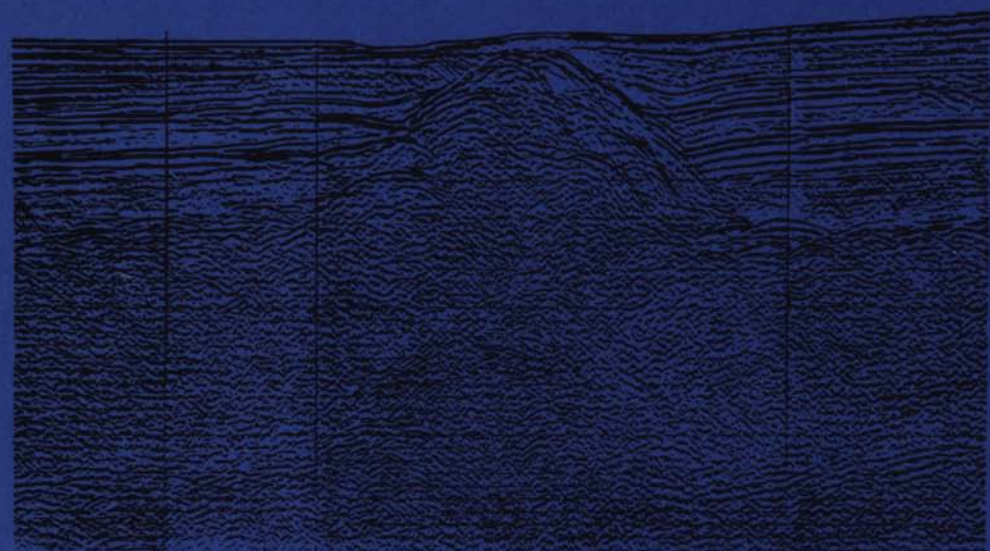




М.П.Антипов

ТЕКТОНИКА
НЕОГЕН-
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. П. АНТИПОВ

ТЕКТОНИКА
НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Труды, вып. 412



МОСКВА
"НАУКА"
1987

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

M.P. Antipov
TECTONICS
OF NEOGENE-QUATERNARY
SEDIMENTARY COVER
OF THE JAPAN SEA FLOOR

Transactions, vol. 412

Антипов М.П. Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. М.: Наука, 1987. 86 с. (Тр. ГИН; Вып. 412).

В работе на основе изучения временных сейсмических разрезов, использования материалов геологических исследований, данных геофизических полей раскрывается характер залегания поверхности акустического фундамента и слоев осадочного чехла дна Японского моря, выясняются тектоническая природа структур и условия образования слоев осадочного чехла. Приводятся структурные разрезы и карты мощностей осадочного чехла. Дается возможная картина истории развития и направленности тектонических движений на неотектоническом этапе развития Япономорского региона.

Ил. 33. Библиогр. 223 назв.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев
(главный редактор),
А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова

Ответственный редактор

А.Е. Шлезингер

Editorial board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences P.P. Timofeev
(Editor-in-Chief),
A.L. Knipper, V.A. Krashenninikov, V.G. Gerbova

Responsible editor

A.E. Shlezinger

ВВЕДЕНИЕ

Акватории дальневосточных окраин Азиатского материка находятся под пристальным вниманием специалистов нашей и других стран, обладающих современной геофизической техникой. Это внимание объясняется растущей потребностью промышленности в сырье и энергетических ресурсах. По периферии Японского моря в последние годы идет интенсивный поиск месторождений углеводородов. Практика нефте- и газопромысловых работ показывает, что перспективными должны быть участки земной коры, сложенные мощным осадочным чехлом. Нефть и газ сейчас приходится искать на больших глубинах, поэтому главнейшим условием успеха в поисках их является дружная совместная работа геологов и геофизиков. "Успешность работы геологов, — как указывал Н.С. Шатский [1965, с. 53], — в поисках этих месторождений во многом зависит от хорошего знания геологического прошлого региона и в первую очередь от точного знания стратиграфии, палеогеографии, а также знания элементов региональной и общей тектоники".

Без объективных тектонических параметров открытие месторождений затруднено. Настоящая работа посвящена одному из направлений тектоники — структурному анализу осадочного чехла дна Японского моря, задачей которого является описание крупных и мелких тектонических форм и структур, и выяснению природы тектонических движений, которые их создают.

Н.С. Шатский не раз подчеркивал, что геологи, как и все натуралисты, должны детально описывать не менее интересные и не менее важные природные явления — структуры земной коры. Без многочисленных детальных всесторонних описаний конкретных структур земной коры, развитых в различных крупных тектонических областях, нельзя дать рациональной и обязательной для всех классификации и терминологии тектонических форм, структур, процессов [Шатский, 1965, с. 65]. А без этого и объективно оценить перспективы недр того или иного района невозможно.

Большой интерес к акваториям северо-запада Тихого океана, в частности Японского моря, объясняется их современной геологической активностью и положением. Здесь бурятся многочисленные скважины, в том числе и глубоководные, проводятся комплексные геофизические работы, включающие многоканальное сейсмическое профилирование.

С 1974 г. в лаборатории региональной тектоники Геологического института АН СССР проводятся тектонические исследования осадочных бассейнов окраинных и внутренних морей (Средиземное, Черное, Каспийское, Японское и др.).

Как известно, геолог, работающий на суше, изучает слои горных пород, в которых запечатлена геологическая история. Осадочный чехол, распространенный в пределах дна современных морей, скрыт от непосредственного наблюдения многокилометровым слоем воды. Здесь неприменимы традиционные полевые методы геологии. Поэтому благодаря современным методам сейсморазведки отраженных волн по временным разрезам можно с большой степенью точности раскрывать геометрию и морфологию геологических тел осадочного

чехла. По данным бурения, изучения естественных обнажений (наземных и подводных) и скоростным параметрам можно судить о возрасте и вещественном составе слоев осадочного чехла. Исследователи получили мощный инструмент познания геологии осадочных чехлов, равного которому они не имели.

Задачей настоящей работы является детальный структурный анализ строения поверхности акустического фундамента и слоев осадочного чехла дна Японского моря для объективного раскрытия истории его развития и механизма образования. Существует много работ, в которых так или иначе затрагивались проблемы тектоники краевых морей. Но в них не приводился детальный структурный анализ осадочного чехла. В лучшем случае кратко рассматривались распределение его мощности и степень дислоцированности, а также детально изучались отдельные участки моря [Журавлев, 1975; Маргулис, 1981]. Настоящая работа посвящена изучению Японского моря, в ней использован также сейсмический материал, полученный за последние годы. Основным объектом исследований является серия уточненных структурных карт и карты мощности чехла дна Японского моря в целом и отдельных его участков. Сейсмо-стратиграфический подход к временным сейсмическим разрезам позволил выявить закономерности строения слоев осадочного чехла, раскрыть возможную картину его развития и получить объективный геологический материал для установления механизма образования глубоководных котловин окраинных морей.

Структурный анализ слоев осадочного чехла показал наличие различных типов изгибов и геологических тел, которые могут служить ловушками углеводородов. Их практическая значимость освещена в специальном разделе, что позволило наметить наиболее перспективные площади для поисков месторождений нефти и газа.

В качестве сравнительного материала были взяты близкие по строению и механизму образования глубоководные бассейны Средиземноморского пояса и Охотского моря, в пределах которых структура чехла в последние годы получила достаточно полное освещение.

Автор выражает глубокую благодарность А.А. Белову, Н.Г. Бродской, Ю.Б. Гладенкову, Н.Г. Марковой, Е.Н. Меланхолиной, К.А. Клитину, П.Е. Оффману, О.А. Шмидту, академику Ю.М. Пушаровскому, Л.Е. Штеренбергу, академику А.Л. Яншину (ГИН АН СССР), А.В. Журавлеву (Тихоокеанская экспедиция ВМНПО "Союзморгео"), Л.С. Маргулису (ВНИИМоргео Мингазпром), И.Г. Голтвянице, Э.Г. Жильцову, А.Я. Ильеву, А.А. Суворову, Л.Н. Шустову (СахКНИИ ДВНЦ АН СССР), И.К. Туезову (ИТиГ ДВНЦ АН СССР), В.Л. Безверхнему, Б.И. Васильеву, Б.Я. Карпу, Р.Г. Кулиничу, И.К. Пущину, В.П. Филатьеву (ТОИ ДВНЦ АН СССР) и другим коллегам, которые принимали участие в обсуждении представленной работы и дали практические замечания и советы. Проведению успешных и результативных драгировок и отборов донных проб с использованием прямоточных и поршневых трубок способствовала оперативная и добросовестная работа экипажей и научного состава экспедиций рейсов, в которых автор принимал участие. Автор особенно признателен А.Е. Шлезингеру, научному руководителю и вдохновителю этой работы, который постоянно следил и давал ценные советы и консультации в ходе работы. Огромную помощь в оформлении работы оказали Т.О. Леонидова, Е.Г. Матецкая, В.П. Уткина, Н.П. Маркова, которых автор искренне благодарит.

ГЛАВА ПЕРВАЯ
КРАТКИЙ ОЧЕРК
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ИЗУЧЕННОСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Дно Японского моря является наиболее изученным среди других окраинных морей запада Тихого океана. В его пределах в четырех точках пробурены скважины с судна "Гломар Челленджер", наибольшей глубиной 531 м [Kagig et al., 1975]. На многочисленных станциях с помощью драг, прямоточных и поршневых трубок были подняты образцы пород, слагающих дно Японского моря [Вопросы..., 1974; Васильев и др., 1975; Геология..., 1975; Гнибиденко, Быкова, 1975; Геологические..., 1977; Геология..., 1978; Основные..., 1978; Геология..., 1979; Новые..., 1979; Preliminary..., 1971; Schluter, Chun, 1974; Geological investigations..., 1978; Circular..., 1979]. Донными трубками поднимался керн длиной от нескольких сантиметров до 6—10 м. Драгами были опробованы выходы пород на склонах подводных гор и возвышенностей. По результатам этих работ были составлены стратиграфический разрез и геологическая карта дна Японского моря [Берсенов и др., 1984; Пущин и др., 1977; Берсенов, Леликов, 1979]. Проанализировано распространение современных донных осадков.

В северной части Японского моря обработано несколько региональных профилей (рис. 1) глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [Непрочнов и др., 1964; Ковылин, Непрочнов, 1965; Суворов и др., 1968; Тулина, 1970; Глубинное..., 1971], позволивших определить мощности земной коры, отдельных ее слоев и характерные для них скорости распространения продольных волн. В других частях моря ГСЗ и другими модификациями преломленных волн, в том числе с помощью радиобуев и донных станций, были получены скоростные разрезы земной коры и мощности слагающих ее слоев [Андрева, Удинцев, 1958; Карп, Моуравова, 1972; Murauchi, 1972; Ludwig et al., 1975; Geological investigation..., 1978, 1979]. Проведенные сейсмические исследования привели к выделению в пределах дна Японского моря участков с корой субокеанического, субконтинентального и континентального типов [Ковылин, 1979]. В отдельных точках с помощью радиобуев были получены скоростные характеристики осадочного слоя земной коры [Asanuma, Murauchi, 1969; Hamilton et al., 1974; Ludwig et al., 1975; Geological investigation..., 1978, 1979; Geological investigations..., 1978].

Неравномерно изучено Японское море методом отраженных волн (МОВ), который направлен на расшифровку строения осадочного чехла (см. рис. 1). Первые исследования в 60-х годах проводились с помощью взрывов тротила. В то время морскими экспедициями отделения морских геофизических работ ВНИИГеофизика, Тихоокеанской экспедицией ВНИИМоргео и Тихоокеанского отделения ИО АН СССР были пройдены региональные профили в Татарском проливе и в северной части Японского моря [Ковылин, Непрочнов, 1965; Ковылин, 1967; Милашин и др., 1970; Юнов, 1971; Журавлев, 1975]. В последующие годы, применяя метод непрерывного сейсмического профилирования (НСП) с использованием пневматических и электрических излучателей, многие организации выполнили детальные и региональные работы.

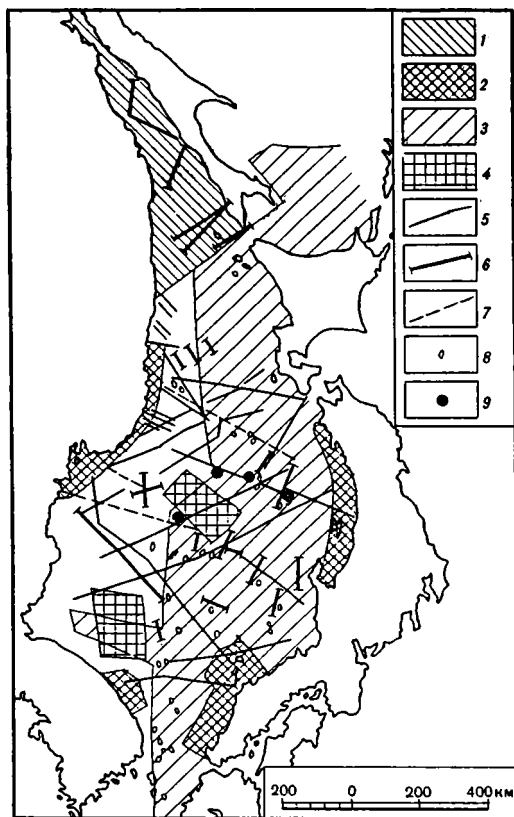


Рис. 1. Схема сейсмической изученности дна Японского моря

1 — районы детальных и региональных работ МОГТ (Тихоокеанская экспедиция ВМНПО "Союзморгео"); 2 — районы площадных региональных съемок НСП, выполненных советскими, южнокорейскими и японскими геофизиками; 3 — районы, покрытые регулярной сетью региональных профилей НСП Геологической службы Японии; 4 — районы площадных работ МОВ, отработанных взрывным способом (ТОИ ДВНЦ АН СССР); 5 — отдельные профили НСП; 6 — профили ГСЗ; 7 — профили МОВ, отработанные взрывным способом; 8 — буйковые станции МПВ; 9 — скважины глубоководного бурения

Начиная с 1974 г. Тихоокеанская экспедиция ВМНПО "Союзморгео" покрыла густой сетью региональных профилей акваторию Татарского пролива, а Присахалинский ее участок изучен детальными сейсмическими съемками методом отраженных волн общей глубиной точки (МОВ ОГТ) [Хведчук и др., 1981; Маргулис и др., 1980]. Регулярной сетью региональных профилей НСП в 1977—1978 гг. Геологической службой Японии отработаны восточная и юго-восточная части Японского моря. На отдельных участках шельфа и склона островов Хоккайдо и Хонсю в 60—70-х годах японскими геофизиками проведены

региональные и детальные площадные работы [Hotta, 1967; Asanuma et al., 1970; Murauchi et al., 1970; Preliminary..., 1971; Sato et al., 1973; Geological investigation..., 1978, 1979; Geological investigations..., 1978; Inoue et al., 1979]. Несколько региональных профилей НСП пересекают центральную часть акватории [Murauchi, 1972; Hilde, Wageman, 1973; Ludwig et al., 1975].

Наиболее хорошо сейсмическими методами изучена подводная возвышенность Ямато, где учеными Тихоокеанского отделения ИО АН СССР (ныне ТОИ ДВНЦ АН СССР) и американскими исследователями в ходе подготовки к бурению скважин "Гломар Челленджером" отработана сеть региональных профилей НСП [Васильев и др., 1975; Karig et al., 1975].

Достаточно детально исследованы шельф и материковый склон Приморья сейсмоакустическим профилированием (САП) экспедициями ТОИ ДВНЦ АН СССР и тематической партии МГРИ. Для залива Петра Великого по ним составлена геологическая карта [Карп и др., 1974; Филатьев, 1975, 1977; Крапивнер, Данилина, 1976; Безверхний и др., 1977; Безверхний, 1981; Основные..., 1978; Мечетин, Рязанцев, 1979].

Слабо изучен методом НСП район, смежный с Корейским полуостровом. Здесь в 1972 г. совместно Геологическими службами Южной Кореи и ФРГ проведены детальные и региональные исследования небольшого участка шельфа [Schluter, Chun, 1974]. На остальной части Японского моря существуют отдельные непротяженные региональные профили НСП [Шаяхметов, 1972; Карп и др., 1974; Murauchi, 1972].

Сейсмическая изученность дна Японского моря наиболее полно отражена и сведена в работах советских специалистов [Шаяхметов, 1972; Гнибиденко,

Быкова, 1975; Суворов, 1975; Туезов, 1975; Гнибиденко, 1979; Ковылин, 1979; Родников, 1979].

Сейсмологические исследования, проводимые в пределах Японского моря и обрамляющей его суши, показывают, что этот регион входит в наиболее сейсмоактивную зону мира. Здесь происходят различные по магнитуде и глубинности землетрясения, изучение которых позволило уточнить структуру земной коры и верхней мантии, составить схемы современной сейсмотектоники и выявить сеть крупных глубинных швов [Новый..., 1977; Сейсмическое..., 1977; Сушков, 1979; Безверхний, Сушков, 1980; Тараканов, 1981; Abe, Kanamori, 1970; Kanamori, 1971; Evans et al., 1978].

Акватория Японского моря научно-исследовательскими экспедициями Советского Союза и Японии за период 60—70-х годов была покрыта густой сетью полигонных и региональных магнитных профилей. По ним составлены карты профилей аномальной и нормальной составляющих магнитного поля разного масштаба (1:10 000 000, 1:5 000 000, 1:2 000 000), карты магнитных аномалий [Красный, 1972; Кочергин, Красный, 1975; Исезаки и др., 1978; Основные..., 1978; Сегава, 1978; Шевалдин, 1978]. На отдельные участки акватории, где проводились полигонные работы, построены более крупномасштабные карты аномалий магнитного поля [Васильев и др., 1975]. В 1977—1978 гг. Геологической службой Японии выполнены региональные профильные магнитные измерения в восточной и юго-восточной частях Японского моря и по ним построены карты профилей нормальной и аномальной составляющих магнитного поля [Geological investigation..., 1978, 1979; Geological investigations..., 1978].

Определались магнитные свойства пород [Шевалдин, 1978]. В 13-м рейсе НИС "Каллисто" (1980 г.) проведены палеомагнитные исследования образцов пород, поднятых поршневыми трубками и драгами.

Одним из первых в Японском море провел гравиметрическую съемку в 1937 г. Л.В. Сорокин с помощью четырехмаятникового прибора Фехнера. Как показали поздние исследования, измерения Л.В. Сорокина по точности близки к современным определениям [Строев, 1969]. Большой объем гравиметрических работ проведен в 50—60-х годах японскими геофизиками [Tomoda, 1973]. Сотрудниками Государственного астрономического института им. П.К. Штернберга (ГАИШ), экспедициями ВНИИГеофизики и СахКНИИ в период с 1957 по 1967 г. выполнены многочисленные гравиметрические исследования, по данным которых составлены схематические карты аномалий силы тяжести в редукциях Фая и Буге ($\rho = 2,3$ и $2,67$ г/см³) и топографо-изостатической [Строев, 1972, 1975; Гайнанов и др., 1972; Павлов, Семакин, 1973; Аномальные..., 1974; Гравиметрическая..., 1977].

