing M., Aitken T., Ludwig J. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling. — *Geophys. Monogr.*, 1968, vol. 12, p. 147–172.

- Ewing M., Saito T., Ewing J.I., Burckle L.H. Lower Cretaceous sediments from the Northwest Pacific. — Science, 1966, vol. 152, p. 751–755.
- Fischer A.G. Geological time-distance rates: the Bubnoff unit. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, N 3, p. 549–551.
- Fischer A.G., Heezen B.C., Boyce R.E. et al. Geological History of the western north Pacific. — Science, 1970, vol. 168, p. 1210–1214.
- Fox P.J., Opdyke N.D. Geology of the oceanic crust: magnetic properties of the oceanic rocks. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 23, p. 5139–5154.
- Fox P.J., Schreiber E., Peterson J.J. The geology of the oceanic crust: compressional wave velocities of the oceanic rocks. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 23, p. 5155–5172.
- Fox P.J., Schreiber E., Rowlett H., McCamy K. The geology of the Oceanographer Fracture Zone: a model for fracture zones. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 23, p. 4117–4128.
- Fujii S., Inoue M., Honza E. About on the gravels dredged from the Suiko Seamount. — In: Abstract of the 80th Annual Meeting Geological Society of Japan. Tokyo, 1973. 86 p.
- Furukawa K., Gettrust J.F., Kroenke L.W., Campbell J.F. Crust and upper mantle structure along the flank of Kōko seamount. — Bull. Seism. Soc. Amer., 1980, vol. 70, N 4, p. 1161–1169.
- Garcia M.O., Lin N.W.K., Muenow D.W. Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana island arc and trough. — Geochimica et Cosmochimica Acta, 1979, vol. 43, N 3, p. 305–312.
- Garrison L.E., Schlanger S.O., Wachs D. Petrology and paleogeographic significance of Tertiary nannoplankton-foraminiferal limestones, Guam. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1974, vol. 17, N 1, p. 49–64.
- Gates O., Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian ridge. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1956, vol. 67, N 2, p. 127–146.
- Geological Investigations of Japan and southern Kurile trench and slope areas, GH 76–2 cruise April–June 1976. Kawasaki-shi: Geol. Surv. Japan, 1977. 127 p.
- Geology and mineral resources of Japan. Kawasaki-shi: Geol. Surv. Japan, 1977. Vol. 1: Geology. 430 p.
- Gettrust J.F., Furukawa K., Kroenke L.W. Crustal structure of the Shatsky Rise from seismic refraction measurements. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N 10, p. 5411–5415.
- Gibson W., Nichols H. Configuration of the Aleutian ridge. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1953, vol. 64, p. 1173–1188.
- Gnibidenko H.S. [Гнибиденко Г.С.]. The geosyncline process and the Western Pacific. — In: Volcanoes and Tectonosphere. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1976, p. 359–370.
- Grant A.C. Problems with plate tectonics: the Labrador Sea. — Bull. Canad. Petroleum Geology, 1980, vol. 28, N 2, p. 252–278.
- Greene H.G., Dalrymple G.B., Clague D.A. Evidence for northward movement of the Emperor Seamounts. — Geology, 1978, vol. 6, N 2, p. 70–74.
- Gregory J. The geological history of the Pacific Ocean. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1930, vol. 86, N 342, p. 72–136.
- Halunen A.J., Herzen R.P. von. Heat flow in the Western Equatorial Pacific ocean. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 23, p. 5195–5208.
- Hamilton E.L. Upper Cretaceous, Tertiary and Recent planktonic foraminifera from Mid-Pacific flat-topped seamounts. — J. Paleontol., 1953, vol. 27, p. 204–237.
- Hayes D.E., Pitman W.C.III. Magnetic lineations in the North Pacific. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1970, vol. 126, p. 291–314.
- Heezen B.C., Fornari D.J. Geological Map of the Pacific ocean. Sc. 1: 35 000 000. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1975, vol. 30.
- Heezen B.C., Matthews J.L., Catalano R. et al. Western Pacific gyots. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1973, vol. 20, p. 644–674.
- Heirtzler J.R. Marine geomagnetic anomalies. — J. Geomagnet. Geoelectr., 1965, vol. 17, p. 227–236.
- Heess H.H. Major structural features of the western north Pacific and interpretation of H.O. 5485 bathymetric chart, Korea to New Guinea. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1948, vol. 59, N 5, p. 417–446.
- Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific. — Geophys. Monogr., 1976, vol. 19, p. 205–228.
- Hilde T.W.C., Raff A.D. Evidence of oceanic crust beneath the shoreward slope of the Japan trench from magnetic and seismic reflection data (abstract). — Trans. Amer. Geophys. Union, 1970, vol. 51, p. 330.
- Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the western Pacific and its margin. — Tectonophysics, 1977, vol. 38, N 1–2, p. 145–165.
- Hill M.L. A test of new global tectonics: comparisons of northeast Pacific and California structures. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1971, vol. 55, N 1, p. 3–9.
- Hodges F.M., Papike J.J. DSDP site 334: magmatic cumulates from oceanic layer 3. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 23, p. 4135–4151.
- Hollister C.D., Glenn M.F., Lonsdale P.F. Morphology of seamounts in the western Pacific and Philippine basin. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 41, N 4, p. 405–418.
- Honda T., Kitano K. Basaltic rock fragments and gabbroic ones from the north western slope of the Bayonnaise rocks, Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1974, vol. 80, N 4, p. 149–163.
- Honda S., Matsubara Y., Watanabe T. et al. Complication of eleven new heat flow measurements on the Japanese Islands. — Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 1979, vol. 54, pt. 1, p. 45–73.
- Honza E. Ryukyu arc and Izu–Ogasawara arc. — Marine Sciences Monthly, 1976, vol. 8, N 3, p. 29–34.
- Honza E., Kagami H. A possible accretion accompanied by ophiolite in the Mariana trench. — J. Geogr., 1977, vol. 86, N 2, p. 80–91.
- Horai J., Uyeda S. Terrestrial heat flow in Japan. — Nature, 1963, vol. 199, p. 364–365.
- Horai K., Simmons G. Spherical harmonic analysis of terrestrial heat flow. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 6, N 5, p. 386–397.
- Horn R., Horn B.M., Delach M.N. Sedimentary provinces of the North Pacific. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1970, N 126, p. 1–21.
- Hoshino M. On the continental shelves around the Japanese islands. — Geogr. Rev., 1957, vol. 30, p. 53–65.
- Hoshino M. Eustacy in relation to orogenic stage. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1975. 321 p.
- Hotta H. A crustal section across the Izu–Ogasawara arc and trench. — J. Phys. Earth, 1970, vol. 18, N 2, p. 123–141.