В прилегающих районах Японского моря Геологической службой Японии в 1977—1978 гг. в объеме комплексных геолого-геофизических региональных работ проведены гравиметрические измерения, в результате которых построены схематические карты аномалий в свободном воздухе и в редукции Буге [Geological investigation..., 1978, 1979; Geological investigations..., 1978].

Геотермические исследования велись на отдельных станциях при комплексных геолого-геофизических работах СахКНИИ и ТОИ ДВНЦ АН СССР, а также японскими учеными [Ясуи и др., 1972; Шевалдин, 1974; Веселов и др., 1978; Основные..., 1978; Сычѳв, 1979; Uyeda, 1972]. Они позволили составить схемы распределения значений теплового потока и геотермической зональности дна Японского моря.

Проведенные исследования дали конкретную информацию по строению консолидированной земной коры и осадочного чехла. Обобщив их, И.П. Косминская [1968], И.К. Туезов [1975], Ю.В. Тулина [1970] и В.М. Ковылин [1979] построили глубинные разрезы земной коры Япономорского бассейна. Ими установлены участки: 1) с корой континентального типа мощностью

более 25 км (периферии подводных возвышенностей Ямато и юго-западной части Японского моря); 2) с корой субконтинентального типа, 17—25 км (области островных и континентальных склонов); 3) с корой субокеанического типа, 12—17 км (глубоководные котловины Японского моря). Переходы одного типа коры в другой происходят за счет постепенного выклинивания гранитного геофизического слоя. Интерпретация аномалий гравитационных, магнитных и тепловых полей позволяет по периферии глубоководных котловин наметить глубинные коровые разломы [Безверхний и др., 1977; Берснев и др., 1978; Шевалдин, 1978; Сычев, 1979], которые усложняют постепенные переходы, установленные сейсмическими исследованиями.

Разнообразный комплекс пород, поднятых при драгировании, и анализ строения окружающей Японское море суши привел Г.С. Гнибиденко [1979] к выводу о гетерогенном составе и различном возрасте пород акустического фундамента. Н.П. Васильковский с соавторами [Основные..., 1978] обобщил все имеющиеся геологические и геофизические материалы о строении дна Японского моря.

Проблемы строения осадочного чехла Япономорского бассейна и его отдельных участков затронуты во многих работах советских и зарубежных специалистов. Р.Б. Шаяхметов [1972, 1974] один из первых построил схему распространения и распределения мощностей осадочного чехла по имеющимся на то время сейсмическим материалам. Карта мощностей осадочного чехла была приведена в работе Л.Э. Левина с соавторами [Тектоника..., 1970]. Более уточненную карту построили Г.С. Гнибиденко и Т.Н. Быкова [1975]. Но в указанных работах не был проведен детальный структурный анализ строения осадочного чехла.

Более полно изучен осадочный чехол Татарского пролива, на акваторию которого геологами и геофизиками Тихоокеанской экспедиции ВМНПО "Союзморгео" построены крупномасштабные карты. Ими детально рассмотрены дислокации Западно-Сахалинского прогиба.

Детально исследован осадочный чехол шельфовой зоны о-ва Хонсю. Изучен и проанализирован вещественный и возрастной состав осадочного чехла и проведена корреляция сейсмических разрезов чехла восточной и юго-восточной частей моря и сопредельной суши [Антипов, 1982; Hilde, Wageman, 1973; Ludwig et al., 1975; Karig et al., 1975; Ichikura, Ujiie, 1976; Honza et al., 1977; Burckle, Akiba, 1978; Koizumi, 1978; Geological..., 1979].

Советскими исследователями обобщен обширный материал о литологии четвертичных отложений Япономорского бассейна [Линдберг, 1955; Саидова, 1960; Соловьев, 1960; Васильковский и др., 1978].

В последнее время получен новый сейсмический материал [Антипов и др., 1982; Чон и др., 1982; Geological investigation..., 1978, 1979], дополняющий прежние знания о строении осадочного чехла Япономорского бассейна. С учетом этого материала автор сделал уточненные схемы и карты, что позволило раскрыть позднекайнозойскую историю геологического строения Япономорского бассейна.

ГЛАВА ВТОРАЯ
**СОВРЕМЕННЫЕ ВЗГЛЯДЫ
НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ИСТОРИЮ РАЗВИТИЯ
ЯПОНСКОГО МОРЯ**

В настоящее время существует несколько противоположных гипотез о происхождении и развитии дна Японского моря. Одни ученые склонны считать, что оно существовало на протяжении по крайней мере позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя (реликтовая гипотеза). Наиболее подробно и последовательно эта гипотеза изложена в работах Н.П. Васильковского [1972, 1973; Васильковский и др., 1978] и Г.С. Гнибиденко [Гнибиденко, Быкова, 1975; Гнибиденко, 1979]. Основоположниками ее следует считать А.Д. Архангельского [1947] и А.Н. Мазаровича [1952], которые рассматривали северо-западную периферию Тихого океана (окраинные моря) как вторичные океанические структуры геосинклинального типа, возникшие на месте первичных океанических структур в результате развития Японской островной дуги. Учитывая, что скважина на о-ве Монерон вскрыла палеозойско(?)—мезозойский комплекс пород, сопоставимый с океаническими вторым и третьим слоями, и что драгирование склонов подводных возвышенностей обнаружило породы, возможно, эвгеосинклинального происхождения, Н.П. Васильковский говорит о энсиматическом фундаменте дна Японского моря [Основные..., 1978]. Субконтинентальная кора, по Н.П. Васильковскому, возникла в результате метаморфического преобразования мантийными флюидами первичного вулканогенно-осадочного вещества и интенсивного внедрения магматического материала основного состава. Химический состав кайнозойских вулканитов — дериватов океанической толентовой магмы, также, по его представлениям, доказывает реликтивно-океаническую природу Япономорской глубоководной котловины. Кроме того, Н.П. Васильковский указывает на возможность крупных изменений уровня воды в океанах. По его расчетам, в начале палеозоя он был на 2 км, а в начале кайнозоя на 1—0,5 км ниже современного.

Г.С. Гнибиденко [1979], оставаясь на позиции реликтового происхождения Японского моря, отмечает возможность существования в доолигоценое время на его месте островной суши в виде геоантиклинальных поднятий, которые в последующее время опустились на 2 км.

Вторая группа ученых рассматривает Японское море как молодую новообразованную тектоническую структуру, возникшую за счет раздвига и деструкции континентальной коры, приведших к образованию новой океанической коры [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенева, 1972, 1973; Меланхолина, Ковылин, 1976; Пушаровский и др., 1977; Тектоника Северной..., 1980; Sugimura, Uyeda, 1973; Karig, 1974; Ludwig et al., 1975]. Японские острова по зонам расколов, согласно представлениям этих авторов, отделились от Азиатского материка, что создало вторичный морской бассейн с корой океанического типа. Одними из первых о таком механизме образования котловины Японского моря говорили японский геолог Т. Кобаяси [1941] и советские ученые П.Н. Кропоткин и К.А. Шахварстова [1965]. Эту идею в своих работах последовательно разрабатывал И.И. Берсенева [1972, 1973; Берсенева, Лепиков, 1979]. Он считает образование глубоководных котловин результатом крупных расколов земной коры и горизонтальных движений по ним. Эти движения сопровождалась в позднем мелу интенсивным излиянием базальтов, слагающих акустический фундамент дна Японского моря. Похожий деструктивный механизм образования Японского моря рассмотрен авторами тектонических карт Северной Евразии и Северо-Востока СССР [Тектоника континентальных..., 1980; Тектоника Северной..., 1980]. Эти авторы

считают, что на месте современного Японского моря в позднем мелу был сформирован гранитный слой, который в палеогене (олигоцене) в результате раздвига был разрушен. Таким образом возникла глубоководная котловина с корой океанического типа. Котловину Японского моря вслед за Г.В. Власовым [Молодые..., 1978] считают одной из современных геосинклиналей.

С позиции новой глобальной тектоники образование Японского моря рассматривается как результат субдукции океанической плиты в районе Японского глубоководного желоба и коллизии в пределах островной дуги, а также активного спрединга в задуговом бассейне. Спрединг, приведший к раскрытию Японского моря, как предполагает Е. Хонза [Honza et al., 1977; Geological..., 1979], идет неравномерно, что вызывает угловое вращение Японской островной дуги по отношению к южной части Корейского полуострова [Океанология..., 1979; Kagig, 1971, 1974; Sugimura, Uyeda, 1973; Kagig et al., 1975].

Третья группа исследователей также считает Японское море молодой наложенной тектонической структурой. Однако ее возникновение они связывают с базификацией (океанизацией) континентальной коры и вертикальными тектоническими движениями [Рудич, 1962; Петрушевский, 1964; Белоусов, 1968, 1975; Васильев, 1975; Туезов, 1975; и др.]. Одними из первых к таким выводам пришли в 30-х годах А.Н. Криштофович [1933] и позднее Г.У. Линдберг [1955]. Они предполагали, что на месте ранее существовавшей суши в результате провала образовалась глубоководная котловина. Близких взглядов придерживаются некоторые японские геологи, рассматривающие появление Японского моря как результат миоценовых вертикальных опусканий [Геологическое..., 1968; Minato, 1973]. Вертикальными нисходящими движениями объясняют возникновение окраинных морей, в частности Японского моря, ряд советских геологов во главе с В.В. Белоусовым [Рудич, 1962; Петрушевский, 1964; Белоусов, 1968, 1975]. Согласно представлениям последнего, на периферии Тихого океана существовал и существует тектонический режим окраинного тихоокеанского типа, являющийся наложенным на предыдущие геосинклинальный и орогенный режимы. С ним он связывает глубокое раскалывание коры, глыбовые обрушения и активную магматическую деятельность. А.Л. Яншин [1981] глубоководные котловины окраинных морей относит к своеобразным наложенным структурам (пелагогенным, по Я.П. Маловицкому [1978]). Он сравнивает их с глубоководными бассейнами Средиземноморского пояса, возникшими за счет кратковременных опусканий в результате подъема легкого мантийного вещества к подошве земной коры и эклогитизации ее "базальтового" слоя.

Ряд советских ученых рассматривают впадины окраинных морей, в том числе и Японского моря, как части альпийской (эпимезозойской) платформ. Они созданы вертикальными тектоническими движениями на месте мезозойских и кайнозойских геосинклиналей Востока СССР [Соловьев и др., 1974; Шило и др., 1981].

Анализ кайнозойских и мезозойских флор побережий Японского моря привел А.Г. Аблаева [1978, 1979] к выводу об отсутствии в мезозое крупных раздвигов, в результате которых Японская островная дуга отделилась от материка. На месте Татарского пролива в это время существовал морской бассейн, разделяющий Приморье и Сахалин.

Приведенный обзор существующих гипотез и взглядов на развитие и механизм образования глубоководных котловин Японского моря показывает принципиально различное их понимание. Оно вызвано тем обстоятельством, что большинство указанных ученых высказывают свои представления главным образом на основе изучения геологического строения обрамляющей суши, привлекая материалы драгирования и геофизики. Однако практически никем

из них не проводился специализированный структурный анализ осадочного чехла, чему и посвящена настоящая работа. Привлекая сейсмические временные разрезы и используя методику сейсмостратиграфии, о которой будет сказано ниже, автор выявляет морфологию слагающих осадочный чехол осадочных тел, что чрезвычайно важно при раскрытии кайнозойской тектоники Япономорского бассейна.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Японское море располагается в зоне сочленения Азиатского материка с Тихим океаном и ограничивается складчатыми горными сооружениями Сихотэ-Алиня, Сахалина, Хоккайдо и Хонсю, древней Корейской платформы. Подводный рельеф его дна сложно расчлененный [Зенкевич, 1961; Худяков, 1974; Липкин, 1975] (рис. 2). Внутренние районы составляют обширные глубоководные котловины (Центрально-Япономорская, Хонсю (Ямато), Цусима), крупные подводные возвышенности (Восточно-Корейская, Криштофовича, Ямато, Витязя), возвышенности меньших размеров (Богорова, Первенца, Кита-Оки и др.), банки и отдельные подводные горы. Первые отличаются максимальными глубинами, превышающими 3000 м. Здесь на фоне плоского ровного дна участками распространены горы разнообразной формы — от изометрической (Цусима) до удлиненно-вытянутой (Центрально-Япономорская и Хонсю). Наиболее крупная Центрально-Япономорская глубоководная котловина характеризуется протяженностью до 1000 км при ширине до 400 км. Глубоководная котловина Хонсю имеет протяженность свыше 500 км, а ширину около 200 км. Диаметр котловины Цусима достигает 200 км. Борты глубоководных котловин составляют склоны восточной окраины Азиатского материка, Японских островов, о-ва Сахалин и подводных возвышенностей.

Подводные возвышенности имеют сложную неправильную, а нередко изометрическую форму. Их размеры в поперечнике изменяются от первых десят-

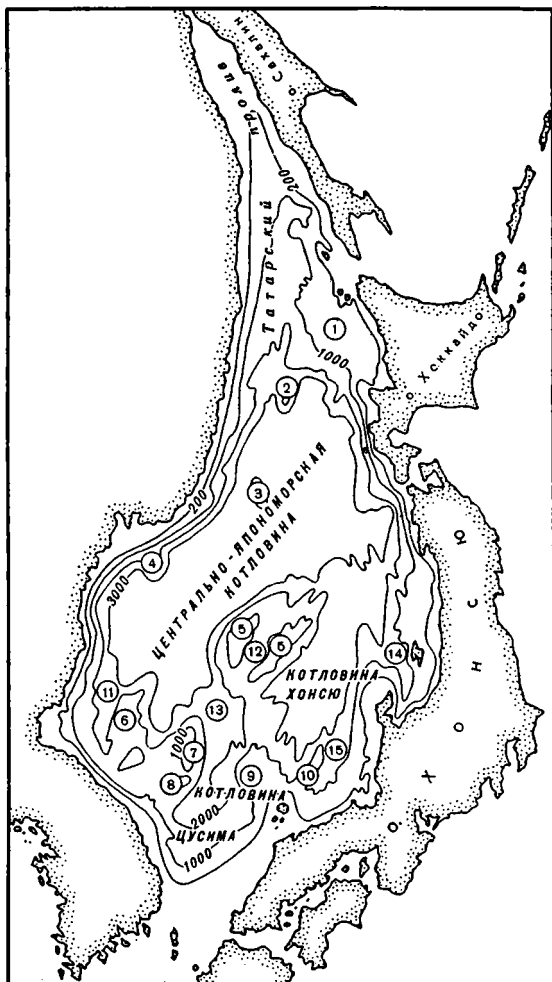


Рис. 2. Схематическая батиметрическая карта дна Японского моря (изобаты даны по карте СССР масштаба 1:2 500 000, 1976 г.)

Подводные возвышенности: 1 — Южно-Татарская, 2 — Витязя, 3 — Богорова, 4 — Первенца, 5 — Ямато, 6 — Восточно-Корейская, 7 — Криштофовича, 8 — Уллындю, 9 — Пржевальского, 10 — Оки; подводные долины: 11 — Гензан, 12 — Кита-Ямато, 13 — Западно-Яматинская, 14 — Тояма, 15 — Оки

ков километров (Богорова, Первенца и др.) до 150 км (Восточно-Корейская, Криштофовича) и даже 300 км (Ямато). Вершины возвышенностей иногда выходят выше уровня моря и образуют острова (Уллындо, Чукто и др.).

Материковую окраину Приморья и Корейского полуострова составляет узкий (10—40 км) ровный шельф, полого погружающийся в сторону внутренних районов Японского моря до глубины 180—200 м. Он сменяется материковым склоном. Ширина последнего достигает 40 км, местами увеличиваясь до 60 км. Его подножие опущено до глубин 3000 м. Углы наклона материкового склона изменяются от 5—6 до 8—12°. Участками его поверхность прорезана подводными каналами, а в районе подножия осложнена оползневыми телами. На север шельф Приморья расширяется и, соединясь с сахалинским шельфом, достигает размеров около 100 км. При движении на юг он сужается до 10 км на траверсе мыса Слепиковского, а затем вновь расширяется до 20—30 км. В этом же направлении увеличивается наклон поверхности островного склона от 1—2° на севере до 3—4° в районе мыса Слепиковского.

Область дна Японского моря, прилегающая к островам Хоккайдо и Хонсю, характеризуется расчлененным рельефом. Здесь с севера на юг выделяются обширная сложно построенная возвышенность банки Мусаси, подводная возвышенность Осима, подводные хребты Окусири, Садо, Вакаса, Оки, разделенные трогообразными долинами (Могами, Тояма, Оки) протяженностью более 200 км при ширине в 20—30 км. Часть хребтов и возвышенностей поднимается выше уровня моря, формируя островные сооружения (Окусири, Осима, Садо и др.). Подводные хребты субмеридионального и северо-восточного простираний расположены параллельно берегу о-ва Хонсю и кулисообразно друг к другу. Они состоят из цепи возвышенностей, погружающихся в северном направлении. Протяженность хребтов более 200 км, а ширина достигает 40 км. Участками подводные хребты и разделяющие их долины осложняют поверхность островного склона. Ширина последнего меняется от 20 до 40 км, а его уклоны от 2 до 8°. Бровка шельфа расположена на глубине 170—200 м. Его ширина в северной части составляет 5—10 км, а в центральной и южной частях увеличивается до 30—50 км. На севере шельфовая зона о-ва Хоккайдо постепенно соединяется с изометричной возвышенностью банки Мусаси, где глубина моря не превышает 500 м.

В южной части Татарского пролива расположена обширная подводная возвышенность Витязя. К северу от нее на большей части этой области Японского моря преобладает мелководье. Только на крайнем юге вдоль материкового склона Приморья вырисовывается глубоководная котловина с отметками —2000 м и глубже. Ее протяженность превышает 500 км, а ширина 100 км. Борты Татарской глубоководной котловины, совпадающие с материковым склоном Приморья и островным склоном Сахалина, пологие, углы наклона не превышают 5—8°.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ.
КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИХ РАЗРЕЗОВ

РАЗРЕЗЫ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ СУШИ, ОБРАМЛЯЮЩЕЙ ЯПОНСКОЕ МОРЕ

Японское море расположено в зоне сочленения структур восточной окраины Евразийского материка и Тихого океана. Она входит в состав сложно построенной разновозрастной северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса [Тектоника..., 1966; Пушаровский, 1972; Тектоника континентальных..., 1980].