- Houtz R.E. Seismic properties of layer 2A in the Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 35, p. 6321–6331.
- Houtz R.E., Buhl P., Stoffa P. et al. Observations of the decrease in upper mantle seismic velocity beneath the Japan–Bonin trench. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1978, vol. 59, N 4, p. 321.
- Houtz R., Ewing J., Buhl P. Seismic data from sonobuoy stations in the Northern and Equatorial Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 26, p. 5093–5111.
- Houtz R., Ludwig W.J. Distribution of reverberant subbottom layers in the Southwest Pacific basin. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, N B7, p. 3497–3504.
- Houtz R., Windisch C., Murauchi S. Changes on the crust and upper mantle near the Japan–Bonin trench. — *J. Geophys. Res.*, 1980, vol. 85, N B1, p. 267–274.
- Hyndman R.D., Drury M.J. The physical properties of oceanic basement rocks from deep drilling on the mid–Atlantic ridge. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 23, p. 4042–4052.
- Ilich M. New global tectonics: pros and cons. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 2, p. 360–363.
- Initial Core Descriptions. Deep Sea Drilling Project, Leg 55. La Jolla, California: U.S. Scripps Inst. Oceanogr., 1977. 106 p.
- Initial Core Descriptions. Deep Sea Drilling Project, Leg. 60. La Jolla, California: U.S. Scripps Inst. Oceanogr., 1979. 173 p.
- Initial Core Descriptions Deep Sea Drilling Project, Leg 62. North Pacific Paleoenvironments. La Jolla, California: U.S. Scripps Inst. Oceanogr., 1980. 113 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govern. Print. Office, 1971a, vol. 6. 1329 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govern. Print. Office, 1971b, vol. 7. 1757 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govern. Print. Office, 1973a, vol. 19. 913 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govern. Print. Office, 1973b, vol. 20. 958 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govern. Print. Office, 1975a, vol. 31. 927 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govern. Print. Office, 1975b, vol. 32. 980 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govern. Print. Office, 1980a, vol. 55. 868 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govern. Print. Office, 1980b, vol. 56–57, pts 1–2. 1417 p.
- Isshiki N., Matsui K., Ono K. Volcanoes of Japan. Map in scale 1:2 000 000. Kawasaki-shi: Geol. Surv. Japan, 1968. 1 sheet.
- Iwabuchi Y., Mogi A. Summarization of submarine geology in each zone of Japanese Upper Mantle Project. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area. Part II. Geology and Geochemistry.* Kawasaki-shi: Geol. Surv. Japan, 1973, p. 138–162.
- Izu-Ogasawara (Bonin) arc and trench investigations, June and October–November 1974 GH 74–3 and –6 Cruises. Cruise Report N 5. Kawasaki-shi: Geol. Surv. Japan, 1976. 68 p.
- Jackson E.D., Silver E.A., Dalrymple G.B. Hawaiian-Emperor Chain and its relation to Cenozoic Circumpacific tectonics. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, vol. 83, p. 601–618.
- Jeffreys H. Theoretical aspects of continental drift. — In: *Plate Tectonics – Assessments and Reassessments.* Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1974, p. 395–405.
- Jessop A.M., Hobart M.A., Sclater J.G. The world heat flow data compilation-1975. Geothermal series N 5. Ottawa, Canada K1a 0Y3: Earth Phys. Branch. Dept. of Energy, Mines and Resources, 1976. 125 p.
- Jones G.M., Holde T.W.C., Sharman G.F., Agnew D.C. Fault patterns in outer trench wells and their tectronic significance. *Texas A and Univ.*, 1979. 24 p.
- Kanamori H. Study of the crust–mantle structure in Japan. Part 1. Analysis of gravity data. — *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1963, vol. 41, p. 4, p. 15–37.
- Kaneoka I., Isshiki N., Zashu S. K-Ar ages of the Izu-Bonin islands. — *Geochemical J.*, 1970, vol. 4, p. 53–60.
- Karig D.E. Structural history of the Mariana Island arc system. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, vol. 82, N 2, p. 323–344.
- Karig D.E., Anderson R.N., Bibee L.D. Characteristics of back arc spreading in the Mariana Trough. — *J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 83, N B3, p. 1213–1226.
- Karig D.E., Glassley W.E. Dacite and related sediment from the West Mariana Ridge, Philippine Sea. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, vol. 81, N 7, p. 2143–2146.
- Karig D.E., Moore G.E. Tectonic complexities the Bonin arc system. — *Tectonophysics*, 1975, vol. 27, N 2, p. 97–118.
- Karig D.E., Peterson M.N.A., Shor G.G. Sediment-capped guyots in the mid–Pacific mountains. — *Deep-Sea Res.*, 1970, vol. 17, p. 373–378.
- Keller F., Menschke Y., Aldredge L. Aeromagnetic surveys in the Aleutian, Marshall and Bermuda Islands. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1954, vol. 35, N 4, p. 128–135.
- King L.C. The morphology of the Earth. A study and synthesis of World scenery. Edinburg-London: Oliver and Boyd, 1962. 726 p.
- Kobayashi K. Marine Geophysics. — *Recent Progr. Nat. Sci. Japan*, 1977, N 2, p. 115–127.
- Komukai R., Nakayama R. On the bottom topography of Japan Trench. — *Hydrogr. Bull.*, 1958, vol. 57, p. 45–52.
- Kuno H., Fisher R.L., Nasu N. Rock fragments and pebbles dredged near Jimmu Seamount, northwestern Pacific. — *Deep-Sea Res.*, 1956, vol. 3, p. 126–133.
- Ladd H.S. Foundation of Eniwetok Atoll. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1952, vol. 63, N 12. 1273 p.
- Ladd H.S. Bikini and Eniwetok Atolls, Marshall Islands. — *Biol. and Geol. Coral Reefs.* N.Y.; L., 1973, vol. 1, Geology 1, p. 93–112.
- Ladd H.S., Ingerson E., Townsend R.C. et al. Drilling on Eniwetok Atoll, Marshall Islands. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1953, vol. 37, p. 2257–2280.
- Ladd H.S., Tracey J.I., Lill C.G. Drilling on Bikini Atoll, Marshall Islands. — *Science*, 1948, vol. 107, p. 51–55.
- Lancelot Y., Larson R.L. Sedimentary and tectonic evolution of the northwestern Pacific. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1975, vol. 32, p. 925–939.

- Langseth M.G.* Vema 32-13 cruise report. - Lamont-Doherty Geol. Observ. of Columbia Univ., 1975. 11 p.
- Langseth M.G., Malone J., Berger D.* Sea floor geothermal measurements from Vema cruise 24. - Columbia Univ. Tech. Rept. 3-CU-3-71 (N TJSAD 729682), 1971. 452 p.
- Larson R.L.* Late Jurassic and Early Cretaceous evolution of the Western Central Pacific Ocean. - *J. Geomag. and Geoelect.*, 1976, vol. 28, N 3, p. 219-236.
- Larson R.L., Chase C.G.* Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, vol. 83, p. 3627-3644.
- Larson R.L., Hilde T.W.C.* A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. - *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 10, p. 2586-2594.
- Lee W., Uyeda S.* Review of heat flow data. - In: *Terrestrial Heat Flow*. Washington: Amer. Geophys. Union, 1965, p. 87-190.
- Lehmann R.* Crustacean coproliths from topmost Jurassic or basal Cretaceous deposits of the Northwestern Pacific. - In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1975, vol. 32, p. 827-828.
- Le Pichon H.* Models and structure of the oceanic crust. - *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, N 5-6, p. 385-401.
- Lewis B.T.R., Snodysman W.E.* Evidence for a low velocity layer at the base of the oceanic crust. - *Nature*, 1977, vol. 266, N 5600, p. 340-344.
- Lewis B.T.R., Snodysman W.E.* Fine structure of the lower oceanic crust on the Cocos Plate. - *Tectonophysics*, 1979, vol. 55, N 1-2, p. 87-105.
- Lindt W.J.* Movement of the Mohorovicic discontinuity under isostatic conditions. - *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, N 4, p. 1289-1297.
- Lowry W.D.* North American geosynclines - test of continental drift theory. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1974, vol. 58, N 4, p. 575-620.
- Ludwig W.J., Ewing J.I., Ewing M.* et al. Sediments and structure of the Japan trench. - *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, N 8, p. 2121-2137.
- Ludwig W.J., Houtz R.E.* Isopach Map of sediments in the Pacific ocean basin and marginal sea basins. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1979. 2 sheets.
- Mammerickx J.* A deep-sea channel in the Northwest Pacific basin. - *Marine Geology*, 1980, vol. 34, N 3-4, p. 207-218.
- Mantura A.J.* Geophysical illusions of continental drift. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 8, p. 1552-1556.
- Masson R.G., Raff A.D.* Magnetic survey off the west coast of North America, 32°N latitude to 42°N latitude. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, vol. 72, N 8, p. 1259-1266.
- Matsuzawa A., Tamano T., Aoki Y., Ikawa T.* Structure of the Japan trench subduction zone, from multi-channel seismicreflection records. - *Marine Geology*, 1980, vol. 35, p. 171-182.
- Maxwell J.C.* The new global tectonics - an assessment. - In: *Plate Tectonics: Assessments and Reassessments*. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1974, p. 24-42.
- Maynard G.L.* Crustal layer of seismic velocity 6.9 to 7.6 kilometers per second under the deep oceans. - *Science*, 1970, vol. 168, N 3927, p. 120-121.
- McKenzie J., Bernoulli D., Schlanger S.O.* Shallow-water carbonate sediments from the Emperor Seamounts: their diagenesis and paleogeographic significance. - In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1980, vol. 55, p. 415-455.
- Menard H.W.* Development of median elevations in ocean basins. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1958, vol. 69, N 9, p. 1179-1186.
- Menard H.W.* *Marine Geology of the Pacific*. N.Y.: McGraw-Hill, 1964. 271 p.
- Menard H.W., Ladd H.S.* Oceanic islands, seamounts, guyots and atolls. - In: *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Sea*. N.Y.; L.: Intersci. Publ., 1963, vol. 3, p. 365-387.
- Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A.* "The new global tectonics": age of linear magnetic anomalies of ocean basins. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 2, p. 337-359.
- Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A.* Tests of plate tectonics. - In: *Plate Tectonics - Assessments and Reassessments*. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1974, p. 43-145.
- Mitchum R.M.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. - In: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, Oklahoma: AAPG Mem. 26, 1977, p. 205-212.
- Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Petrologic models for the Mid-Atlantic ridge. - *Deep-Sea Res.*, 1970, vol. 17, p. 109-123.
- Mogi A.* Bathymetry of the Kuroshio region. - In: *Kuroshio. Its Phys. Aspects*. Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1972, p. 53-80.
- Moore E.M., Jackson E.D.* Ophiolites and oceanic crust. - *Nature*, 1974, vol. 250, N 5462, p. 136-139.
- Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 2, p. 203-213.
- Murauchi S., Asanuma T.* Seismic reflection profiles in the Western Pacific, 1965-1974. Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1977. 232 p.
- Murauchi S., Den N., Asano S.* et al. Crustal studies of the Philippine Sea. - *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 10, p. 3143-3172.
- Nagumo S., Ouchi T., Kasahara J.* et al. Sub-Moho seismic profile in the Mariana Basin - ocean bottom seismograph long-range explosion experiment. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 53, p. 93-102.
- Nasu N., Lijima A., Kagami H.* Geological results in the Japanese Deep Sea Expedition in 1959. - *Oceanogr. Mag.*, 1960, vol. 11, N 2, p. 201-214.
- Niino H.* A survey of Kanmu seamount at the southern end of the Emperor seamounts in the Central North Pacific Ocean. - In: *the 10th Pacific Sci. Congr. Honolulu*, 1961. 383 p.
- Oberhanli R., Dietrich V.J., Oberhanli H.* *Maringeologische Untersuchungen im Westpazific*. - *Eclog. Geol. Helv.*, 1977, vol. 70, N 2, p. 417-434.
- Okada H., Suzuki S., Moriya T., Asano S.* Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observations. - *J. Phys. Earth*, 1973, vol. 21, N 4, p. 329-354.
- Ozima M., Honda M., Saito K.* ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of guyots in the Western Pacific and discussion of their evolution. - *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 1977, vol. 51, N 2, p. 475-485.
- Ozima M., Kaneoka I., 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. Lett.*, 1970, vol. 8, N 3, p. 237-249.