С запада Японское море обрамляется геологическими структурами Корейского полуострова. Они сложены консолидированными, метаморфическими породами докембрия, образующими дорифейский фундамент Китайско-Корейской платформы, терригенными, карбонатными и вулканогенными образованиями палеозоя и мезозоя. На юге полуострова широко распространены осадочные и вулканогенно-осадочные мезозойские породы, заполняющие прогиб Нактон. Докайнозойские отложения Корейского полуострова смяты в пологие складки, нарушены разломами и вмещают разновозрастные гранитоиды. Кайнозойские, преимущественно континентальные, местами угленосные отложения распространены в локальных мульдах и грабенах и залегают полого. Их мощность не превышает 1—2 км, а в прогибе Нактон, где обнаруживаются палеогеновые вулканиты, увеличивается до 3—5 км. В Килджу-Менчхонском грабене на севере полуострова широко развиты плиоцен-четвертичные наземные вулканиты [Геология Кореи, 1964; Основные..., 1978; Гнибиденко, 1979; Тектоника континентальных..., 1980].

В строении северо-западного обрамления Японского моря участвуют метаморфические породы докембрия и нижнего палеозоя, морские осадочные и вулканогенные образования верхнего палеозоя, вмещающие интрузивные породы палеозоя и мезозоя. Они образуют верхнепалеозойскую складчатую Тумангано-Лаоелинскую зону [Основные..., 1978; Гнибиденко, 1979]. К северо-востоку от нее распространены морские, терригенные, вулканогенные и интрузивные верхнепалеозойские и мезозойские породы, слагающие складчатую систему Сихотэ-Алиня. На окраине материка прослеживаются мел-палеогеновые вулканогенные образования, формирующие Восточно-Азиатский (Прибрежный по И.И. Берсеневу) вулканический пояс [Тектоника континентальных..., 1980]. На них с угловым несогласием залегают континентальные кайнозойские осадочные, часто угленосные, и вулканогенно-осадочные толщи, заполняющие локальные мульды и грабены. Их мощность редко превышает 1,5 км.

С востока и юго-востока Японское море ограничено геологическими структурами островов Сахалина, Хоккайдо и Хонсю. В их строении выделяется несколько структурно-формационных комплексов [Геологическое..., 1968; Шельф Сахалина, 1975; Маргулис, Семенов, 1976; Гнибиденко, 1979; Outline..., 1975; Geological map..., 1978]. Наиболее древними в разрезе этих островов являются метаморфизованные вулканогенные и осадочные образования нижнего и среднего палеозоя (формации Хида и Сангун юго-востока о-ва Хонсю), вмещающие интрузии гранитоидов разного возраста. Выше с несогласием залегают вулканогенно-осадочные породы верхнего мезозоя и кайнозоя. На о-ве Сахалин на метаморфические толщи верхнего палеозоя—нижнего мезозоя ложатся верхне-меловые морские терригенные и вулканогенно-осадочные породы мощностью до 10 км, морские и континентальные, местами угленосные миогеосинклинальные, дат-нижнемиоценовые образования мощностью более 6 км и морские, прибрежно-морские, в верхних частях континентальные среднемиоцен-плио-

ценовые отложения мощностью 5—6 км. Венчают этот разрез морские и континентальные толщи квартера мощностью не более 0,3—0,5 км.

На юго-западе о-ва Хоккайдо и вдоль япономорского побережья о-ва Хонсю широко распространены олигоцен-нижнемиоценовые вулканиты кислого и среднего состава, известные под названием формации "зеленых туфов", а также плиоценовые и четвертичные континентальные эффузивы и пирокласты андезитового состава.

На о-ве Хонсю выше вулканитов формации "зеленых туфов", мощность которых достигает 2 км, залегают мощные (до 4 км) морские, прибрежно-морские и континентальные осадочные породы среднего миоцена, плиоцена и квартера. Внутри этого разреза на разных возрастных уровнях появляются вулканиты основного и среднего состава.

Породы мел-палеогенового комплекса, выполняющие прогибы Западно-Сахалинский и Исикари-Румои, более интенсивно дислоцированы относительно перекрывающих толщ и разбиты разломами. Углы наклона слоев на крыльях складок достигают 20—30°, а около разломов увеличиваются до 50—60°. В прогибе Исикари-Румои наблюдаются локальные пологие надвиги. Отложения среднего миоцена и плиоцена образуют более пологие складки, углы наклона на их крыльях не превышают 20°, и здесь наблюдается конседиментационное утонение слоев. Вулканогенно-осадочные образования плиоцен-четвертичного возраста формируют крупные вулканотектонические структуры, вытянутые в меридиональном направлении. Четвертичные осадочные породы залегают горизонтально с резким несогласием на подстилающих образованиях.

Среднемиоцен-четвертичные осадочные и вулканогенно-осадочные породы, развитые на япономорском побережье о-ва Хонсю, выполняют небольшие, изометричные, немного вытянутые в меридиональном направлении впадины, раскрывающиеся и прослеживающиеся в строении прилегающих участков дна Японского моря. Слои в их центральных частях залегают практически горизонтально. На периферии они наклонены к центру. Участками в нижних частях разреза слои полого изогнуты.

К западу от островов Сахалин, Хоккайдо и Хонсю распространены небольших размеров острова, геологическое строение которых изучено советскими и японскими исследователями. Самый северный из них, Монерон, сложен на поверхности вулканогенно-осадочными породами, сопоставляемыми с образованиями анивской и курасийской свит (средний миоцен) Южного Сахалина. Они представлены чередованием пироксен-роговообманковых туфов кислого и среднего состава с прослоями туфоалевролитов, гравелитов и аргиллитов. Верхняя часть разреза состоит из подводных и наземных вулканитов базальтового и андезито-базальтового состава [Пискунов, Хведчук, 1976; Савицкий, Митрофанова, 1977]. По материалам параметрической скважины в нижне-среднемиоценовых вулканитах пройдены верхнемеловые тонкослоистые песчаники и алевролиты с прослоями туфобрекчий, туффитов и туфов среднего и основного состава. Их мощность 1140 м. Ниже вскрыты нижнемеловые эффузивы основного состава [Пискунов, Хведчук, 1976].

В строении островов Рисир и Ребун участвуют геосинклинальные вулканогенные толщи юрско-мелового возраста, орогенные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы кислого и среднего состава олигоцен-нижнемиоценовой формации "зеленых туфов" и четвертичные кислые и средние вулканиты [Геологическое..., 1968; Geological map..., 1978].

Расположенный южнее о-в Садо сложен в ядрах антиклиналей геосинклинальными комплексами пород палеозоя и мезозоя [Geological map..., 1978], а возможно, и верхнего мезозоя [Основные..., 1978]. Они представлены филлитами, переслаивающимися с основными и средними метаморфизованными эффузивами и вмещающими тела габбродиоритов и гранитов. Выше залегают

орогенные олигоцен-нижнемиоценовые вулканиты формации "зеленых туфов" мощностью до 2 км.

В южной части Японского моря располагаются о-ва Оки, основание разреза которых слагают геосинклинальные дислоцированные метаморфические образования палеозойских комплексов Хида и Сангун. Их мощность более 10 км. На них ложатся слабо дислоцированные континентальные вулканогенно-осадочные и осадочные породы неогена мощностью 1—2 км, а также лавы четвертичных базальтов. Здесь же были обнаружены морские осадочные породы олигоцена [Основные..., 1978]. Северо-западнее о-вов Оки расположены острова Чукто и Уллындо, представляющие собой вулканические постройки олигоцен-четвертичного возраста [Геология..., 1964; Основные..., 1978; Берснев, Леликов, 1979]. Они сложены щелочными базальтами, высокоглиноземистыми базальтами, туфами андезито-дацитового и липаритового состава, а также осадочными породами миоцена и плиоцена (туфоконгломератами, гравелитами, диатомитами и туфоалевролитами). Их мощность 4—5 км.

Приведенный материал показывает, что в строении структурных элементов суши, окружающей Японское море, участвуют в основном породы до-неогенового возраста, которые по условиям залегания и физическим свойствам могут быть отнесены к образованиям акустического фундамента. К нему также относятся и неоген-четвертичные вулканиты. Осадочный чехол составляют пологолежащие малоизмененные толщи преимущественно неоген-четвертичного возраста. Таким образом, местами породы акустического фундамента и осадочный чехол связаны латеральными переходами. В разрезах кайнозой окружающей Японское море суши выявлены структурные несогласия, перерывы и присутствие вулканогенных пород [Молодые..., 1978; Основные..., 1978; Гладенков и др., 1980; Маргулис и др., 1980]. Они приурочены к границе мела и палеогена, олигоцена и миоцена, миоцена и плиоцена и верхам квартера. Эти несогласия и перерывы с определенной степенью достоверности можно обнаружить и проследить на временных разрезах в пределах Японского моря.

РАЗРЕЗ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ И ДРУГИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалы глубоководного бурения, драгирования и донных трубок позволяют судить о составе и возрасте пород, составляющих акустический фундамент и осадочный чехол.

Со склонов подводной возвышенности Витязя, банки Мусаси, хребта Окусири были подняты филлиты, метаморфизованные песчаники и алевролиты верхнего палеозоя, а возможно мезозоя, диориты, базальты и андезито-базальты, кислые спекшиеся туфы верхнего мезозоя, вулканические породы формации "зеленых туфов" (олигоцен—нижний миоцен) и базальты четвертичного возраста, которые входят в состав акустического фундамента [Леликов, 1977; Берснев, Леликов, 1979; Honza et al., 1977].

Драгирование участков дна материкового склона Приморья показало, что здесь акустический фундамент сложен породами нескольких возрастных групп. Среди них выделяются нерасчлененные протерозойские(?) — палеозойско-мезозойские метаморфизованные интрузивные и вулканогенно-осадочные образования (восточная часть залива Петра Великого), пермские, юрские и верхнемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные породы, вмещающие палеозойские, меловые и палеогеновые гранитоиды. В северо-восточной части склона акустический фундамент представлен преимущественно магматическими породами верхнего мела и палеогена. На подводной возвышенности Первенца к акустическому фундаменту также относятся плиоцен-четвертичные(?) вулкани-

ты основного состава [Безверхний и др., 1977; Основные..., 1978; Безверхний, 1981; Антипов, 1981, 1982б]. В пределах подводных возвышенностей Восточно-Корейской, Криштофовича, а также на материковом склоне Корейского полуострова акустический фундамент представлен метаморфическими гнейсами и гранито-гнейсами протерозоя и рифея, песчаниками и конгломератами предположительно палеозоя, гранитоидами верхнего мела, эффузивными и интрузивными породами основного и среднего состава мел-раннемиоценового возраста, а также вулканитами плиоцен-четвертичного возраста [Основные..., 1978; Берсенов, Леликов, 1979; Антипов, 1982б; Schluter, Chun, 1974].

Акустический фундамент островного склона Хонсю (район Саньин), возвышенностей Оки (Пржевальского, по И.И. Берсеневу и Е.П. Леликову [1979]), Кита-Оки и хребта Оки сложен метаморфическими породами, по-видимому, аналогичными палеозойским формациям Хида и Сангун, метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями предположительно мезозоя, вулканитами олигоцен-нижнемиоценовой формации "зеленых туфов" и четвертичными базальтами [Основные..., 1978; Берсенов, Леликов, 1979; Антипов, 1982а; Geological investigations..., 1978; Circular..., 1979].

Разновозрастным набором пород представлен акустический фундамент на подводной возвышенности Ямато [Васильев и др., 1975; Берсенов, Леликов, 1979]. Здесь драгированием обнаружены палеозойские зеленокаменно-измененные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, прорванные верхнепалеозойскими и мезозойскими гранитами, предположительно мезозойско-нижнемеловые образования и палеоген-неогеновые базальтоиды (северный хребет), метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы мезозоя (верхнего мела), базальтоиды и андезит-базальты олигоцена—нижнего миоцена.

Акустический фундамент островных склонов Хонсю и Хоккайдо состоит из метаморфических пород, сопоставимых с палеозойскими образованиями формаций Хида и Сангун, эффузивными, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами мезозоя, вулканическими образованиями формации "зеленых туфов" олигоцена—нижнего миоцена, а также плиоценовых и четвертичных оливиновых базальтов [Основные..., 1978; Geological..., 1979].

Осадочный чехол дна Японского моря составляют отложения среднего миоцена—антропогена, а в отдельных случаях, возможно, и более древние образования [Соловьев, 1960; Шаяхметов, 1972; Гнибиденко, Быкова, 1975; Журавлев, 1975; Пущин и др., 1977; Основные..., 1978; Антипов, 1982а, б; Антипов и др., 1979, 1980; Sato et al., 1973; Karig et al., 1975; Ludwig et al., 1975; Geological investigation..., 1978, 1979; Geological investigations..., 1978].

Возраст отложений осадочного чехла устанавливается по определениям собранных в них многочисленных остатков фауны и флоры. В настоящее время для района Японского моря и его обрамления хорошо разработана стратиграфическая шкала позднего кайнозоя по диатомеям [Koizumi, 1978]. До сих пор пока неизвестные осадочные породы, входящие в состав чехла, древнее среднего миоцена. Исключение, вероятно, составляют нижние части разрезов депрессии Цусима, Татарского и Западно-Сахалинского прогибов. Хотя в последнее время на шельфе Приморья в основании разреза осадочного чехла выделяются отложения олигоцена—нижнего миоцена, представленные глинистыми породами [Берсенов и др., 1984].

В многочисленных точках драгирования основание разреза осадочного чехла слагает небольшой мощности горизонт разногальечных конгломератов, галька которых представлена породами, относимыми к акустическому фундаменту. Его возраст в разных местах различен. На материковом склоне Приморья он относится к олигоцену—нижнему миоцену благодаря находкам и определению в этих конгломератах таких форм, как *Polysolenia* sp., *Spongodiscus*

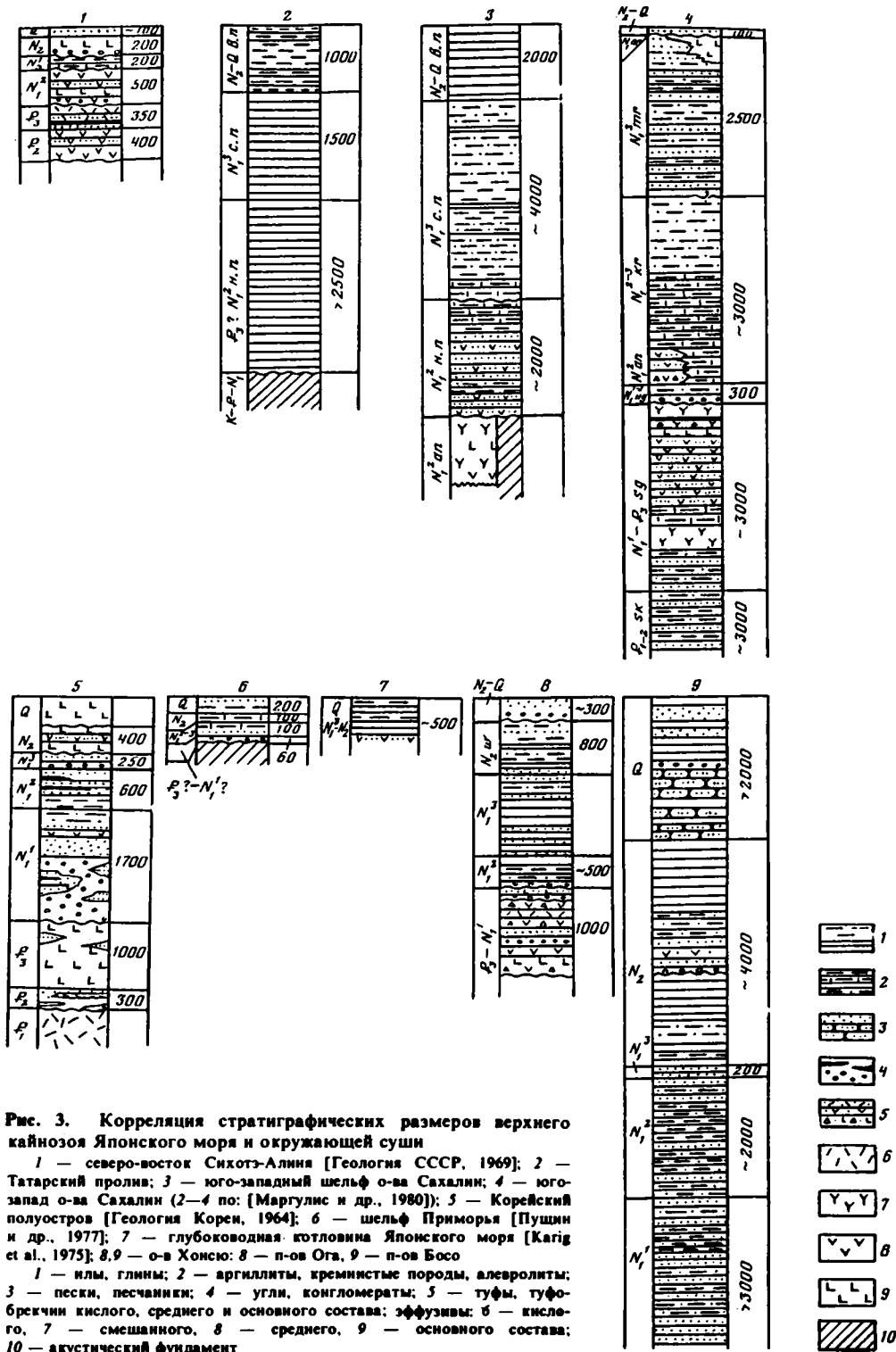


Рис. 3. Корреляция стратиграфических размеров верхнего кайнозоя Японского моря и окружающей суши

1 — северо-восток Сихотэ-Алиня [Геология СССР, 1969]; 2 — Татарский пролив; 3 — юго-западный шельф о-ва Сахалин; 4 — юго-запад о-ва Сахалин (2—4 по: [Маргулис и др., 1980]); 5 — Корейский полуостров [Геология Кореи, 1964]; 6 — шельф Приморья [Пушкин и др., 1977]; 7 — глубоководная котловина Японского моря [Katig et al., 1975]; 8, 9 — о-в Хонсю; 8 — п-ов Ога, 9 — п-ов Босо

1 — илы, глины; 2 — аргиллиты, кремнистые породы, алевролиты; 3 — пески, песчаники; 4 — угли, конгломераты; 5 — туфы, туфобрекчии кислого, среднего и основного состава; 6 — кислого, 7 — смешанного, 8 — среднего, 9 — основного состава; 10 — акустический фундамент

resurgens Ehrenberg, Schirodiscus disymmetricus Dogel и др. [Пушин и др., 1977], характерных для олигоцена и нижнего миоцена. Однако они, скорее всего, являются переотложенными, так как в конгломератах обнаружены и среднемиоценовые диатомеи зоны *Denticula lauta*. Находки макрофауны *Chlamys otukae* Masuda and Sawada, *Placopecten protomollitus* (Nomura) в базальных конгломератах разреза осадочного чехла на склоне о-ва Хонсю позволили датировать их концом раннего—началом среднего миоцена [Masuda, Okamoto, 1979].