- Ozima M., Ozima M., Kaneoka J.* Potassium-Argon ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implications. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 2, p. 711–723.
- Parke K.H.* Die Mohorovičić-Diskontinuität. — *Geologie*, 1967, vol. 16, Beiheft 57, p. 127.
- Peter G.* Preliminary results of a systematic geophysical survey south of the Alaska peninsula. — *Paper Geol. Surv. Canada*, 1966, N 15, p. 66–71.
- Peter G., Elvers D., Yellin M.* Geological structure of the Aleutian trench southwest of Kodiak Island. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 2, p. 353–366.
- Pimm A.C.* Shatsky rise sediment: correlation of lithology and physical properties with geologic history. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1972, vol. 56, N 2, p. 364–370.
- Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-68-3. Ed. by Tomoda Y. Tokyo: Ocean Res. Inst. Univ. of Tokyo, 1968. 116 p.
- Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-71-1. Ed. by Tomoda Y. Tokyo: Ocean Res. Inst. Univ. of Tokyo, 1973. 110 p.
- Rabinowitz P.D., Cooper A.* Structure and sediment distribution in the western Bering Sea. — *Marine Geology*, 1977, v. 24, N 4, p. 309–320.
- Raitt E.W.* Seismic-refraction studies of the Pacific Ocean Basin. Part 1. Crustal thickness of the Central Equatorial Pacific. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1956, vol. 67, p. 1623–1640.
- Report on Aeromagnetic Survey in Japan. Kyoto Univ.: World Data Center C2, 1966. 242 p.
- Research Group for Daiichi-Kashima Seamount. Topography and Geology of Daiichi-Kashima Seamount, off Inubo Cape, Southeastern Honshu, Japan. — *Earth Science*, 1976, vol. 30, N 4, p. 222–240.
- Rosendahl B.R.* Evolution of oceanic crust. 2. Constraints, implications, and inferences. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 29, p. 5305–5314.
- Rosendahl B.R., Raitt R.W., Dorman L.M.* et al. Evolution of oceanic crust. 1. A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 29, p. 5294–5304.
- Saito K., Ozima M.* Ar⁴⁰–Ar³⁹ geochronological studies on submarine rocks from the Western Pacific area. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, p. 353–369.
- Salisbury M.H., Christensen N.I.* The seismic velocity structure of a traverse through the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland, and exposure of oceanic crust and upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 83, N B2, p. 805–817.
- Sasaki T.* Deep-sea research on Japan trench by the bathyscaphe "Archimede" in 1962. — *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 1962, vol. 18, N 3, p. 162–163.
- Scholl D.W.* Sedimentary sequences in the North Pacific trenches. — In: *The Geology of Continental Margins*. N.Y.: Springer-Verlag, 1974, p. 493–504.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S.* USGS Open File No 76-748. Aleutian-Bering Sea region seismic reflection profiles, Menlo Park, Calif.: US Geol. Surv., 1976.
- Scholl D.W., Hein J.R., Marlow M., Buffington E.C.* Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, p. 1567–1576.
- Schreiber E., Fox P.J.* Compressional wave velocities of oceanic rocks and the geology of the oceanic crust: a brief summary. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1973, vol. 54, N 11, p. 1033–1035.
- Schreiber E., Fox P.J.* Density and P-wave velocity of rocks from the FAMOUS region and their implication to the structure of the oceanic crust. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, N 4, p. 600–608.
- Slater J.G., Rifter U.G., Dixon F.S.* Heat flow in the southwestern Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, N 29, p. 5697–5704.
- Seismic reflection profiles in the Western Pacific, 1965–74. Compiled by S. Murauchi and T. Asanuma. Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1977. 232 p.
- Shimamura H.* Long range shot at the Mariana basin. — *Marine Sciences*, 1974, vol. 6, N 8, p. 40–46.
- Shimamura H., Asada T.* Apparent velocity measurements on an oceanic lithosphere. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1976, N 13, p. 15–22.
- Spudich P., Orcutt J.* A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. — *Revs. Geophys. and Space Phys.*, 1980, vol. 18, N 3, p. 627–645.
- Stockard H.P.* World magnetic survey 1957–1969. — IAGA, 1971, Final volume, p. 60.
- Stoffa P.L., Buhl P., Herron T.J.* et al. Mantle reflections beneath the Crestal Zone of the east Pacific rise from multi-channel seismic data. — *Marine Geology*, 1980, vol. 35, N 1–3, p. 83–97.
- Takayanagi Y.* Micropaleontology of the ocean. — *Marine Sciences*, 1975, vol. 7, p. 222–227.
- Talwani M., Buhl P., Stoffa P.L.* et al. The application of multichannel seismic to the study of the outer gravity high near the Japan trench. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1978, vol. 59, N 4, p. 321.
- Tomoda Y.* Reference book for gravity, magnetic and bathymetric data of the Pacific ocean and adjacent seas, 1963–71. Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1974. 158 p.
- Tomoda Y., Ozawa K., Segawa J.* Measurement of gravity and magnetic field on board a cruising vessel. — *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1968, N 3. 152 p.
- Tracey J.I., Schlanger S.O., Stark J.* et al. General geology of Guam. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 403-A, 1964, p. A1–A104.
- Track charts of SIO bathymetric data and track charts of SIO Magnetic data in the Pacific ocean. La Jolla, California, U.S.: Geol. Data Cent. Scripps Inst. Oceanogr., 1972. 21 sheets.
- Tsuchi R.* Discovery of Nerineid gastropoda from seamount Sysoev (Erimo), at the junction of Japan trench and Kurile trench. — *Proc. 11th Pacific Sci. Congr.*, 2, 1966. 90 p.
- Undersea features terminology. — *Mar. Geophys. Res.*, 1978, vol. 3, N 4, p. 421–432.
- Uyeda S., Horai K.* Terrestrial heat flow in Japan. — *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, N 10, p. 2121–2141.
- Uyeda S., Horai K., Yasui M., Akamatsu H.* Heat flow measurements over the Japan trench. — *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, N 3, p. 1186–1188.
- Uyeda S., Vacquier V., Yasui M.* et al. Results of geomagnetic survey during the cruise of R/V "Argo" in Western Pacific 1966 and the compilation of Magnetic charts of the same area. — *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 1967, vol. 45, N 3, p. 799–814.
- Uyeda S., Yasui M., Akamatsu T., Kawada K.* Heat flow measurements during the JEDS-6 and JEDS-7 cruises in 1963. — *Oceanogr. Mag.*, 1964, vol. 16, N 1–2, p. 7–10.
- Vacquier V., Uyeda S., Yasui M.* et al. Studies of the thermal state of the Earth. The 19th paper: Heat flow measurements in the northwestern Pacific

fic. — Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 1966, vol. 44, N 4, p. 1519–1535.

Van Hinte J.E. A Cretaceous time scale. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, N 4, p. 498–516.

Washington H.S. The chemical composition of the Earth. — Amer. J. Sci., 1925. Ser. 5, vol. 9, N 53, p. 351–378.

Watanabe T., Herzen R.P. von, Erickson A. Geothermal studies, Leg 31, Deep-Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govern. Print. Office, 1975, vol. 31, N SFSP-31, p. 573–576.

Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N. Heat flow in back-arc basins of the western Pacific. — In: Island Arcs, Deep-Sea Trenches and Back-Arc Basins. Maurice Ewing Series, Washington: AGU, 1977, vol. 1, p. 137–161.

Watts A.B., Leeds A.R. Gravimetric geoid in the northwest Pacific ocean. — Geophys. J. Royal Astron. Soc., 1977, vol. 50, N 2, p. 249–277.

Wesson P.S. Objections to continental drift and plate tectonics. — J. Geol., 1972, vol. 80, N 2, p. 185–197.

Wesson P.S. Problems of the plate tectonics and continental drift. — In: Plate Tectonics. — Assessments and Reassessments. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1974a, p. 146–154.

Wesson P.S. Lomnitz law versus elasticoviscous controversy. — In: Plate Tectonics — Assessments and Reassessments. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1974b, p. 448–462.

Windisch C., Stoffa P.L., Buhl P. et al. Multi-channels constant profiles in the Western Pacific.

Results. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, vol. 59, N 4, p. 320.

Wiseman D.H., Ovey C.D. Definitions of features on the deep-sea floor. — Deep-Sea Res., 1953, vol. 1, p. 11–16.

Woollard G.P. The interrelations of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific. — Revs. Geophys. and Space Physics, 1975, vol. 13, N 1, p. 87–137.

Woollard G.P., Strange W.E. Gravity anomalies and the crust of the earth in the Pacific basin. — Geophys. Monogr., 1962, vol. 6, p. 60–80.

Worzel J.L. Pendulum gravity measurements at sea, 1936–1959. N.Y., 1965. 305 p.

Worzel J.L. Standard oceanic and continental structure. — In: The Geology of Continental Margins. N.Y.: Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, 1974, p. 59–66.

Yasui M., Epp D., Nagasaka K., Kishii T. Terrestrial heat flow in the seas around the Nansei Shoto (Ryukyu Islands). — Tectonophysics, 1970, vol. 10, N 1–3, p. 225–234.

Yasui M., Horai K., Uyeda S., Akamatsu H. Heat flow measurements in the western Pacific during the JEDS-5 and other cruises in 1962 aboard m/s "Ryofu-Maru". — Oceanogr. Mag., 1963, N 14, p. 147–156.

Yoshii T. Compilation of geophysical data around the Japanese Islands (1). — Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 1979, vol. 54, pt 1, p. 75–117.

Zidarov D. Paleomagnetic data analysis and the continents' drift. — Pure and Appl. Geophys., 1971, vol. 89, N 6, p. 126–133.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Г.С. Гнибиденко)	3
Система основных понятий	3
Общая теория	4
Геотектоника	4
 Глава 1	
Развитие представлений о структурной эволюции северо-западной части Тихого океана (Г.С. Гнибиденко)	7
 Глава 2	
Современная модель строения океанической земной коры (Г.С. Гнибиденко)	10
Очерк развития представлений о строении земной коры	10
Природа раздела Мохоровичича	13
Современная модель строения океанической земной коры	13
 Глава 3	
Принципы тектонического районирования (Г.С. Гнибиденко)	16
Вводные замечания	16
Критерии тектонического районирования	17
 Глава 4	
Обзор геолого-геофизических исследований	20
Исследование рельефа (В.В. Куделькин)	20
Исследование структуры земной коры (В.В. Куделькин)	22
Исследование геофизических полей	29
Магнитное поле (М.Л. Красный, А.А. Кругляков)	29
Гравитационное поле (Ю.А. Павлов)	31
Тепловой поток (О.В. Веселов)	33
Исследование вещественного состава геологических формаций (В.В. Куделькин)	34
Исследование осадков	34
Драгирование	35
Бурение	38
Фотосъемка дна (В.В. Куделькин)	40
Исследование дна с подводных аппаратов (В.В. Куделькин)	41
 Глава 5	
Геоморфология (А.С. Сваричевский)	42
Основные элементы рельефа	42
Геоморфологическое районирование	47
 Глава 6	
Геофизические поля	50
Гравитационное поле (Ю.А. Павлов)	50
Аномалии в редукции свободного воздуха	50
Аномалии в редукции Буге	52
Глубины залегания подошвы земной коры	52
Изостатическое состояние земной коры	54
Магнитное поле (М.Л. Красный, А.А. Кругляков)	58
Тепловой поток (О.В. Веселов)	61
Распределение температур в земной коре и верхней мантии	63
 Глава 7	
Тектоника	67
Структурно-формационные комплексы (Г.С. Гнибиденко)	67
Тектоническое районирование (Г.С. Гнибиденко)	68
Глубоководные желоба	68
Северо-Западная плита	74

Поднятие Гейш	78
Поднятие Шатского	79
Поднятие Императорское	80
Плита Гейш	83
Плита Картографов	84
Поднятие Огасавара-Гилберта	84
Поднятие Мид-Пасифик	86
Плита Магеллана	87
Поднятие Магеллана	87
Плита Восточно-Марианская	88
Вал Марианский	88
Глубинное строение (Г.И. Аносов, В.В. Аргентов, Г.С. Гнибиденко)	88
Зона пониженной скорости в земной коре южнее поднятия Шатского	93

Глава 8

Структурная эволюция (Г.С. Гнибиденко)	97
Современный геодинамический режим	97
Палеогеография	99
Является ли "тектоника плит" единственно возможной альтернативой структурной эволюции?	102
Заключение (Г.С. Гнибиденко)	104
Литература	105

**ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХОГО ОКЕАНА**

*Утверждено к печати
Сахалинским Комплексным
научно-исследовательским институтом*

Редактор *Н.Б. Заборовская*

Редактор издательства *В.Я. Енюкова*

Художник *А.Г. Кобрин*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

Технические редакторы *А.Л. Шелудченко, Н.М. Петракова*

Корректор *О.А. Пахомова*

ИБ № 27500

Подписано к печати 27.04.83. Т — 09318
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная
Усл. печ. л. 10,5 + 1,5 вкл. Усл. кр.-отг. 12,2. Уч.-изд. л. 14,1
Тираж 650 экз. Тип. зак. 252. Цена 2 р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к изданию следующие книги:

Атлас подводных фотографий Красноморского рифта. 12 л. 1 р. 80 к.

В атласе систематизированы фотографии рельефа дна Красноморского рифта, сделанные с помощью подводных аппаратов "Пайсис" и "Звук-4м" во время экспедиции ПИКАР Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. Дано описание структуры рифтовой впадины, проанализирована ее природа в свете тектоники литосферных плит. Рассмотрены основные черты трех главных процессов, формирующих подводный рельеф впадины: вулканизма, тектоники и осадкообразования.

Для геологов, океанологов, тектонистов, вулканологов.

Семенов Д.Ф. Корреляция мезозойско-кайнозойских эндогенных процессов Дальнего Востока. 7 л. 1 р. 10 к.

Рассмотрены мезозойские и кайнозойские тектонические, метаморфические и магматические процессы территории Сихотэ-Алиня, Сахалина, Курильских островов и окружающих их акваторий. Основой работы явилась систематизация новейших фактических материалов в статистическом и историко-генетическом аспектах. Широко использованы формационный анализ, данные о глубинном строении региона, методы палеотектонических реконструкций проекта.

Для геологов, петрологов, тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 743001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

2р. 10 к.

3913



Рис. 1

Рис. 1. Обзорная батиметрическая карта северо-западной части Тихого океана. Составил А.С. Сваричевский. Изобаты, км; штрихпунктир — ось глубоководных желобов