В других районах возраст базального горизонта разногалечных конгломератов не установлен. Выше него залегают в различной степени литифицированные осадочные породы среднего и верхнего миоцена, плиоцена и кватертера. К ним относятся туфодиатомиты, аргиллиты, диатомиты, глины, алевриты, пески и диатомовые илы с многочисленными прослоями на разных горизонтах разреза вулканического пепла, конгломератов, линзами и конкрециями карбонатных пород, отдельной рассеянной галькой. Участками на поверхности дна моря наблюдаются железо-марганцевые конкреции.

В 31-м рейсе "Гломар Челленджера" в пределах Японского моря было пробурено четыре скважины [Karig et al., 1975]. Сква. 299 охарактеризовала верхнюю часть осадочного разреза на северо-востоке котловины Хонсю, пройдя 475 м по отложениям верхнего плейстоцена и нижнего плиоцена (пески, алевриты, глины), остановилась в глинах и алевролитах нижнего плиоцена, вскрытая мощность которых 57 м. По заключению участников рейса, эти отложения относятся к турбидитным образованиям, выносимым подводным каналом Тояма. Скважины 300 и 301 были пробурены в восточной части Центрально-Япономорской котловины. Они вскрыли разрез от плейстоцена (сква. 301—240,5 м; сква. 300—117 м) до плиоцена (сква. 301—256 м), который сложен тонкими песками, алевролитами, алевритистыми глинами и глинистыми диатомитами. В низах разреза обнаружено богатое содержание этана и метана. Сква. 302 пробурена на северном окончании возвышенности Ямато и обнаружила непрерывный разрез от плейстоцена (66,5 м — глинистые диатомовые илы и цеолитовые глины) до плиоцена и верхнего миоцена (281,5 м — диатомовые илы и 177 м — цеолитовые глины). У забоя скважины пройдены (2 м) немые зеленовато-серые алевритовые пески и туфы, которые могут быть сопоставлены с нижнемиоценовыми вулканическими породами формации "зеленых туфов" о-ва Хонсю (рис. 3).

АКУСТИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ И ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ

Сейсмические материалы отраженных волн позволяют выделить в разрезе дна Японского моря поверхность акустического фундамента и осадочный чехол [Шахметов, 1972, 1974; Гнибиденко, Быкова, 1975; Основные..., 1978; Антипов и др., 1979, 1980; Гнибиденко, 1979; Безверхний, 1980; Антипов, 1981, 1982а—в; Murauchi, 1972; Hilde, Wageman, 1973; Honza et al., 1977; Geological investigation..., 1978, 1979; Geological investigations..., 1978]. Первый представляет собой многофазную опорную границу, ниже которой условия залегания слоев почти не расшифровываются (рис. 4). Он объединяет сложно построенные гетерогенные консолидированные породы, в которых полезная структурная сейсмическая информация не устанавливается. По сути своей это предел наших современных знаний, и в каждом конкретном регионе он разный. Применяя другие геологические и геофизические методы, этот предел может быть опущен. Первой сейсмической информативной границей является поверхность (кровля) акустического фундамента. Она служила дном палеобассейна, где шло впоследствии накопление толщ осадочного чехла. Косвенные и непосредственные сведения о внутренней структуре образований акустического фун-

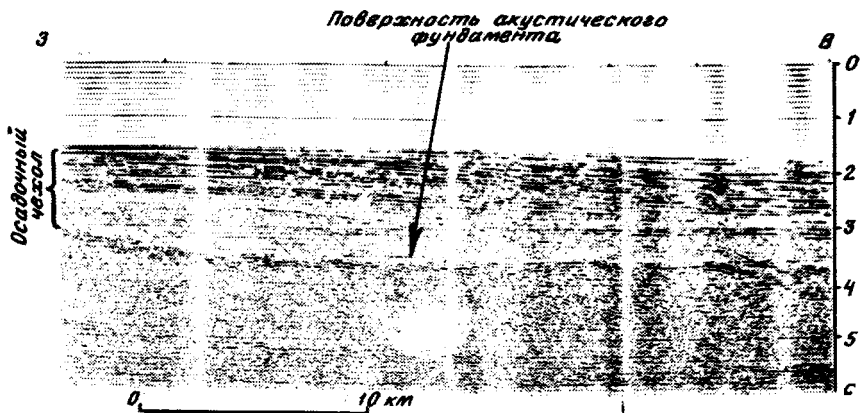


Рис. 4. Фрагмент временного сейсмического разреза (по Г.Ф. Балабко и др.) в северной части Японского моря, на котором четко выделяются поверхность акустического фундамента и осадочный чехол

дамента дают тектоническое строение смежных районов суши, данные буровых скважин и драгирования. Косвенные данные о составе пород, составляющих акустический фундамент, несут скорости распространения сейсмических волн, магнитометрии и гравиметрии.

Поверхность акустического фундамента по данным метода преломленных волн (МПВ) характеризуется граничными скоростями от 3,5—4,8 до 5,5—6,2 км/с (4,81 км/с в Центрально-Япономорской котловине, 5,49 — в котловине Хонсю, 5,5—5,8 км/с в северной части Японского моря и Татарском проливе) [Карп, Моуравова, 1972; Ковылин, 1979; Murauchi et al., 1970; Ludwig et al., 1975]. Е. Хонза [Geological..., 1979] выделяет два типа акустического фундамента, которые различаются частично волновой характеристикой, а также рисунком рельефа его поверхности. Первый отвечает кровле формации "зеленых туфов" (олигоцен—нижний миоцен) и имеет граничные скорости 3,2—3,5 км/с. Он распространен на отдельных участках котловин (Центрально-Япономорской и Хонсю), а также в пределах подводных возвышенностей и островного склона Хонсю. Второй тип, вероятно, связан с более древними консолидированными породами, для которых характерны сейсмические скорости более 4,8 км/с. Он встречен в Цусимской котловине, в северной части дна Японского моря, в Татарском проливе и на большей площади подводных возвышенностей юго-западной части Японского моря и возвышенности Ямато. Деформации поверхности акустического фундамента отражают тектонические движения, происходившие за время развития осадочного чехла.

Осадочный чехол прослежен на всех временных сейсмических разрезах. По материалам КМПВ, скорость прохождения сейсмических волн через осадочные породы изменяется от 1,5—2 км/с в верхних частях разреза до 2,5—3,4 км/с в нижних [Основные..., 1978; Антипов и др., 1979; Murauchi et al., 1970; Hamilton et al., 1974; Geological investigations..., 1978].

Осадочный чехол в зависимости от мощности источника возбуждения сейсмических волн, вещественного состава и условий залегания составляющих его слоев может подразделяться на акустически слоистый и акустически прозрачный комплексы. Сейсмическая запись временного разреза и скоростные характеристики косвенным образом отражают его вещественный состав [Seismic..., 1977]. В последнее время в этом направлении проведены специальные исследования [Sangree Widmier, 1979], и с учетом данных бурения удалось выделить в разрезе чехла различных участков Мирового океана карбонатные,

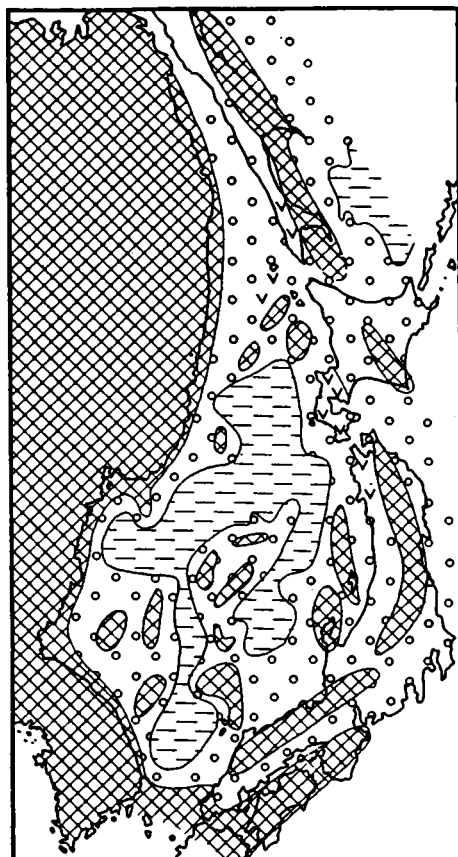
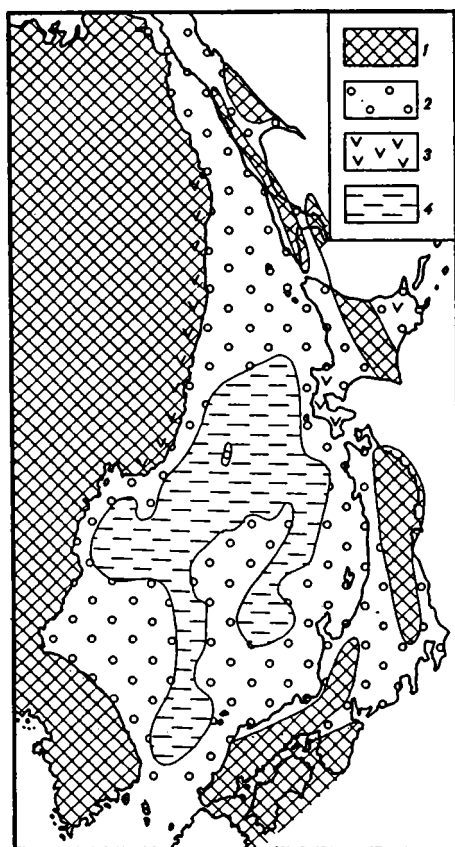


Рис. 5. Схема распространения плиоценовых (N_2) пород в Япономорском бассейне (по Е.М. Рудичу [1962])

1 — область отсутствия среднемиоценовых пород; 2 — прибрежно-морские и мелководные эпиконтинентальные толщи; 3 — вулканиты; 4 — морские глубоководные толщи

Рис. 6. Схема распространения среднемиоценовых (N_1) пород в Япономорском бассейне (по Е.М. Рудичу [1962])

Условные обозначения см. на рис. 5

соленосные, вулканогенные и турбидитные образования, а также наметить дельтовые и прибрежно-морские фации осадков, оползневые тела, рифовые и вулканические постройки. Подобные исследования в пределах Япономорского бассейна проводились очень ограниченно, преимущественно в зоне его шельфа, а распространение их на остальную акваторию затруднено качеством имеющегося материала и отсутствием данных бурения. С определенной степенью достоверности в разрезе чехла и акустического фундамента Японского моря намечаются вулканические постройки, оползневые тела, турбидитные образования, фациальные изменения.

Некоторые исследователи [Филатьев, 1977; Sacurai et al., 1972; Honza et al., 1977] в строении разреза осадочного чехла выделяют акустически прозрачные, полупрозрачные, непрозрачные и слоистые толщи. К сожалению, их выделение часто зависит не только от вещественного состава, но и от параметров источника возбуждения сейсмических волн. Отражающие горизонты и площадки на временных сейсмических разрезах обусловлены литологическими и плотностными неоднородностями слоев осадочного чехла. Они фик-

сируют поверхности размывов, несогласий, наличие маркирующих горизонтов и отражают слоистую структуру разреза. Применение мощных источников возбуждения сейсмических волн или группирование нескольких источников позволили в акустически прозрачных толщах выявить отражающие площадки и проследить отдельные хорошо выдержанные горизонты.

В зависимости от мощности источника возбуждения и методики получения записей временных разрезов на разных участках дна Японского моря в составе осадочного чехла выделяется неодинаковое число сейсмических горизонтов [Sagurai et al., 1972], что затрудняет их площадную корреляцию. Обычно в его составе намечается два комплекса (см. рис. 4). Верхний характеризуется многочисленными, протяженными горизонтами и площадками. Он хорошо прослеживается во всех глубоководных котловинах, участками перекрывает склоны подводных возвышенностей. Этот комплекс сложен слаболитифицированными отложениями плиоцена и квартера (рис. 5), а возможно, и верхами миоцена. В нижнем комплексе отражающие площадки либо отсутствуют, либо единичные и непротяженные. В строении нижнего комплекса участвуют более уплотненные породы среднего и верхнего миоцена, а наличие отражающих площадок, видимо, связано с присутствием прослоев вулканического пепла, карбонатных конкреций и других образований (рис. 6). По периферии котловин в нижнем комплексе количество отражающих площадок увеличивается относительно их центральных частей. Мощность осадочного чехла изменяется от нескольких десятков метров на подводных возвышенностях до 3 км и более в глубоководных котловинах, а на севере Японского моря и Татарском проливе более чем до 6 км.

Таким образом, акустический фундамент и осадочный чехол на современном уровне изученности являются основными структурными единицами разреза верхней части земной коры Японского моря, описание которых раскрывает его тектоническую историю.

Прослеживание выделяемых на временных разрезах осадочных геологических тел на периферии Япономорского бассейна позволяет их сопоставлять с известными стратиграфическими подразделениями разрезов обрамляющей суши: свитами и сериями о-ва Сахалин [Маргулис, 1981] или формациями, по терминологии японских геологов [Nonza et al., 1977] (см. рис. 3).

ГЛАВА ПЯТАЯ

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Современные модификации сейсморазведки МОВ позволяют по временным разрезам раскрывать с большой точностью геометрию поверхностей и форму геологических тел осадочного чехла. Учитывая материалы бурения, зная состав пород в их естественных обнажениях (наземных и подводных), скоростные параметры и особенности сейсмической записи осадочного чехла, можно сделать вывод о его возрасте. Теперь появилась возможность до деталей просвечивать внутреннюю структуру слоев осадочного чехла. На базе современных сейсмических отраженных волн родилось новое геологическое направление исследований — сейсмостратиграфия. Как специальное направление оно было впервые сформулировано американскими геофизиками [Seismic..., 1977]. Сейсмостратиграфическое направление выявляет трехмерные геологические тела. Временной сейсмический разрез служит инструментом анализа. Всей остальной

геофизической и геологической информации, в том числе и бурению, отводится роль комплексирования.

По материалам сейсморазведки в пределах дна Японского моря, как указывалось выше, выделяются акустический фундамент и осадочный чехол. Первый — гетерогенное и разновозрастное образование — на данном этапе исследований, по существу, является пределом наших знаний. Для тектонических реконструкций можно оперировать лишь параметрами его поверхности.

Осадочный чехол с резким структурным несогласием перекрывает породы акустического фундамента. В его строении устанавливается несколько типов залегания и форм осадочных геологических тел: 1) постепенное конседиментационное утонение слоев на крыльях тектонических структур (комплекс склонов эпиконтинентальных бассейнов); 2) клиноформные тела по периферии впадин (комплекс склонов стабильных бассейнов); 3) параллельно-слоистый комплекс заполнения днищ впадин (комплекс днищ палеобассейнов). В условиях длительного дифференцированного прогибания в эпиконтинентальных бассейнах его величину определяет мощность осадочных толщ, заполнивших прогиб. Образующиеся в этих условиях осадочные геологические тела постоянно утоняются в сторону относительных поднятий (рис. 7). В быстро образованных впадинах изменение мощности осадочного чехла происходит в основном у их бортов, где слои формируют клиноформы или прислоняются к поверхности субстрата.

Во впадинах, главным составляющим элементом которых являются глубоководные бассейны, мощность и формы залегания слоев осадочного чехла зависят от расположения источников сноса, количества обломочного материала, палеогеографических условий и гидродинамического режима бассейна. Большое значение имеет крутизна склона. При наклонах более 25—30° осадки обычно на них не удерживаются и сносятся к подножию. При различных сочетаниях этих факторов могут образовываться разные формы соотношений слоев и геологических тел внутри осадочного чехла. При терригенном осадконакоплении создаются крупные клиноформы, т.е. геологические тела; мощность слагающих их слоев увеличивается вниз по палеосклону, и максимум достигается у его подножия и в пределах днища. При большой крутизне палеосклона происходит разрыв слоев клиноформы. За пределами зоны привноса терригенного материала слои осадочных пород, заполняющих глубоководный бассейн, равномерно распространяются по дну, а у бортов прислоняются к поверхности субстрата. Они залегают полого, практически горизонтально. Прислоняющиеся слои приобретают наклоны за счет постседиментационных тектонических движений.

Клиноформы и прислоняющиеся слои глубоководных бассейнов дают объективную информацию о палеоглубинах последних, точно определяя минимальные значения, равные максимальным мощностям толщ или превышению кровли клиноформы над ее подошвой.

Первичное положение слоев мелководных и глубоководных геологических тел обычно нарушено постседиментационными тектоническими движениями. На бортах структур слои флексурно изгибаются. Самые верхние горизонты осадочного чехла в этих случаях залегают параллельно поверхности дна моря. В результате постседиментационных опусканий на бортах часто возникают осложняющие их грабены.

На образование перерывов внутри разреза осадочного чехла, особенно в пределах шельфа, кроме тектонических движений, влияют колебания уровня Мирового океана [Крапивнер, 1975; Короткий, 1977; Короткий и др., 1982; Seismic..., 1977] и придонные течения. Это детально изучено американскими исследователями. За счет изменений уровня моря происходит обмеление или

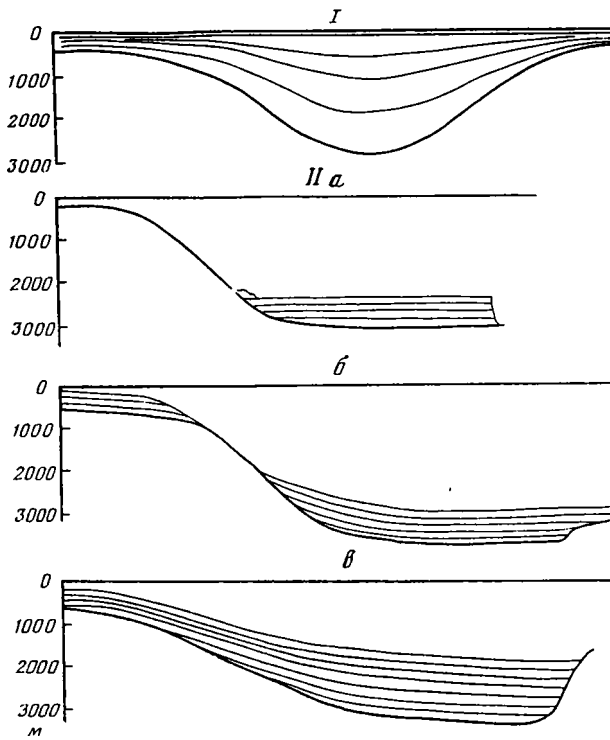


Рис. 7. Типы осадочных бассейнов и их заполнения

I — мелководный — эпиконтинентальный; II — глубоководный: а — прислонение, б — разорванная клиноформа, в — полная клиноформа

углубление шельфовых бассейнов осадконакопления. После процессов выравнивания вновь вступают в силу тектонические и гидродинамические факторы [Watts, 1982].