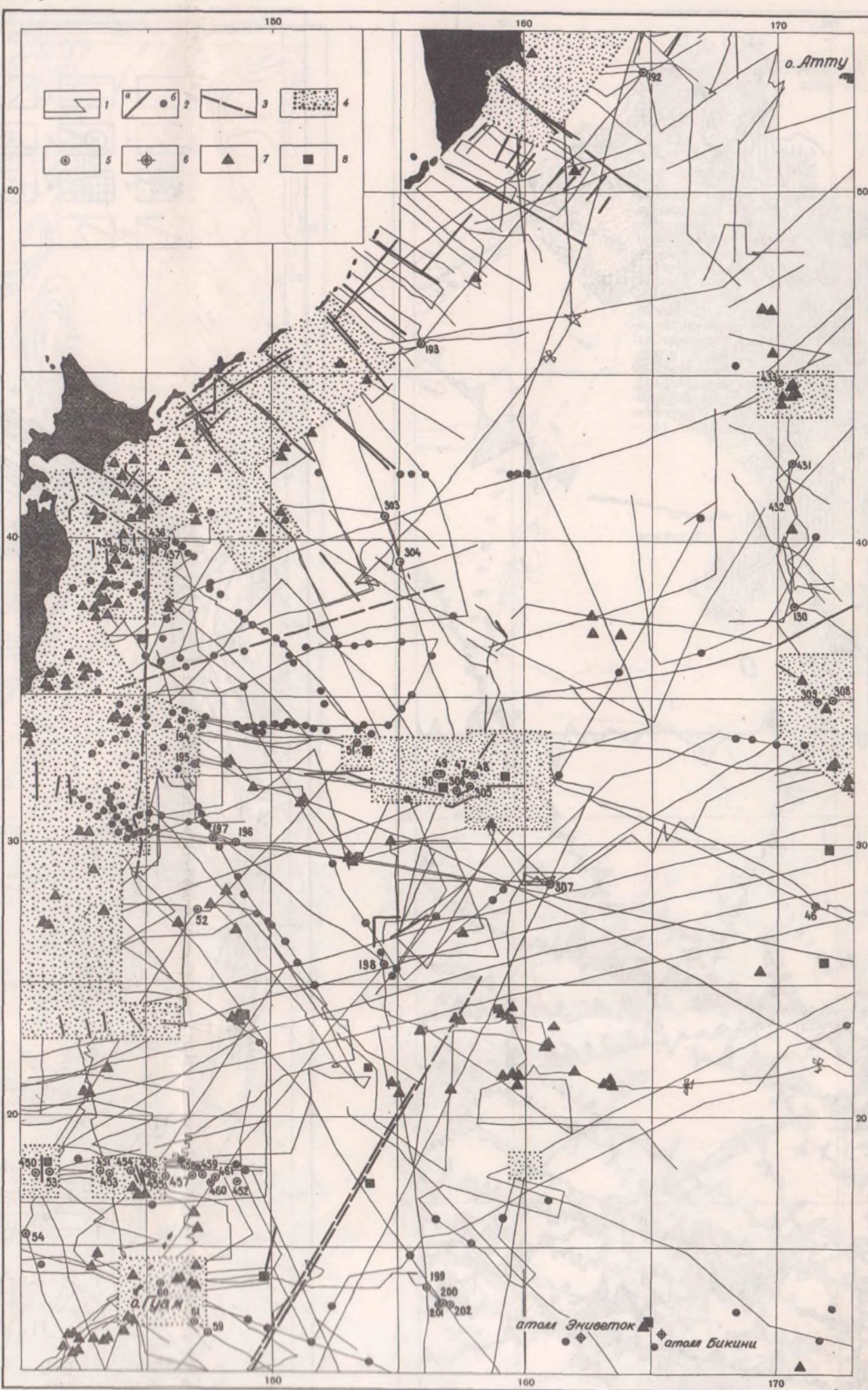


Рис. 4

к стр. 34

Рис. 4. Карта изученности северо-западной части Тихого океана сейсмическими и геологическими методами. Для составления карты использованы 102 источника, подробный перечень которых приведен в работе [Основы..., 1981]. Кроме того, учтены данные [Houtz, Ludwig, 1979; Fujiwara et al., 1980; Gettrust et al., 1980; Initial Reports..., vol. 56-57, 1980]. Составили В.В. Куделькин и С.П. Седельникова

1 — профили МОВ (дискретные, НСН и ОТТ); 2 — профильные (а) и дискретные (б) наблюдения ГСЗ и КМПБ; 3 — профили сверхглубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) — эксперимент "Полюс"; 4 — участки полигонных исследований и районов с плотной системой профилей МОВ; скважины: 5 — глубоководного бурения с судна "Гломер Меннелджер"; 6 — глубоководная впадина; станции: 7 — дрифтостанция, 8 — фотографированная дна

Рис. 5. Станции измерений теплового потока в северо-западной части Тихого океана. Составил О.В. Веселов. На карте дано местоположение температурных разрезов по профилям ГСЗ: AD и GH (см. рис. 18 и 19 [Den et al., 1969; Houtz et al., 1980])

1 — станции, значение теплового потока, мВт/м²; 2 — температурные разрезы; 3 — ось глубоководных желобов

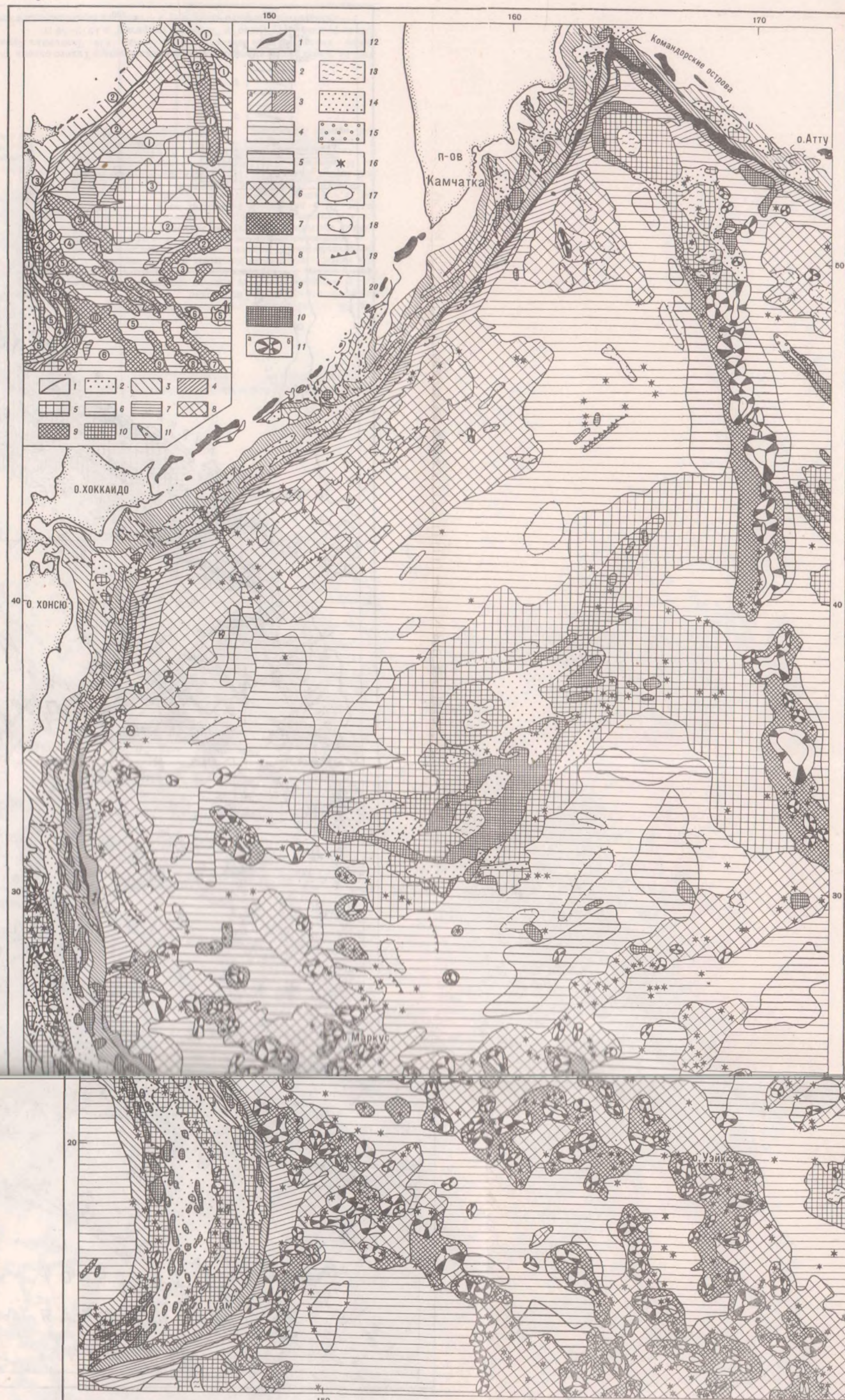


Рис. 7. Геоморфологическая карта северо-западной части Тихого океана. Составил А.С. Сваричевский