При палеотектонических реконструкциях конседиментационных эпиконтинентальных бассейнов учитываются изменения мощностей и фаций осадков. Они позволяют восстанавливать величину и характер нисходящих тектонических движений и положение определенных структурных поверхностей в разные отрезки геологического времени. Существенно иной подход при палеотектонических реконструкциях глубоководных бассейнов. В их пределах мощность осадочного чехла прямо не связана с величиной тектонических движений, так как осадки заполняют уже готовые впадины. Она зависит от величины поступающего терригенного материала и скорости распределения его по дну. Однако величину доседиментационных тектонических движений за вычетом минимальных палеоглубин бассейна определяет мощность прислоняющихся слоев. При реконструкции важно отличать постседиментационные наклоны слоев от первично-седиментационных. Постседиментационные движения деформируют слои осадочного чехла и образуют изгибы дна бассейна. Верхние слои осадочного чехла при этом изгибаются подобно рельефу дна бассейна. При первичных наклонах склона в направлении от источника сноса формируются клиноформы.

Рассмотренные методические приемы были положены в основу восстановления тектонической природы структур и реконструкции истории развития осадочного чехла дна Японского моря.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Подробный характер строения поверхности акустического фундамента и слоев осадочного чехла хорошо описывается временными сейсмическими разрезами. В результате детальных исследований многочисленных сейсмических материалов были отобраны и составлены три профильных структурных разреза, пересекающие главные морфоструктурные элементы дна Японского моря (рис. 8) и дополненные структурной информацией, извлеченной из временных разрезов, перпендикулярных выбранным сечениям.

СЕВЕРНОЕ (ПЕРВОЕ) ПРОФИЛЬНОЕ СЕЧЕНИЕ

Северное (первое) сечение начинается у берегов Приморья, пересекает Татарский пролив на широте о-ва Монерон и заканчивается на шельфе о-ва Сахалин (рис. 9). Почти на всем протяжении профиля четко фиксируется поверхность акустического фундамента. В пределах шельфа Приморья она залегает практически горизонтально, располагаясь на отметках от минус первые десятки метров до 300—500 м, и полого погружается (до 1°) на восток. Начиная с глубин моря 50—70 м наклон поверхности акустического фундамента увеличивается до 2°, а у бровки шельфа (глубина моря около 200 м) — до 7° при наклоне поверхности дна моря 1°. На континентальном склоне (наклон 3—4°) поверхность акустического фундамента наклонена под углами до 6—7°. На участке склона в интервале глубин 650—1000 м отражения от акустического фундамента прерывистые и менее четкие, что, вероятно, связано или с изменением состава слагающих его пород, или с наличием разрывных нарушений. Далее вниз по склону на восток наклон поверхности акустического фундамента выполаживается до 2°, и она залегает на отметке —4,5 км. Через 10 км в интервале глубин дна моря 1100—1150 м происходит ее воздымание (до 7°), обратное наклону поверхности дна моря, с образованием выступа. Амплитуда последнего достигает 900 м, а ширина 35 км. На восточном его склоне поверхность акустического фундамента имеет наклон до 5°, вниз выполаживается до 2—3°. У основания выступа она опущена до отметок —3,7 км. В интервале глубин дна моря 1300—1500 м поверхность акустического фундамента вновь приобретает наклон, обратный склону, поднимаясь на восток сначала под углом 3°, а затем 18—20° (угол наклона поверхности дна моря 1—2°) от —3,7 до —1,5 км. К востоку от выступа поверхность акустического фундамента залегает на отметках $-2,3 \div -2,2$ км, воздымаясь на восток согласно поверхности дна моря под углом 4° (наклон дна моря 3°) до —1,6 км (глубина моря 800 м), после чего она погружается до —2,2 км под углом 11°. Восточнее, в пределах склона о-ва Сахалин (глубина моря 530 м и менее), поверхность акустического фундамента прослеживается на временных сейсмических разрезах менее четко и на меридиане о-ва Монерон к югу от него фиксируется на отметках $-3 \div -1,5$ км. В зоне мелководья между островами Монерон и Сахалин наблюдается сложная волновая картина. Поверхность акустического фундамента восточнее о-ва Монерон у основания его склона нарушена разломами и плохо прослеживается. По параллельным этому сечению разрезам и в точках пересечения с меридиональными разрезами удается установить условия ее залегания. Сначала она погружается от —2 до —3 км, а затем восточнее поднимается выше —1,5 км. Южнее, на траверсе о-ва Монерон, поверхность акустического фундамента опущена ниже —8 км (рис. 10). Участками она поднимается до поверхности дна моря.

Осадочный чехол практически на всем протяжении первого профильного

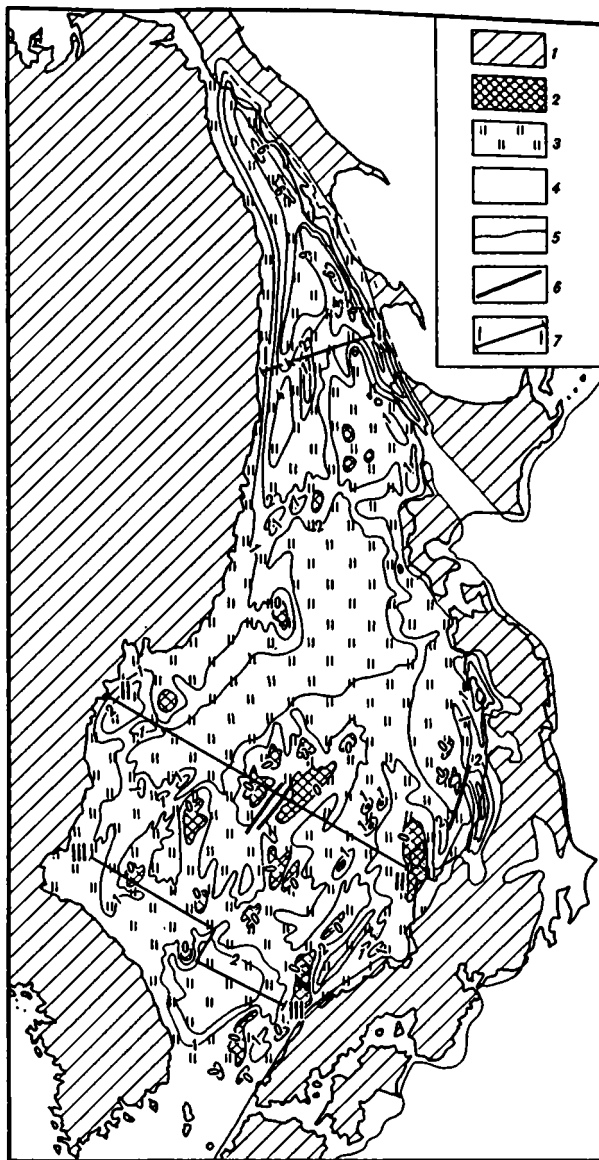


Рис. 8. Карта мощностей осадочного чехла Япономорского бассейна по материалам сейсмического профилирования

1 — участки суши местами перекрыты относительно маломощным осадочным чехлом; 2 — выходы пород акустического фундамента на дно моря; 3, 4 — осадочный чехол: 3 — Япономорского бассейна, 4 — смежных районов Охотского, Восточно-Китайского морей и Тихого океана; 5 — изопакеты осадочного чехла (км); 6 — отдельные разрывные нарушения; 7 — линии профильных сечений

сечения перекрывает поверхность акустического фундамента. На крайнем западе его слои залегают горизонтально, полого погружаясь (до 1°) на восток к бровке шельфа, причем вниз по разрезу наклон слоев увеличивается до 2° . На шельфе осадочный чехол характеризуется четкой слоистой структурой. Сейсмические границы отличаются выдержанностью на протяжении более 60 км. В нижних частях разреза участками слоистость пропадает, что, вероятно,

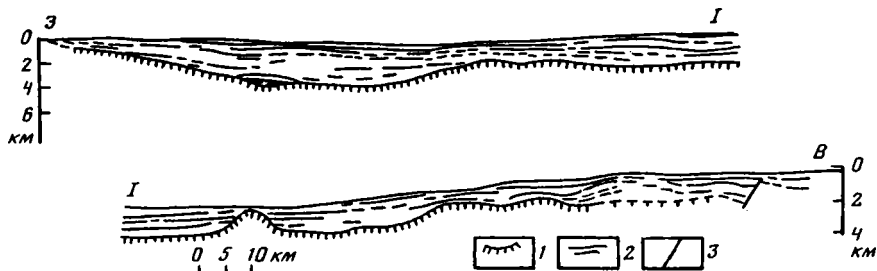


Рис. 9. Структурный разрез первого профильного сечения (см. рис. 8) через северную часть Япономорского бассейна, показывающий строение осадочного чехла и поверхности акустического фундамента

1 — поверхность акустического фундамента; 2 — отражающие горизонты и площадки в осадочном чехле; 3 — разрывные нарушения

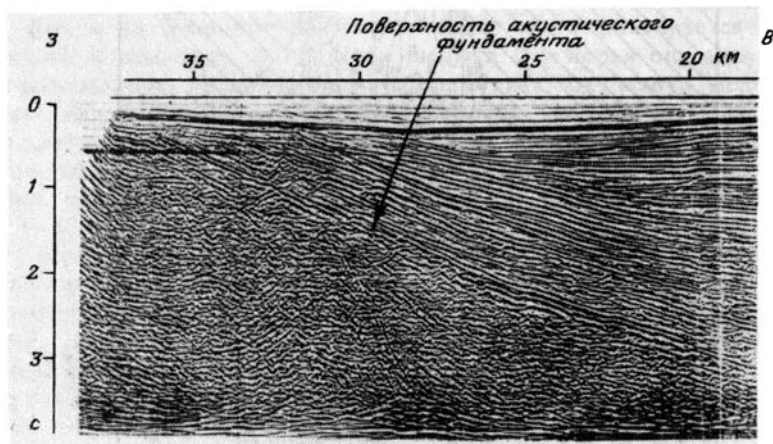


Рис. 10. Фрагмент временного сейсмического разреза (по Э.Г. Пудикову и др.) к востоку от о-ва Монерон, показывающий полого погружающуюся поверхность акустического фундамента

связано с изменением литологического состава пород. Здесь фиксируются лишь отдельные непротяженные, слабо выраженные отражающие площадки. Мощность осадочного чехла постепенно увеличивается в восточном направлении от 100—200 до 3000 м у бровки шельфа. В низах разреза чехла слои консидиментационно утоняются и постепенно, последовательно снизу вверх выклиниваются в западном направлении. Самый верхний горизонт мощностью до 100 м залегает согласно поверхности дна моря, не изменяя своей мощности, переходит на континентальный склон и прослеживается на всем его протяжении. У бровки шельфа на глубинах моря 200—300 м наблюдается линзовидное увеличение мощности верхней части разреза осадочного чехла от 100 м на краях линзы до 150 м в ее центральных частях. Самый верхний горизонт ее облекает.

В пределах верхнего участка континентального склона внутри осадочного чехла на временном разрезе появляются дифрагированные волны, связанные с нарушением залегания нижних его горизонтов (рис. 11). Слои осадочного чехла моноклинално падают вниз по склону, причем верхние из них имеют наклон, согласный с поверхностью дна моря (до 3°), а углы погружения нижних горизонтов увеличиваются до $5-6^\circ$. Мощность чехла в средней части континентального склона (глубины моря 1300—1400 м) достигает 3500 м. Здесь в разрезе осадочного чехла четко намечаются два комплекса. Верхний

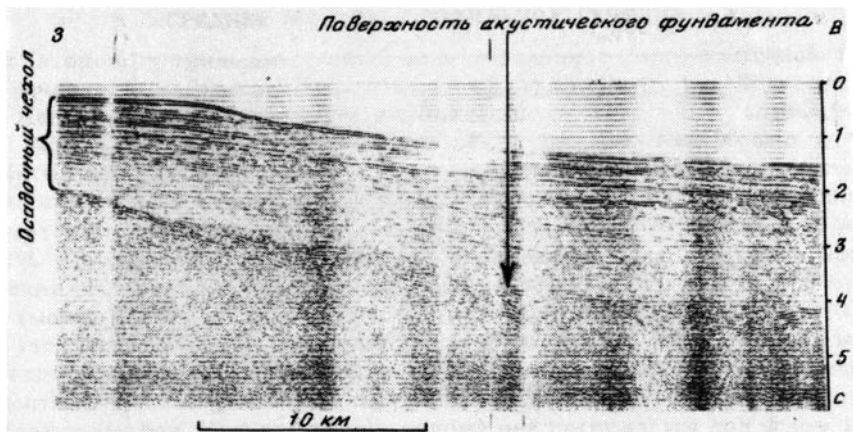


Рис. 11. Фрагмент временного сейсмического разреза (по Г.Ф. Балабко и др.) в южной части Татарского пролива, показывающий характер залегания слоев в нижней части материкового склона



Рис. 12. Фрагмент временного сейсмического разреза (по Г.Ф. Балабко и др.), показывающий соотношение нижних слоев осадочного чехла и поверхности акустического фундамента в южной части Татарского пролива

отличается выдержанной слоистостью и имеет мощность до 1000 м. Нижний характеризуется отсутствием протяженных границ и наличием отдельных площадок. Его мощность превышает 2000 м. На параллельных сечению разрезах наблюдается увеличение мощности осадочного чехла до 8000 м на севере и до 6000 м на юге [Хведчук и др., 1981].

Восточнее наклон слоев осадочного чехла выполаживается, и они залегают практически горизонтально, нижние горизонты (до 2000 м), утоняясь конседиментационно, налегают на поверхность акустического фундамента. Над выступом последнего мощность чехла сокращается до 100—120 м, а восточнее вновь увеличивается до 2500 м за счет появления нижней части разреза. В 120 км к востоку от бровки шельфа (глубины моря 1300—1400 м) наблюдается еще один выступ фундамента. Мощность чехла над выступом сокращается до 200—150 м. Самые нижние его горизонты, возможно, фациально переходят в породы акустического фундамента (рис. 12).

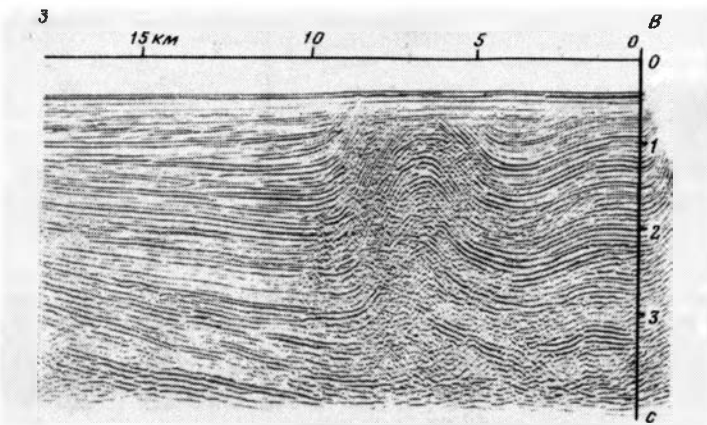


Рис. 13. Фрагмент временного сейсмического разреза (по Э.Г. Пудикову и др.) к востоку от о-ва Монерон, на котором четко устанавливаются диапировые складки в слоях осадочного чехла Западно-Сахалинского прогиба

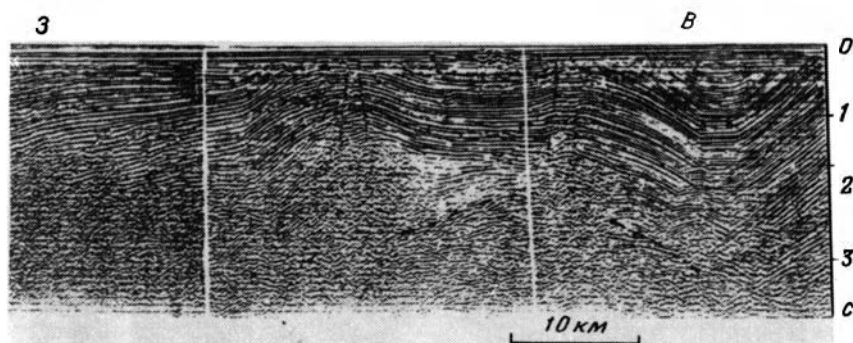


Рис. 14. Временной сейсмический разрез (по Э.Г. Пудикову и др.), показывающий характер залегания слоев осадочного чехла в Западно-Сахалинском прогибе

Восточнее выступа фундамента слои осадочного чехла воздымаются в сторону о-ва Сахалин и под углом до 3° согласно наклону поверхности дна моря. Мощность чехла здесь сначала резко (на расстоянии 2 км) увеличивается до 2300 м (глубина моря 1200 м), а затем сокращается до 1000 м в результате резкого утонения нижних слоев чехла. Восточнее наблюдается пологая конседиментационная синклиналь шириной 7 км, в осевой части которой мощность чехла увеличивается до 1500 м. На глубинах моря 600—700 м на островном склоне фиксируется постседиментационный синклинальный изгиб слоев (до 6°). Его амплитуда достигает 400 м. В рельефе дна моря он не выражен.

В пределах зоны мелководья островов Сахалин и Монерон слои осадочного чехла интенсивно дислоцированы. Здесь наблюдаются зоны разрывов, антиклинальные и синклинальные складки (углы наклона слоев на крыльях до $20\text{--}30^\circ$, а в зонах разрывов и более). На параллельных разрезах это широкие пологие синклинали (в поперечнике до 50 км) и узкие (до 10—15 км) крутые антиклинали шириной до 10—15 км. Участками прослеживаются диапировые структуры (рис. 13), которые также нарушают залегание слоев чехла. Мощность осадочного чехла в синклиналях превышает 3000 м, а по другим сечениям на сахалинском шельфе она достигает 8000 м. На антиклиналях осадочный чехол сокращается до 1000—500 м, а местами отсутствует (рис. 14).