1 — дна глубоководных желобов; склоны: 2 — континентальные (а — пологие (2-3°), б — крутые (3-5°)); 3 — океанические (а — пологие (1-3°), б — крутые (>3°)); 4 — океанические равнины; 5 — пологие (1-3°) впадины; 6 — возвышенные равнины; 7 — шельфы гор; 8 — пологие (1-3°) склоны горных сооружений; 9 — горные сооружения и их склоны средней крутизны (3-5°); 10 — хребты и кругосклонные (>3°) горные сооружения; 11 — крупные вулканические постройки (а — конические, б — атоллы и гайоты); поверхности выравнивания: 12 — абразионные, 13 — неясного происхождения; 14 — седиментационные ступени; 15 — интрукосейсмические желоба; 16 — отдельные вулканические постройки (вне масштаба); 17 — возвышенности; 18 — впадины; 19 — тектонические уступы; 20 — крутые долины. На карте: схема геоморфологического районирования 1 — граница распространения океанических форм рельефа; 2 — субокеанические котловины; 3 — активная континентальная окраина (1 — Алеутский; 2 — Курило-Камчатский; 3 — Японский; 4 — Изу-Бонинский; 5 — Марианский); 4 — океанический склон; 5 — глыбовые горные сооружения (плато возвышенности Обручева; 1 — Мейджи, 2 — Детройт; 3 — возвышенность Шатского; 4 — плато Отсавара; 5 — плато Мис-Пасифик); 6 — равнины (1 — Северо-Западная; 2 — Картографов; 3 — Бейли; 4 — Гейли; 5 — Магеллановы; 6 — Восточно-Марианская); 7 — интрукосейсмические впадины (1 — Императорские; 2 — Картографов; 3 — Гейли; 4 — Маркус; 5 — Отсавара; 6 — Уэйкс; 7 — Раттл; 8 — Ралли; 9 — Зинделек; 10 — Магеллановы; 11 — Южно-Марианские); 10 — краевые вулканические цепи (1 — Северо-Индонезийские; 2 — Бонни; 3 — Западно-Марианские; 4 — Марианские; 5 — Восточно-Марианские); 11 — интрукосейсмические желоба



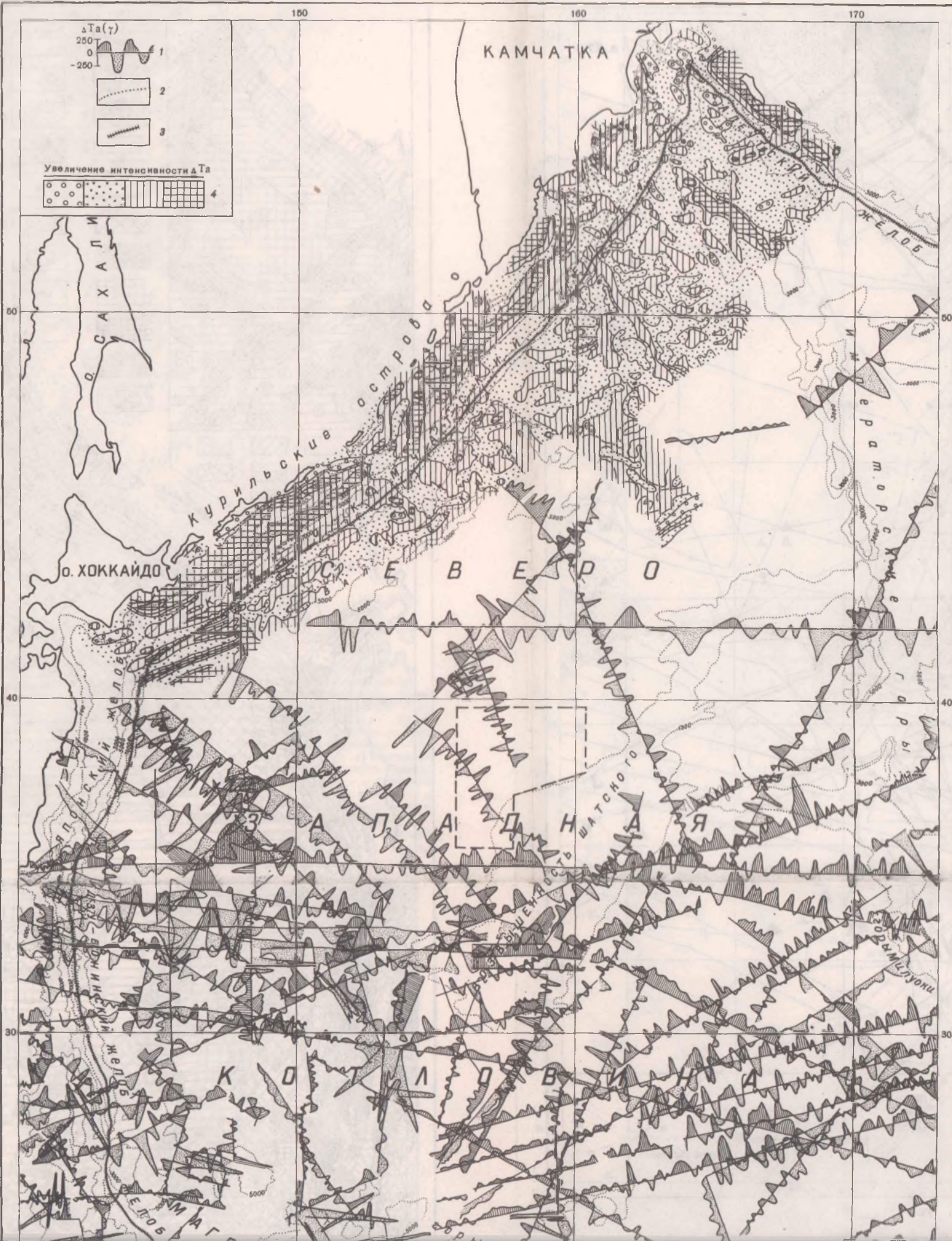


Рис. 13

Рис. 13. Карта аномального магнитного поля северо-западной части Тихого океана. Составили М.Л. Красный и А.А. Круляков

1 — маршруты судов и значения ΔT , гаммы; 2 — изобаты, м; 3 — оси глубоководных желобов

Рис. 20. Тектоническая карта северо-западной части Тихого океана. Составил Г.С. Гнибиденко

Структурные элементы первого порядка: 1 — океанические плиты, 2 — геантиклинальные поднятия, 3 — краевые валы; структурные элементы второго порядка: 4 — "перуглубленные" впадины, 5 — глубоководные желоба, 6 — горст-антиклинальные поднятия, 7 — грабен-синклинальные прогибы; структурные элементы третьего порядка: 8 — горстовые блоки, 9 — наложенные впадины и грабены; 10 — разломы и разломные зоны первого порядка; 11 — границы структурных элементов

Перечень структурных элементов: 1 — глубоководный желоб Марианский, 2 — грабен-синклинальная впадина Марианская, 3 — горст-антиклинорий Марианский, 4 — глубоководный желоб Волкано, 5 — горст Огасавара, 6 — горст-антиклинорий Бонинский, 7 — грабен-синклинорийный прогиб Бонинский, 8 — глубоководный желоб Идзу-

Рис. 21. Карта изопакит осадочного чехла северо-запада Тихого океана (А — северная, Б — южная части). Составлена Г.С. Гнибиденко с использованием данных [Ludwig, Houtz, 1979; Тектоника Курило-Камчатского . . . , 1980] и дополнительной информации по рейсам НИС "Пегас" и "Морской геофизик" в 1979-80 гг.

1 — изопакиты осадочного чехла, км; 2 — тальветы глубоководных желобов

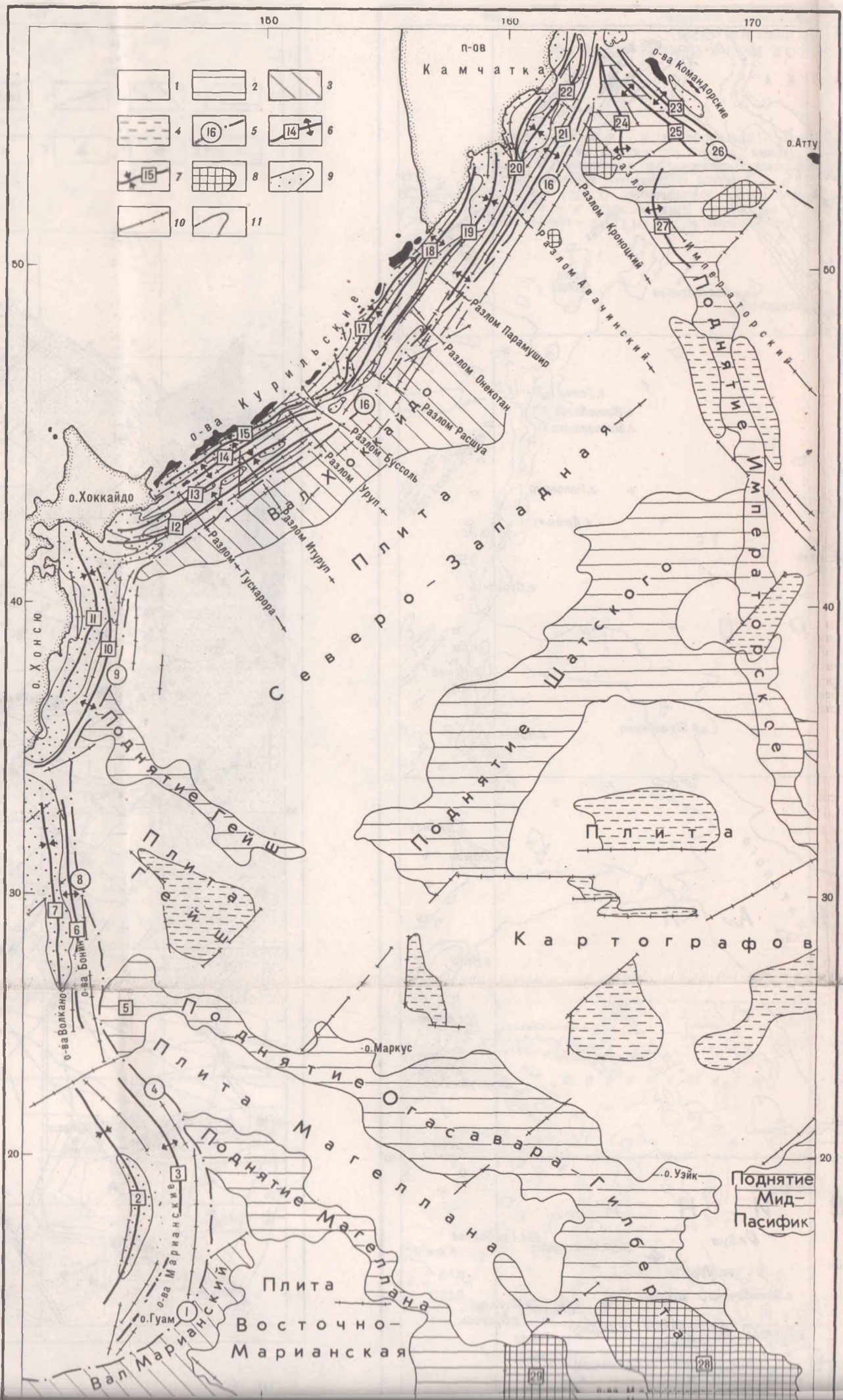


Рис. 20

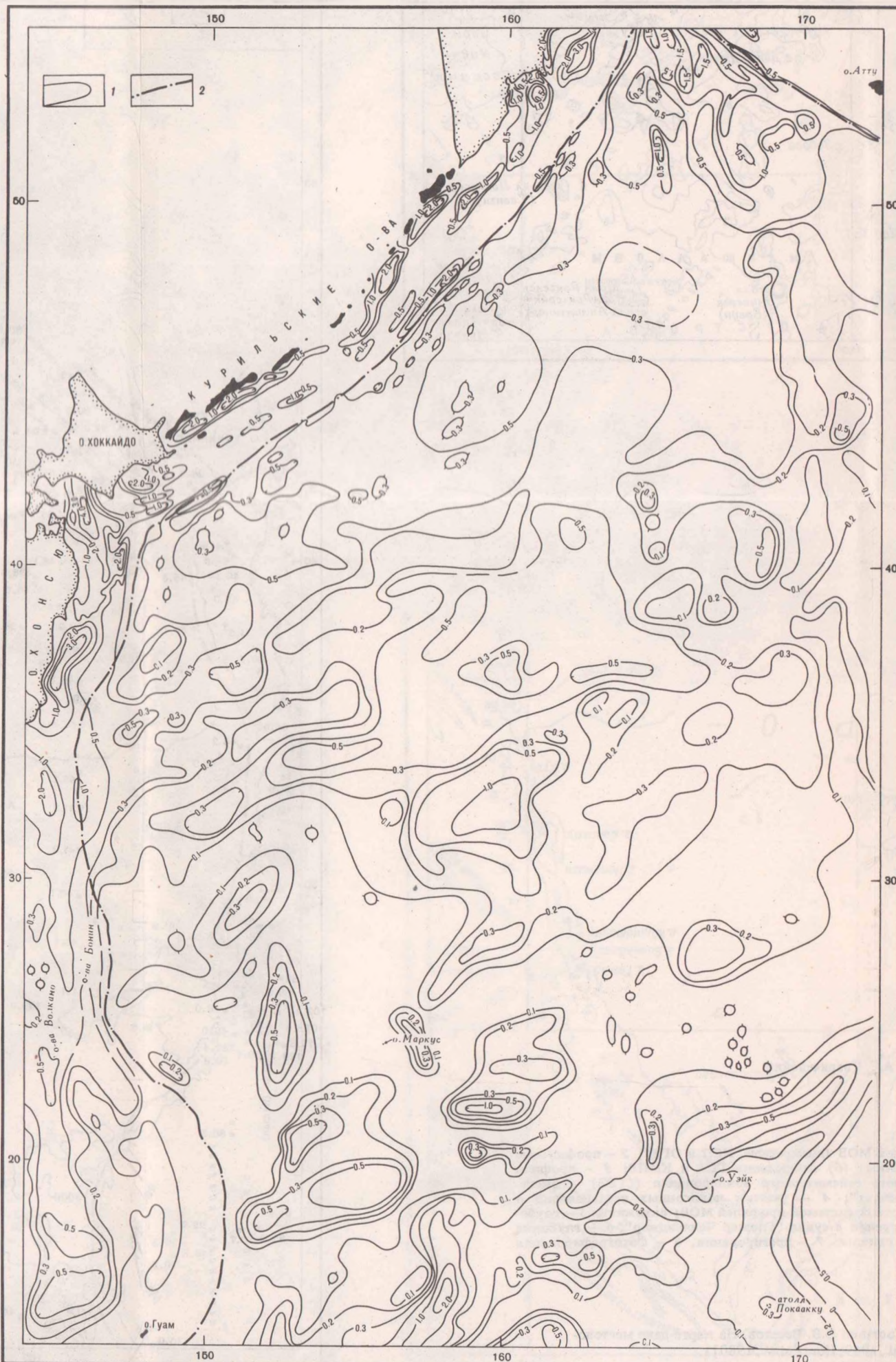


Рис. 21