Среднее (второе) профильное сечение, ориентированное в юго-восточном направлении, начинается у берегов Приморья в районе залива Петра Великого, пересекает Центральную-Япономорскую глубоководную котловину, возвышенность Ямато, котловину Хонсю и заканчивается на шельфе о-ва Хонсю в районе п-ова Ното (рис. 15, см. рис. 8). Оно составлено на основе нескольких временных сейсмических разрезов, полученных в последние годы советскими и японскими исследователями [Кулинич и др., 1974; Журавлев, 1975; Geological..., 1979]. Поверхность акустического фундамента прослеживается практически на всем его протяжении. На крайнем северо-западе она залегает на отметках $-100\div-150$ м, полого (менее 1°) погружаясь к юго-востоку. Начиная с глубин моря 100 м ее наклон увеличивается до $2-3^\circ$, и она достигает отметок $-1\div-1,2$ км. На материковом склоне в 15 км от бровки шельфа, вероятно, поверхность акустического фундамента нарушена разломом, величина смещения по которому составляет первые сотни метров. Юго-восточнее разлома она погружается под углом $10-12^\circ$ до $-3,6$ км, после чего ее наклон выполаживается (до $5-6^\circ$, а затем до 2°), а глубина залегания увеличивается до отметок $-5\div-6$ км (Центральная-Япономорская котловина). Здесь поверхность акустического фундамента слабо волнисто изогнута и постепенно поднимается к юго-востоку в сторону северного окончания подводной возвышенности Первенца, где достигает отметки $-3,5$ км. К юго-востоку она полого (до $1-2^\circ$) погружается к внутренним районам Центральной-Япономорской котловины и залегает на отметках $-5\div-6$ км. В ее пределах наблюдаются широкие выступы, высота которых до 500 м. К подводной возвышенности Ямато поверхность акустического фундамента вновь полого ($2-3^\circ$) воздымается до -4 км. В интервале глубин моря 3000—3100 м она образует ступень, ограниченную с северо-запада уступом, его высота до 500 м при крутизне до $8-10^\circ$. Ширина этой пологой ступени достигает 10 км. Юго-восточнее наклон поверхности акустического фундамента вновь увеличивается до $10-12^\circ$, а затем при подъеме выше отметки -2 км уменьшается до $2-3^\circ$.

В пределах возвышенности Ямато (северный хребет — Кита-Ямато) волнистая поверхность акустического фундамента залегает на отметках $-0,5\div-1,5$ км. Местами наблюдаются выступы фундамента, высота одного из них превышает 1 км при ширине 10 км (по основанию). Углы наклона поверхности фундамента на склонах выступа увеличиваются до $20-22^\circ$ относительно более пологого залегания в пределах большей части возвышенности ($2-5^\circ$). За выступом расположена широкая (до 40 км) асимметричная грабенообразная впадина (трог Кита-Ямато) с крутым северо-западным и пологим ($2-3^\circ$) юго-восточным бортами. Поверхность акустического фундамента опущена здесь до -2 км, на юго-восток она постепенно поднимается до $-1,2$ км, выходя на дно моря. К юго-востоку происходит ее перегиб (до $14-15^\circ$), и она опускается до $-2,5$ км, образуя относительно ровную площадку шириной около 10 км. Затем вновь наблюдается резкое (до $17-20^\circ$) погружение поверхности акустического фундамента на юго-восток до $-3,5$ км и ниже. В пределах центральной части трога Кита-Ямато на 6-километровом отрезке профиля она не фиксируется. На юго-восточном его борту поверхность фундамента снова обнаруживается, она наклонена на северо-запад под углом сначала 15° , а затем $7-8^\circ$. Здесь прослежен выступ поверхности акустического фундамента шириной до 5 км при высоте до 500 м. На вершине выступа фундамент залегает на глубине $-2,3$ км при наклоне на юго-восточном крыле до 10° . Юго-восточнее этого выступа поверхность акустического фундамента образует мульду с ровным дном шириной до 10 км и глубиной до 2,8 км. В сторону банки Ямато (южный хребет) поверхность акустического фундамента воздымается под углами $7-8^\circ$ до -500 м, а в интервале глубин моря 1000—500 м она совпадает с поверхностью дна. На вершине банки Ямато

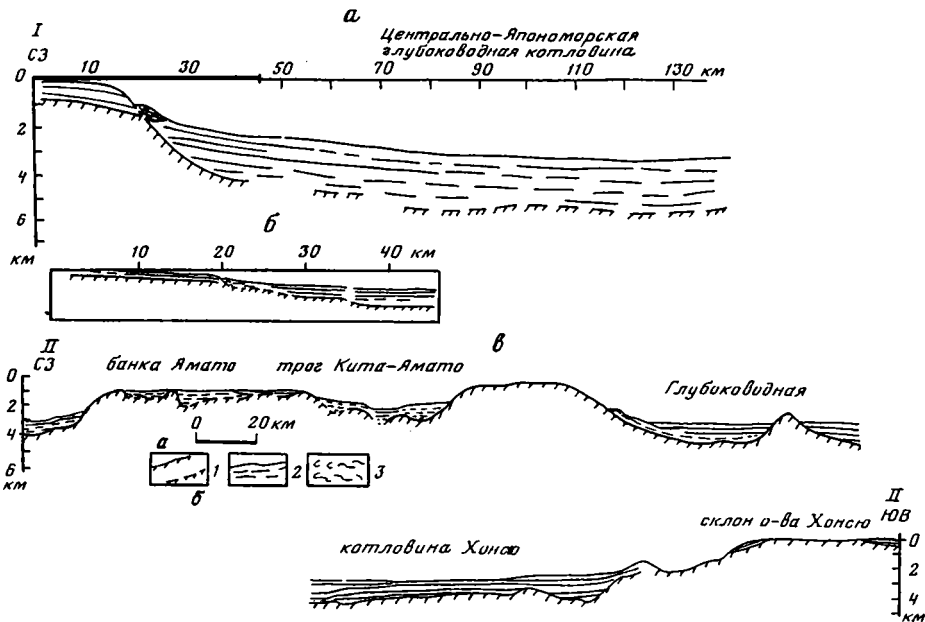


Рис. 15. Фрагменты структурного разреза по второму (центральному) профильному сечению (см. рис. 8) через Япономорский бассейн

а — северо-западный (приматериковый) участок; *б* — он же при меньшем искажении масштабов; *в* — юго-восточный участок
 1 — поверхность акустического фундамента, проведенная: *а* — уверенно, *б* — неуверенно; 2 — отражающие горизонты и площадки в осадочном чехле; 3 — оползневые тела

ровная поверхность акустического фундамента залегает на отметках $-500 \div -300$ м и формирует небольшой уступ высотой 100—150 м.

Юго-восточнее банки Ямато происходит сначала пологое ($2-3^\circ$), а затем и более крутое (до $6-7^\circ$) погружение поверхности акустического фундамента в сторону глубоководной котловины Хонсю. На отметке -2 км ее наклон увеличивается до 20° , образуя выступ высотой 600 м, после чего ее погружение выполаживается до $5-6^\circ$, а с отметки -4 км — до $2-3^\circ$. Далее к юго-востоку поверхность акустического фундамента располагается на отметках $-4 \div -4,3$ км и становится почти ровной, слабоволнистой. В 35 км к юго-востоку от подножия банки Ямато поверхность акустического фундамента полого ($2-3^\circ$), затем более круто (до 12°) поднимается и достигает отметки $-2,3$ км. К юго-востоку фундамент погружается вначале под углом 12° , а в интервале отметок $-3,5 \div -4,5$ км угол наклона изменяется от $4-5$ до $2-3^\circ$. Образованный таким образом выступ поверхности акустического фундамента имеет конусовидную форму, ширина его более 20 км, высота более 2 км. В центральной части котловины Хонсю поверхность акустического фундамента залегает на отметке $-4,5$ км и полого ($2-4^\circ$) воздымается к ее периферии до отметок -4 км и выше. В юго-восточной ее части на глубинах моря 2700—3000 м в рельефе поверхности акустического фундамента наблюдается асимметричный выступ, ширина которого 10 км, а высота 500 м. Северо-западное его крыло крутое ($10-12^\circ$), а юго-восточное пологое ($3-4^\circ$). Юго-восточнее выступа поверхность акустического фундамента погружается до $-4,5$ км. Затем она воздымается по углом $7-8^\circ$ до -3 км, после чего угол выполаживается до $3-4^\circ$ и она поднимается до $-2,5$ км. Юго-восточнее, в пределах склона о-ва Хонсю (глубины моря 2500—1000 м), поверхность акустического фундамента совпадает с рельефом дна моря, образуя здесь широкую

(20 км) плоскую мульду, глубина которой до 1000 м. На шельфе о-ва Хонсю, практически на всем участке профильного сечения, акустический фундамент обнажается на дне моря, залегая на глубине выше -200 м.

Осадочный чехол в северо-западной части среднего (второго) профильного сечения залегают горизонтально, и мощность его не превышает 100 м. Начиная с глубин моря 100 м она увеличивается за счет появления более древних горизонтов до 1500 м.

Слои чехла полого (до 2°) наклонены к юго-востоку. К бровке шельфа и в верхней части материкового склона мощность осадочного чехла вновь сокращается до 1000 м за счет прислонения нижних его горизонтов, частично за счет конседиментационного утонения, выклинивания и плоскостного среза верхних горизонтов дном моря. В 15 км юго-восточнее бровки шельфа, в интервале глубин моря 100—2000 м. на материковом склоне в строении осадочного чехла фиксируется крупное оползневое тело. Его высота достигает 1000 м при протяженности по профилю до 10 км. Отражающие площадки в его пределах изогнуты и хаотично ориентированы. Ниже него структура осадочного чехла не расшифровывается. Юго-восточнее слои осадочного чехла полого (до 2°) погружаются параллельно поверхности дна моря. Его мощность постепенно увеличивается от 1500 до 2500 м, а затем сокращается за счет утонения и выклинивания нижних горизонтов и в пределах северного окончания подводной возвышенности Первенца составляет 1000 м. Далее на юго-восток, в сторону Центрально-Япономорской глубоководной котловины, мощность осадочного чехла вновь постепенно увеличивается, достигая в центральных ее частях более 2500 м. Слои залегают субгоризонтально, уменьшаясь в мощности над выступами фундамента.

При подходе к подводной возвышенности Ямато нижние горизонты осадочного чехла (до 1500 м) прислоняются к поверхности акустического фундамента. Верхние (до 1000 м), полого изгибаясь, поднимаются к подножию северного хребта (банка Кита-Ямато) под углом 1° и также прислоняются к поверхности акустического фундамента. Слои самой верхней части разреза (до 200 м) увеличивают углы наклона вблизи подводной возвышенности и прослеживаются вверх по склону. Над уступом фундамента наблюдается разрыв сплошности всех слоев осадочного чехла. Северо-западный участок опущен по нему на 200 м относительно юго-восточного, что отвечает уступу рельефа дна моря. Вверх по склону подводной возвышенности Ямато, выше глубин моря 2000 м, осадочный чехол практически отсутствует и появляется только на выположенных его участках и на ее плоской вершине. Здесь слои осадочного чехла залегают горизонтально, заполняя отдельные мульды (ширина которых 20—40 км) и прислоняясь на их бортах к поверхности акустического фундамента.

К юго-востоку в трого Кита-Ямато осадочный чехол выполняет грабенообразную впадину, ширина которой достигает 45 км. Она осложнена пологими вогнутыми ступенями, разделенными более крутыми уступами. Слои осадочного чехла на первых из них образуют синклинали с углами падения на их крыльях не более 1°. Мощность слоев изменяется от 1000 м в ядрах синклиналей до 400—500 м и до полного выклинивания над сопряженными уступами. В центральных частях впадины слои осадочного чехла залегают горизонтально, причем нижние (до 1000 м) его слои прислоняются к поверхности акустического фундамента на крутых ее бортах. Верхние горизонты (до 400 м) к северо-западу и юго-востоку флексурно изгибаются и прослеживаются в прибортовых синклиналях. Высота флексурного изгиба достигает 200 м, и он хорошо выражен в рельефе дна моря уступом. Мощность осадочного чехла в центральных частях грабенообразной впадины превышает 1400 м, а к бортам она сокращается до 500—400 м.

В верхних частях склонов и на большей части вершины южного хребта подводной возвышенности Ямато (собственно банка Ямато) осадочный чехол присутствует лишь в небольших углублениях фундамента, где его мощность до 100 м.

К юго-востоку от подводной возвышенности Ямато в бортовой северо-западной части впадины Хонсю прослеживается крупное, по-видимому, оползневое тело мощностью до 500 м, протяженностью до 15 км. Оно залегает в виде наклонной линзы на поверхности акустического фундамента. Внутренняя его структура имеющимися материалами не расшифрована. В котловине Хонсю за счет выступов фундамента намечаются три мульды. Западная из них, шириной более 50 км, приурочена к подножью возвышенности Ямато. Слои осадочного чехла залегают в ней субгоризонтально, утоняясь и выклиниваясь на бортах. На северо-западном борту нижние горизонты разреза чехла (400—500 м) переходят в слои оползневого тела, а верхние (до 500 м) прислоняются к его поверхности. На юго-восточном борту западной мульды все слои осадочного чехла прислоняются к поверхности акустического фундамента. Мощность осадочного чехла утоняется от 1300 м в ее центре до полного его отсутствия на бортах.

Центральная мульда, ширина которой 90 км, заполнена горизонтально-слоистым осадочным чехлом. Его мощность во внутренних районах достигает 1500 м, причем максимальные ее значения отмечаются на северо-западном борту. На ее периферии мощность осадочного чехла сокращается до полного выклинивания на северо-западе и до 700 м на юге-западе за счет прислонения слоев к поверхности акустического фундамента. В верхней части разреза осадочного чехла наблюдается несогласное залегание слоев, которое образовано осадочной линзой мощностью 300—600 м. Слои в юго-восточном направлении, утоняясь и выклиниваясь, прислоняются к кровле нижележащих пород. На северо-западном борту и внутренней части центральной мульды это несогласие на временных разрезах не фиксируется, и слои здесь залегают согласно.

На юго-восточном борту котловины Хонсю горизонтально лежащие слои осадочного чехла заполняют еще одну мульду, прислоняясь своими нижними горизонтами к поверхности акустического фундамента. На северо-западном ее борту нижние слои чехла прислоняются к поверхности акустического фундамента, а верхние (до 600 м) уходят на площадь центральной мульды. Максимальная мощность осадочного чехла (1800 м) приурочена к юго-восточному борту крайней восточной мульды (подножие островного склона Хонсю). На северо-западном ее борту мощность чехла сокращается до 600 м, а в юго-восточном направлении до 500 м. В самой верхней части разреза осадочного чехла залегает линзовидное геологическое тело, максимальная мощность которого (до 500 м) приурочена к основанию островного склона. В северо-западной части линзы слои залегают горизонтально, сокращаясь до полного выклинивания. На юго-восток слои флексурно изгибаются и под углом 2—3° воздымаются вверх по островному склону, практически не меняя своей мощности (до 200 м).

Далее на юго-восток слои осадочного чехла мощностью около 300 м срезаются поверхностью дна моря. В средней части островного склона намечается крупная мульда, отраженная в рельефе дна моря подводной долиной, ширина которой достигает 20 км. Заполняющие ее осадки мощностью до 300 м формируют крупные, протяженные оползневые тела (до 10 км). Они выражены в рельефе дна моря асимметричными холмами.

В зоне перехода от островного склона к шельфу, в интервале глубин моря 1000—170 м, залегает наклоненная на северо-запад линза осадочного чехла (до 500 м), слои которой вверх и вниз по склону утоняются.

Далее на юго-восток отложения осадочного чехла (до 500 м) развиты лишь в локальных мульдах, ширина которых более 10 км. По другим параллельным сечениям [Inoue et al., 1979; Geological..., 1979] на шельфе о-ва Хонсю слои осадочного чехла нарушены разрывами и складками. Синклинали обычно широкие, более 20 км, разделены узкими (5—8 км) антиклиналями. Мощность осадочного чехла в синклиналях достигает 3000 м, в сторону антиклиналей его слои конседиментационно утоняются и мощность сокращается до 300—200 м.

Юго-западное (третье) профильное сечение проходит с северо-запада на юго-восток, пересекая трог Гензан, Восточно-Корейское плато (или возвышенность), возвышенность Криштофовича и банку Кита-Оки. Затем оно резко поворачивает на юго-запад, практически перпендикулярно первоначальному направлению, и через 100 км в пределах котловины Цусима вновь приобретает юго-восточное направление, заканчиваясь на шельфе о-ва Хонсю в районе Саньин. Его разрез составлен по трем сейсмическим профилям, обработанным японскими учеными [Murauchi et al., 1970; Geological investigations..., 1978] (рис. 16).

Поверхность акустического фундамента прослежена практически на всем протяжении третьего профильного сечения. Шельф Корейского полуострова сейсмическими разрезами не пересечен. По аналогии с соседним участком шельфа Южного Приморья поверхность акустического фундамента здесь, вероятно, расположена неглубоко, на отметках $-100 \div -150$ м. Она, по-видимому, полого погружается к его бровке и резко изгибается на материковом склоне. На северо-западном окончании профильного сечения в пределах трога Гензан поверхность акустического фундамента залегает на отметках $-3,2 \div -3$ км. Она слабоволнисто изогнута и наклонена на юго-восток под углом $2-3^\circ$. Здесь фиксируется выступ фундамента шириной до 3 км и высотой 300 м. В осевой части трога, на глубинах моря 2800—2900 м, поверхность акустического фундамента залегает на отметке -4 км, затем к юго-востоку она поднимается до $-3,7$ км, а через 5 км вновь опускается до -4 км у подножия Восточно-Корейской подводной возвышенности (плато). В сторону последней происходит ее резкое воздымание под углами $17-20^\circ$ до -3 км, где фундамент образует относительно ровную площадку шириной более 15 км. В центральной части наблюдается плоская мульда глубиной 300 м. Юго-восточнее поверхность акустического фундамента под углом 12° поднимается до $-1,5$ км, совпадая с поверхностью дна моря. В пределах Восточно-Корейской возвышенности слабоволнистая поверхность акустического фундамента залегает на отметках $-1,3 \div -0,8$ км. На юго-восточном склоне возвышенности она образует три выступа (соответственно в интервалах глубин моря 1500, 2000 и 3000 м) и опускается до отметок $-4 \div -4,3$ км. Углы ее наклона на крыльях выступов изменяются от 7 до 23° , выполаживаясь в основании склона возвышенности. Вершины выступов расположены на отметках соответственно $-1,9$, -2 и -3 км, совпадая в последних двух случаях с поверхностью дна моря. Юго-восточнее Восточно-Корейской возвышенности поверхность акустического фундамента образует плоскую мульду, дно которой слабо вогнуто. Ширина мульды достигает 40 км (юго-западная ветвь Центрально-Япономорской глубоководной котловины). В юго-восточном направлении, в сторону подводной возвышенности Криштофовича, поверхность акустического фундамента круто (до 23°) воздымается от $-4,3$ до $-2,5$ км, после чего угол ее подъема уменьшается до 6° . В районе подводной возвышенности Криштофовича она располагается обычно на отметках $-2 \div -0,8$ км, образуя две мульды на северо-западном склоне и одну на юго-восточном. В первых двух мульдах поверхность акустического фундамента залегает на отметке -3 км, а в последней — на отметке -2 км. Углы ее наклона на бортах мульды изменяются от $11-15$ до $20-24^\circ$. Ширина мульды достигает 10 км при амплитуде в 1 км. На юго-восточном склоне возвышенности Криштофовича поверхность акустического фундамента под углом 7° опускается в сторону котловины Цусима до $-2,5$ км, затем ее наклон увеличивается до 15° , и она достигает отметки $-3,7$ км.

Далее третье профильное сечение поворачивает на юго-запад и проходит по северо-восточной окраине глубоководной котловины Цусима, где поверхность акустического фундамента залегает практически горизонтально на отметках $-3,7 \div -4$ км. В центральных частях котловины Цусима профиль вновь поворачивает на юго-восток, и здесь поверхность акустического фундамента не просле-

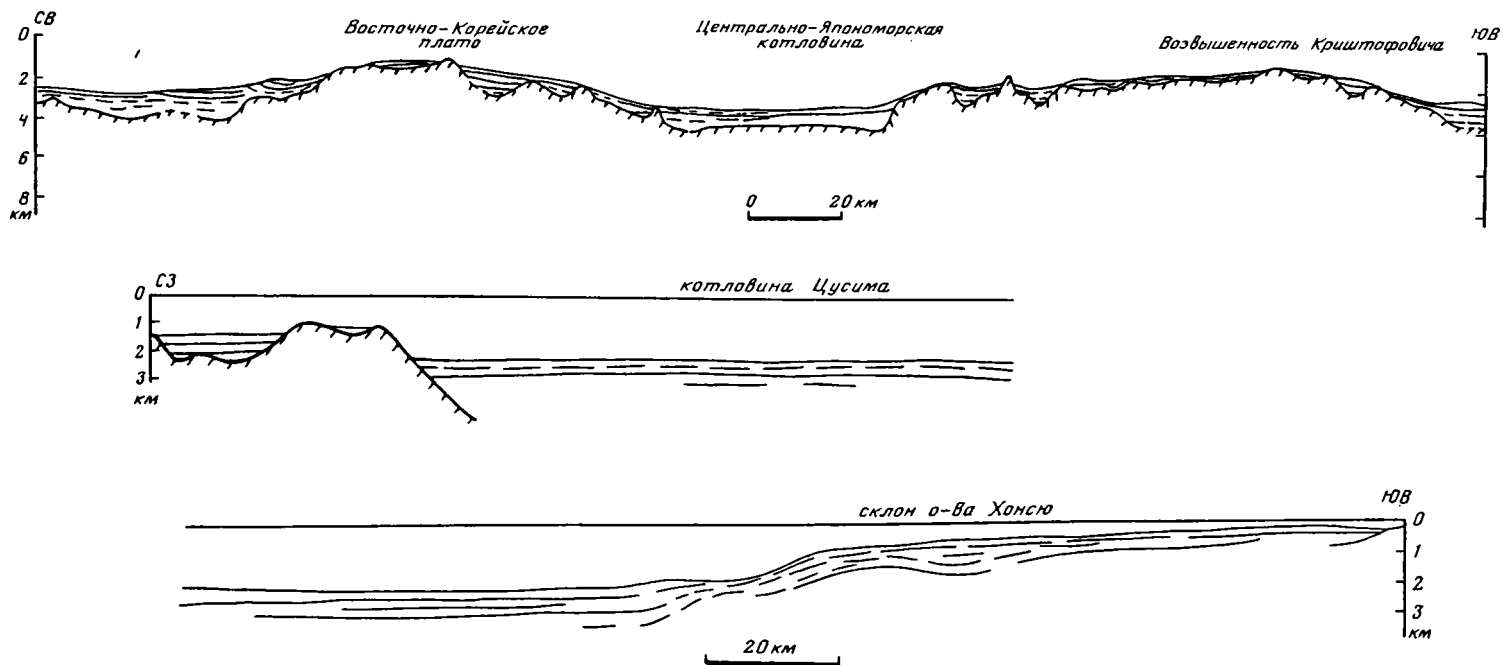


Рис. 16. Фрагменты структурного разреза по третьему (юго-западному) профильному сечению (см. рис. 8) Япономорского бассейна. В правой части разреза на борту депрессии Цусима хорошо видно линзовидное тело

Условные обозначения на рис. 15

живается. Отражения от нее появляются лишь на бортах котловины, где она погружена до -3 км. На юго-восток поверхность акустического фундамента сначала полого ($2-3^\circ$) поднимается до $-2,5$ км, а затем под углом 8° достигает отметки -2 км. На склоне и шельфе о-ва Хонсю она волнистая и воздымается в сторону суши от $-1,8$ до $-0,3$ км. Местами угол ее наклона достигает 5° , но чаще не превышает $2-3^\circ$.

Осадочный чехол в пределах шельфа и материкового склона Корейского полуострова моноклиinally наклонен к юго-востоку в сторону трога Гензан под углом $2-3^\circ$. Его мощность на шельфе и в верхних частях склона не превышает 1000 м. У подножия наклон слоев выполаживается, а их мощность увеличивается до 1500 м. В трогe Гензан осадочный чехол залегает субгоризонтально, прислоняясь в нижних частях разреза к выступам фундамента. Его мощность здесь увеличивается с северо-запада на юго-восток от 800 до 1400 м (подножие подводной Восточно-Корейской возвышенности). Увеличение мощности осадочного чехла происходит за счет самых верхних его горизонтов (до 60 м), которые в северо-западном направлении утоняются и в центральных частях трога прорезаются подводной долиной. В пределах юго-восточного борта трога над уступом фундамента фиксируются разрыв слоев осадочного чехла и, возможно, их вертикальное смещение до 300 м. В рельефе дна моря это отражено уступом. Над ступенью фундамента осадочный чехол залегает субгоризонтально, в юго-восточной ее части моноклиinally воздымаясь под углом $3-4^\circ$ и прислоняясь к наклонной поверхности акустического фундамента. Мощность осадочного чехла в юго-восточном направлении сокращается от 800 м до полного выклинивания.

На Восточно-Корейской возвышенности осадочный чехол заполняет локальные углубления фундамента. Его слои залегают параллельно и согласно поверхности дна моря. В привершинной части его мощность редко превышает 500 м. На юго-восточном склоне возвышенности осадочный чехол выполняет синклинали, ширина которых $10-20$ км. Осадочные слои в них залегают полого, на северо-западных их бортах наклон вниз по разрезу увеличивается от $2-3$ до $4-5^\circ$, а на юго-восточных не превышает 2° , и они имеют обратное падение по отношению к наклону склона возвышенности. Мощность осадочного чехла в синклиналях достигает $700-1000$ м.

В ответвлениях Центрально-Япономорской глубоководной котловины осадочный чехол залегает горизонтально. Нижние его горизонты ($700-900$ м) на бортах котловины прислоняются к поверхности акустического фундамента. Верхние (до 300 м), слабо изгибаясь под углом $3-5^\circ$, поднимаются в сторону смежных возвышенностей. Мощность осадочного чехла по данному сечению Центрально-Япономорской глубоководной котловины увеличивается от $800-900$ м в центральных ее частях до $1200-1300$ м на периферии за счет нижних осадочных горизонтов.

В пределах возвышенности Криштофовича осадочный чехол (до 1000 м) заполняет небольшие мулды фундамента, ширина которых достигает 10 км. На северо-западном склоне возвышенности, в интервале глубин моря $1000-1700$ м, относительно маломощные его слои (до 300 , реже 500 м), наклоненные согласно поверхности дна моря, перекрывают волнистую поверхность акустического фундамента, нивелируя неровности рельефа последнего.

В северо-восточной части глубоководной котловины Цусима, где оканчивается второй отрезок профильного сечения, мощность горизонтально лежащего осадочного чехла 1200 м. Нижние его горизонты (до 1000 м) прислоняются на северо-западе к фундаменту. Верхние горизонты (до 200 м), флексурно изгибаясь, прослеживаются вверх по склону возвышенности Криштофовича, постепенно утоняясь и выклиниваясь. В юго-западном направлении к центральным частям котловины Цусима мощность осадочного чехла увеличивается. Судя по данным МПВ, она достигает $1500-2000$ м [Ludwig et al., 1975], а возможно, и более.

На юго-восток к о-ву Хонсю мощность осадочного чехла в пределах котловины Цусима изменяется слабо, и в основании островного склона она равна 1300 м. Нижние его горизонты в этом направлении сохраняют свою мощность (около 1000 м). Только при подходе к островному склону (на юго-восточном борту котловины) они прислоняются к поверхности акустического фундамента и вверх по склону не прослеживаются. Мощность верхних горизонтов осадочного чехла увеличивается от 200 м в центре котловины до 500—600 м на ее бортах. Они флексурно изгибаются (до 3°) и прослеживаются на склоне о-ва Хонсю. На глубинах дна моря 1400—1300 м мощность их сокращается до 300 м. Вверх по склону ее значения постепенно увеличиваются, и в верхних частях склона, на внешнем шельфе (глубины моря 400—200 м), слои осадочного чехла заполняют широкую мульду, в пределах которой слои конседиментационно утоняются к ее периферии от 1000 до 600—300 м. Самый верхний горизонт осадочного чехла (до 100—150 м) прослеживается на всем протяжении склона и шельфа, повторяя изгибы рельефа дна моря. На шельфе мощность осадочного чехла не превышает 200—300 м, увеличиваясь до 500—600 м в локальных синклиналиях. Углы наклона слоев в них достигают 5—6°. На остальной части шельфа слои залегают субгоризонтально, с пологим моноклиальным наклоном (минуты, реже первые градусы) в сторону бровки шельфа.

Приведенное описание профилейных сечений, пересекающих акваторию Японского моря, показывает, что поверхность акустического фундамента и слои осадочного чехла можно использовать для структурных построений. Поверхность акустического фундамента в пределах дна Японского моря фиксируется не на всех временных разрезах, что связано с различными сейсмогеологическими условиями на разных частях исследуемой акватории. Фрагментарно обнаруживается акустический фундамент в шельфовых зонах и в котловине Цусима. Его поверхность образует сложные структурные формы — ровные плоские участки чередуются с наклоненными, разной крутизны (углы наклона изменяются от первых градусов до 20—30°). Они могут сменяться плавно, постепенно (Татарский пролив, юго-восточная часть Японского моря) или резко, по относительно крутым флексурам и разрывам (грабены центральной и восточной частей моря, подножия многих возвышенностей). Амплитуда структур по поверхности фундамента превышает 4 км.

Осадочный чехол повсеместно перекрывает дно Японского моря, отсутствуя только на относительно крутых его участках. Он имеет слоистое строение, а мощность изменяется от первых сотен метров до 6 км. Слоистость наиболее хорошо выражена в верхних частях разреза, а в низах распространены однородные осадочные образования, выраженные на временных разрезах прозрачной и полупрозрачной средой. Слоистые толщи осадочного чехла распространены практически на всей площади Японского моря, нижние акустические прозрачные образования заполняют главным образом обширные понижения поверхности фундамента, нивелируя их. Центральные части глубоководных котловин сложены параллельно-слоистыми геологическими телами, залегающими горизонтально. На бортах они прислоняются к поверхности акустического фундамента, прослеживаясь в отдельных случаях за пределы котловин.

На юго-восточной периферии котловины Цусима осадочные породы формируют обширную клиноформу, в пределах которой происходит постепенное увеличение мощности осадочного чехла в сторону его центральной части. В других случаях на периферии Япономорского бассейна наблюдаются разорванные клиноформы — у подножия склона слои осадочного чехла прислоняются к поверхности акустического фундамента, выше часто идет голый участок склона, после чего разновозрастные осадочные образования вновь появляются в обрамлении бассейна на площади современного шельфа. В его пределах распространены геологические тела, слои которых испытывают конседиментационное утонение.

Слои осадочного чехла на юго-западе о-ва Сахалин и западе о-ва Хонсю смяты в систему пологих складок. В верхней части разреза осадочного чехла на восточной окраине Японского моря обнаруживается несогласное залегание самых верхних осадочных слоев. Оно наблюдается только на площади шельфа, а на акватории глубоководных котловин не прослеживается. При переходе от шельфа к склону на их пологих участках (о-в Сахалин, юго-запад о-ва Хонсю, север Приморья) самые молодые осадочные толщи мощностью до 200 м флексурно изгибаются согласно поверхности дна моря.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЯПОНОМОРСКОГО БАСЕЙНА

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Систематические исследования дна Японского моря позволили И.Б. Андреевой, Г.Б. Удинцеву [1958] и Н.Л. Зенкевичу [1961] подойти к геоморфологическому и тектоническому районированию на основе морфоструктурного анализа получаемого материала. Ими были установлены и описаны депрессии Центрально-Япономорская, Цусима и Хонсю (в японской литературе она фигурирует под названием Ямато). Дальнейшее развитие и совершенствование морфоструктурный анализ получил в работах Г.И. Худякова [1974, 1977, 1978], Ю.С. Липкина [1975], Г.С. Гнибиденко [1979; Гнибиденко, Быкова, 1975], В. Людвиг и др. [Ludwig et al., 1975]. Эти исследования детализировали морфоструктурный план дна Японского моря (рис. 17).

Поднятие Ямато выделено японскими учеными [Hoshimo, Nomma, 1966]. Позднее оно было подробно изучено геологическими и геофизическими методами сотрудниками ТОИ ДВНЦ АН СССР [Васильев и др., 1975].

В пределах Центрально-Япономорской депрессии в результате работ японских геофизиков [Mugauchi, 1972] были выявлены локальные поднятия Гэбэсс и Сибирь. Последнее детально изучено в начале 70-х годов научными экспедициями НИС "Первенец" и вошло в советскую литературу под названием поднятия Первенца [Вопросы..., 1974]. На северном борту Центрально-Япономорской депрессии советскими специалистами открыты и подробно исследо-

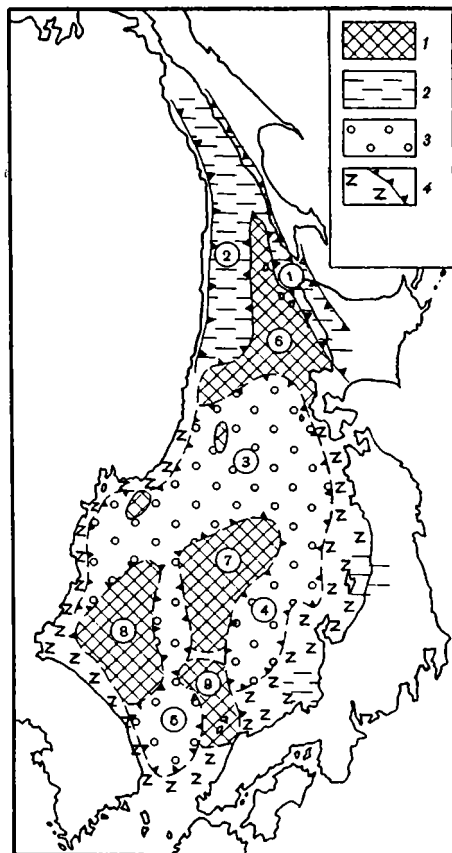


Рис. 17. Схема распространения главных структурных элементов дна Японского моря

1 — области поднятий; 2 — эпиконтинентальные прогибы; 3 — глубоководные депрессии; 4 — флексурно-разрывные зоны и их границы

Отрицательные структуры (цифры в кружках): 1 — Западно-Сахалинский прогиб; 2 — Татарский прогиб; 3 — Центрально-Япономорская депрессия; 4 — депрессия Хонсю; 5 — депрессия Цусима; поднятия и зоны поднятий: 6 — Южно-Татарская; 7 — Ямато; 8 — Южно-Япономорская

ваны поднятия Богорова и Витязя. Последнее входит в состав обширной зоны Южно-Татарских поднятий, которая впервые была выделена Л.Э. Левиным и др. [1978], а затем специально рассмотрена автором [Антипов и др., 1980].

К северо-востоку от этой зоны поднятий выделяется крупный Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб, описанный советскими геологами [Соловьев, 1960; Пушаровский, 1972; Юнов, 1972; Меланхолина, 1973].

Татарский прогиб, приуроченный к одноименному проливу, выделен в результате исследований специалистами ВНИИГеофизики [Милашин и др., 1970; Лившиц и др., 1972; Журавлев, 1975], детально изучен в конце 70-х годов работами Тихоокеанской экспедиции "Союзморгео" и описан автором [Антипов и др., 1979].

В западной и юго-западной частях Япономорского бассейна японскими учеными выделены поднятия Северо- и Южно-Корейское, Кита-Оки и Оки [Asanuma et al., 1970; Geological investigation..., 1978], которые разделены узкими трогообразными прогибами и мульдами. В советской литературе они известны под названиями Восточно-Корейского, Криштофовича, Пржевальского и островов Уллындо и Чукто [Основные..., 1978; Берсенев, Леликов, 1979].

В последние годы японскими исследователями [Geological investigation..., 1978, 1979] установлены и подробно охарактеризованы вытянутые поднятия и прогибы, занимающие восточный и юго-восточный борта депрессии Хонсю и сопряженные с ней мульды островного шельфа.

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЯПОНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Анализ имеющихся сейсмических материалов позволяет наметить в пределах дна Японского моря по поверхности акустического фундамента и слоям осадочного чехла ряд крупных структурных элементов (рис. 18; см. рис. 17). К отрицательным структурам относятся Западно-Сахалинский и Татарский прогибы, депрессии Центрально-Япономорская, Хонсю (Ямато) и Цусима. Они разделены различными по форме и размерам поднятиями, зонами поднятий, среди которых наиболее крупными являются Южно-Татарская, Ямато, Восточно-Корейское, Криштофовича. Бортовыми ограничениями Япономорского бассейна служат сложно построенные флексурно-разрывные зоны материкового склона Корейского полуострова и Приморья и островного склона Японии. Крупные тектонические структуры осложнены более мелкими, такими, как поднятия банки Кита-Оки, Богорова, Первенца, мульды Южно-Приморская и Западно-Яматинская, трого Гензан, Оки, Тояма, Могами.

Западно-Сахалинский прогиб. Западно-Сахалинский прогиб расположен в пределах шельфа и прилегающих к нему районов суши о-ва Сахалин и рассматривается здесь как западная, погруженная часть одноименного верхнемел-плиоценового прогиба [Меланхолина, 1973; Гнибиденко, Быкова, 1975; Шельф Сахалина, 1975; Журавлев, Лившиц, 1976; Маргулис, Семенов, 1976; Гнибиденко, 1979; Антипов и др., 1979]. Эта меридионально вытянутая структура прослеживается севернее г. Александровска и там центриклинально замыкается. На юге Западно-Сахалинский прогиб пересекает о-в Хоккайдо (прогиб Иси-кари-Румои), выходит на островной склон Японского глубоководного желоба, образуя мульду Хидака [Антипов и др., 1982a; Scientific, 1980]. Его длина превышает 1000 км, ширина до 60 км.

Поверхность акустического фундамента в пределах Западно-Сахалинского прогиба фиксируется на временных сейсмических разрезах фрагментарно. Наиболее четко она установлена на отдельных профилях в юго-западной его части (см. рис. 10).

Западно-Сахалинский прогиб представляет собой асимметричную структуру с относительно крутым восточным и пологим западным бортами. В его строении

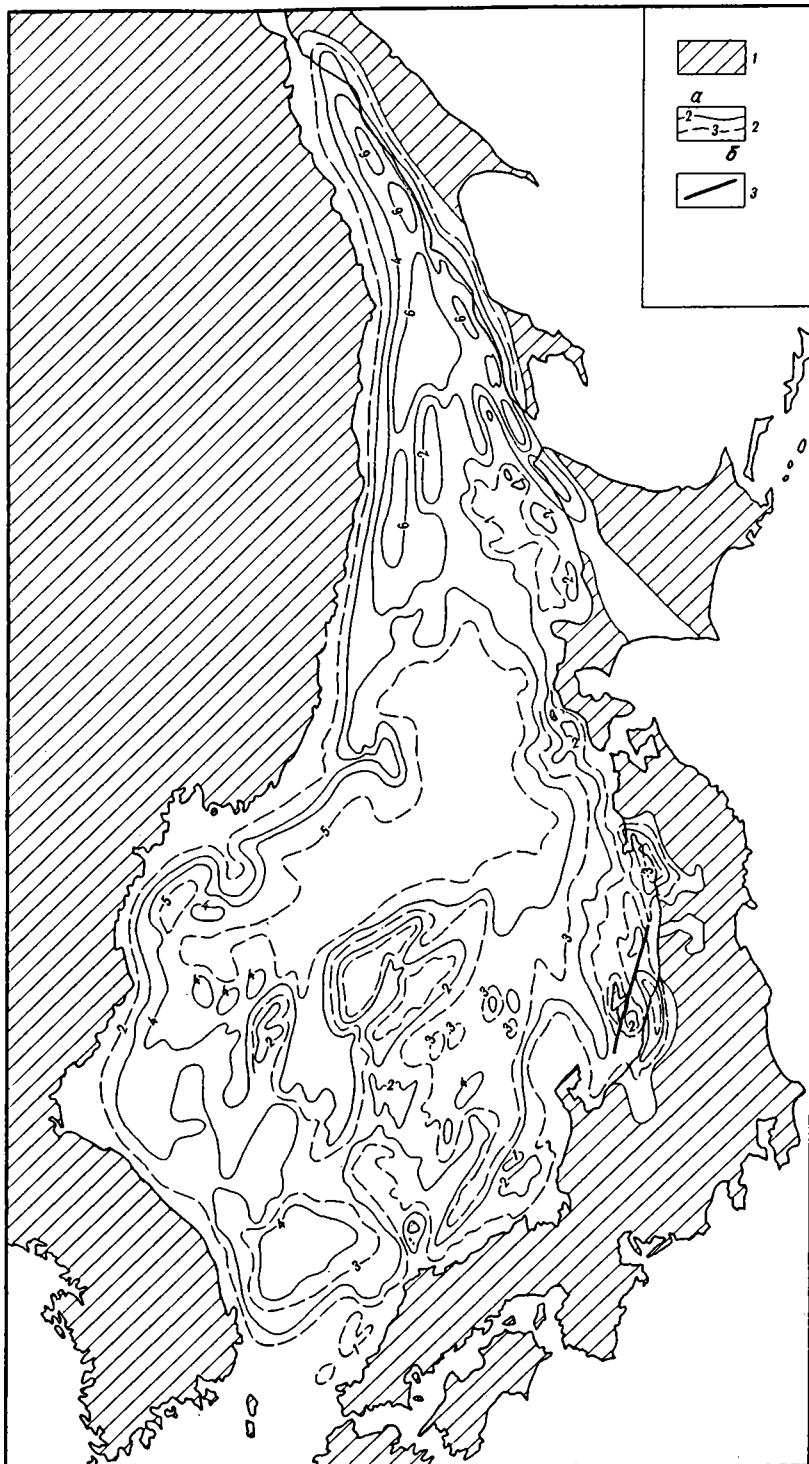


Рис. 18. Структурная карта поверхности акустического фундамента Япономорского бассейна
 1 — выходы поверхности акустического фундамента выше уровня моря; 2 — изолинии глубин поверхности акустического фундамента (км): а — основные, б — дополнительные; 3 — разрывные нарушения

выделяется несколько мульд, расположенных кулисообразно друг к другу и разделенных седловинами. В первых из них мощность среднемиоцен-четвертичного осадочного чехла превышает 8000 м, а на седловинах сокращается до 4000—3000 м. Отсюда амплитуда последних оценивается в 4—5 км.

Осадочный чехол Западно-Сахалинского прогиба собран в систему брахиформных, вытянутых в субмеридиональном направлении складок (см. рис. 14). Относительно широкие синклинали размером $30\div 40\times 10$ разделены узкими антиклиналями шириной редко более 5 км. Наклон слоев на крыльях достигает 20—30°. Своды и крылья антиклиналей часто нарушены мелкими разломами, близ которых углы наклона слоев значительно увеличиваются. В антиклиналях наблюдается сокращение мощности осадочного чехла до 3000—2000 м в большинстве случаев за счет равномерного и постоянного утонения и выклинивания отдельных горизонтов чехла к сводам антиклиналей. Вверх по разрезу на крыльях складок отмечается выполаживание углов наклона слоев. С востока на запад морфология складок упрощается, углы наклона слоев на их крыльях уменьшаются и не превышают 10°. На западном борту прогиба складки очень редки. В верхней части разреза осадочного чехла на сахалинском шельфе четко выделяется резкое структурное несогласие, которое датируется находками органических остатков зоны *Denticula seminae* в перекрывающих осадках предпозднеплиоценовым.

Верхнеплиоцен-четвертичный прогиб Татарского пролива. Верхнеплиоцен-четвертичный прогиб выделяется в пределах внешнего шельфа и склона о-ва Сахалин [Маргулис и др., 1980; Антипов и др., 1981]. Он резко наложен на западный борт Западно-Сахалинского и восточный борт Татарского прогибов. Это обширный асимметричный меридионально ориентированный прогиб. Мощность верхнеплиоцен-четвертичного осадочного чехла в его центральных частях достигает 2000 м. Его протяженность составляет 400 км при ширине до 150 км. К северу и к югу он центриклинально замыкается. Южная центриклиналь осложнена двумя структурными носами. Восточный борт прогиба относительно крутой, наклон слоев здесь 5—6°, западный пологий — 2—3°. Западный борт фиксируется только по нижним слоям верхнеплиоцен-четвертичного комплекса, а верхние горизонты регионально погружаются на запад под углом 1—2°, постепенно утоняясь. В пределах восточного борта верхнеплиоцен-четвертичного прогиба Татарского пролива расположены узкие мульды, разделенные структурными носами, северо-восточного простираения. В центральной его части слои чехла залегают со слабым наклоном, параллельно поверхности дна моря. Вниз по разрезу их наклон уменьшается вплоть до горизонтального залегания. К бортам мощность слоев конседиментационно сокращается. Западный борт верхнеплиоцен-четвертичного прогиба Татарского пролива опущен на 1 км относительно восточного, и в центральных частях дна Татарского пролива в структуре осадочного чехла он не выражен (рис. 19).

Татарский прогиб. Верхнемел(?)-плиоценовый Татарский прогиб имеет меридиональное простираение и занимает одноименный пролив (см. рис. 18). С запада и северо-запада он примыкает к Сихотэ-Алинской складчатой области. На востоке Татарский прогиб отделяется от Западно-Сахалинского прогиба меридиональной ветвью Южно-Татарской зоны поднятий. Севернее широты 50° происходит его центриклинальное замыкание, и он сливается с Западно-Сахалинским прогибом. На юге Татарский прогиб ограничен широтной ветвью Южно-Татарской зоны поднятий (рис. 20). Его протяженность 1500 км, ширина 200 км. Он состоит из нескольких обширных ванн, где поверхность акустического фундамента залегает на отметках от -6 до -7 км, местами -8 км, а на разделяющих их седловинах она поднимается до $-4\div -5$ км. На западном борту Татарского прогиба поверхность акустического фундамента монотонно, под углами 4—5°, а иногда 6—7° погружается на юго-восток от $-0,5\div 1$ до $-6\div 7$ км, где ее наклон выполаживается. На восточном борту поверхность акустического фундамента воздымается под

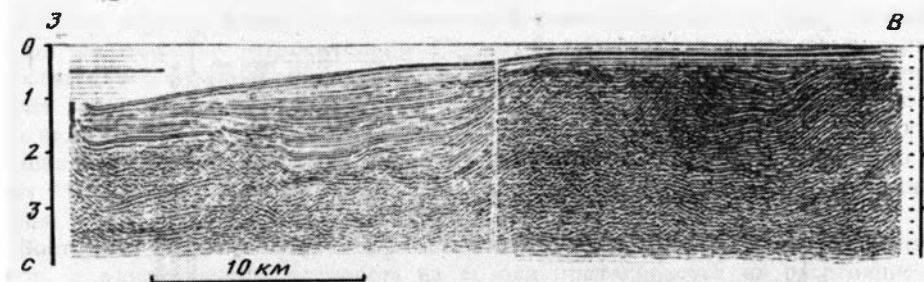


Рис. 19. Временной сейсмический разрез, показывающий строение осадочного чехла верхнеплиоцен-четвертичного прогиба Татарского пролива. В левой части разреза верхнеплиоцен-четвертичные слои конседиментационно утоняются к бортам прогиба. Западный его борт выражен по нижним горизонтам, а верхние слои испытывают стабильное погружение к западу, вследствие чего он имеет перекоз в этом направлении. В правой части разреза наблюдаются складки миоцен-нижнеплиоценового комплекса Западно-Сахалинского прогиба

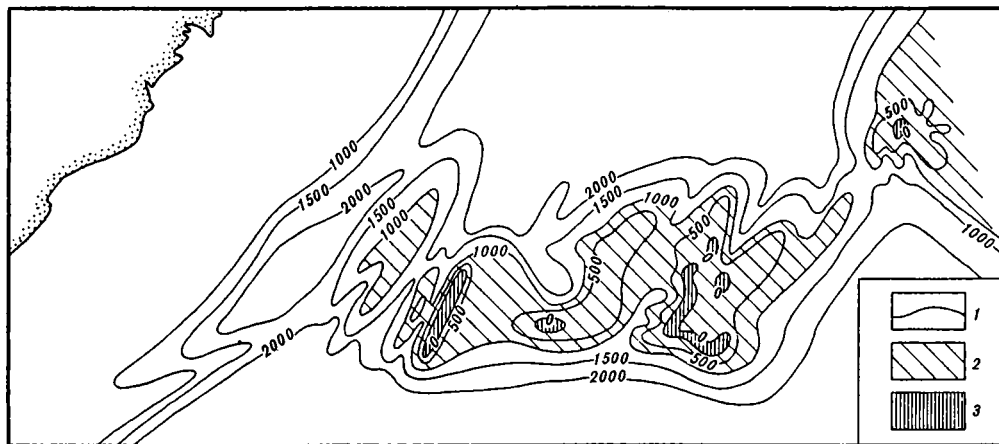


Рис. 20. Карта мощности осадочного чехла южной центриклинали Татарского прогиба
1 — изопакеты (м); 2 — области с маломощным осадочным чехлом (менее 1000 м); 3 — зоны отсутствия осадочного чехла

углами $3-4^\circ$ от $-4 \div 5$ до $-0,8 \div 1$ км. Ванны разделены линейными поднятиями, ориентированными в северо-восточном и меридиональном направлениях. Слой осадочного чехла, заполняющие Татарский прогиб, в его центральных частях залегают полого. На периферии их наклон увеличивается. В юго-восточной части Татарского прогиба в прибортовой зоне в строении осадочного чехла фиксируются брахиформные конседиментационные складки, слабо вытянутые в северо-восточном направлении. Ширина их 5—10 км, протяженность до 20 км, амплитуда резко превышает 1 км, а углы наклона слоев на их крыльях $3-5^\circ$.

В северной ванне максимальная мощность (до 6000 м) осадочного чехла наблюдается в сахалинской части. В центральной ванне она превышает 8000 м, а в южной зона максимальных (до 5000—6000 м) мощностей смещена к западу и приурочена к средней и нижней частям материкового склона. К югу мощность чехла конседиментационно утоняется до 2500—3000 м [Антипов и др., 1979, 1981].

Юго-западная центриклиналь Татарского прогиба расположена на материковом склоне Приморья. Юго-восточный его борт опущен на 1,5—2 км относительно северо-западного, что обуславливает перекоз профиля центриклинали.

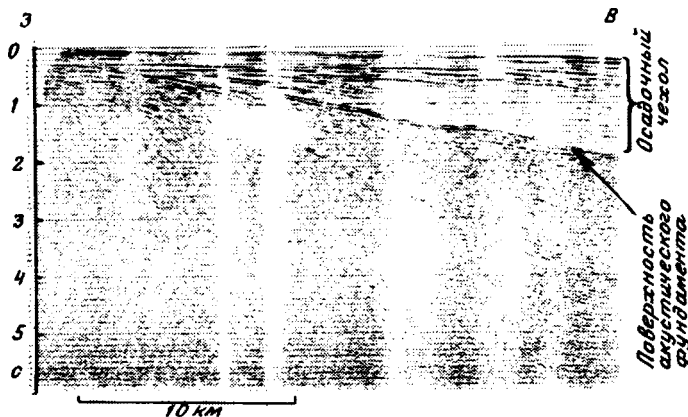


Рис. 21. Фрагмент временного сейсмического разреза (по Г.Ф. Балабко и др.), показывающий характер залегания слоев осадочного чехла на западном борту Татарского прогиба

Нижние горизонты осадочного чехла (до 1500—2000 м) прислоняются к поверхности акустического фундамента на обоих бортах Татарского прогиба. Самые верхние слои осадочного чехла (до 100—150 м) залегают согласно с наклоном поверхности дна моря на материковом склоне и практически не изменяют своей мощности (рис. 21).

Южно-Татарская зона поднятий. На севере Японского моря в южной части Татарского пролива расположена крупная Южно-Татарская зона поднятий [Левин и др., 1978]. Она отделяет Западно-Сахалинский прогиб от Татарского и ограничивает последний на юге [Антипов и др., 1980]. На востоке Южно-Татарская зона поднятий продолжается в юго-западную часть о-ва Хоккайдо, входящую в состав гигантского неоген-четвертичного вулканического пояса Японии [Геологическое..., 1968; Тектоника Северной..., 1980]. Это обширная неправильных очертаний структура, где поверхность акустического фундамента залегает на отметках от $-0,5$ до -2 км (см. рис. 18). На запад она погружается под углом $5-7^\circ$, образуя широкую плоскую структурную террасу. Последняя осложнена меридиональными поднятиями протяженностью 20—40 км и шириной до 10 км. Их амплитуда в среднем составляет 1—1,5 км. Встречаются изометричные поднятия размером в поперечнике до 7 км и амплитудой 0,3—0,5 км. Они разделены округлыми в плане мульдами до 10 км в поперечнике.

От центральной части Южно-Татарской зоны поднятий на запад отходит протяженная ветвь. Ее длина достигает 200 км, ширина 50—60 км. Она отделена от центральной части неширокой и неглубокой синклиналию. Широтная ветвь этой зоны поднятий на юге ограничивает Татарский прогиб, и ее отроги в виде структурных носов погружаются на север, осложняя центриклиналь прогиба. Поверхность акустического фундамента в пределах широтной ветви Южно-Татарской зоны поднятий располагается на отметках $-1,5 \div -2$ км, погружаясь на север до $-3 \div -3,5$ км, а на юг до $-4 \div -4,5$ км. Она состоит из отдельных положительных структур овальной формы шириной 10—30 км, чередующихся с неширокими мульдами. Наклоны поверхности акустического фундамента на южном крыле широтной ветви более крутые, чем на северном, и соответственно составляют $4,5$ и $2-3^\circ$. Амплитуда широтной ветви Южно-Татарской зоны поднятий достигает 2—3 км, а относительно внутренних мульд 1—1,5 км. Широтная ветвь подходит к структурам материкового склона Приморья, в частности к Сихотэ-Алинскому вулканическому поясу. Их разделяет самая южная ванна Татарского прогиба, где поверхность акустического фундамента погружена до $-2 \div -2,5$ км.

От центральной части Южно-Татарской зоны поднятий на север отходят две ветви, разделенные относительно глубокой мульдой, в которой поверхность акустического фундамента залегает на отметке -4 км (широта пролива Лаперуза). Более западная ветвь протягивается на 100 км на север при ширине около 30 км и в виде структурного носа погружается в этом направлении до $-4 \div -5$ км. Западная меридиональная ветвь представляет собой пологую симметричную структуру. На ее крыльях поверхность акустического фундамента наклонена под углом $3-4^\circ$.

Восточная (Монеронская) меридиональная ветвь Южно-Татарской зоны поднятий с одноименным островом на ее оси протягивается на расстояние более 400 км, погружаясь на север от $-1 \div -2$ до $-2 \div -3,5$ км. С юга на север она сужается от 60 до 20 км, вызывая тем самым сближение на севере Татарского и Западно-Сахалинского прогибов. На ее крыльях наклон поверхности акустического фундамента составляет $5-8^\circ$, а на крайнем юге он увеличивается до $10-20^\circ$. Севернее широты г. Чехова Монеронская ветвь Южно-Татарской зоны поднятий затухает.

Почти повсеместно Южно-Татарская зона поднятий в пределах Татарского пролива и северной части Японского моря перекрыта осадочным чехлом. Только в наиболее приподнятых ее частях на поверхности дна моря выходят метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные доверхнекайнозойские породы, слагающие акустический фундамент. От свода к периферии мощность осадочного чехла увеличивается от первых сотен метров до 2000 м. На сводах поднятий и в центральных частях их мульд слои осадочного чехла залегают горизонтально. Редко они волнисто изогнуты согласно с выступами поверхности акустического фундамента. На крыльях поднятий осадочные слои наклонены, причем углы наклона вниз по разрезу увеличиваются от $2-3$ до $5-7^\circ$, редко до $10-12^\circ$.

Центрально-Япономорская депрессия. Центрально-Япономорская депрессия является одной из наиболее крупных тектонических структур дна Японского моря (см. рис. 18). Она имеет неправильные в плане очертания и вытянута в широтном направлении более чем на 500 км при ширине до 300 км. На западе и на юге Центрально-Япономорская депрессия разветвляется на относительно узкие и протяженные структурные заливы, разделенные отрогами поднятий. Северный и западный ее борты совпадают соответственно с материковыми склонами Приморья и Корейского полуострова, которые являются сложными флексурно-разрывными зонами. Северо-восточным и восточным обрамлением Центрально-Япономорской депрессии служит Южно-Татарская зона поднятий. На юге депрессия ограничена системой внутриморских поднятий.

Волнистая поверхность акустического фундамента, образующая плоское днище Центрально-Япономорской депрессии, залегает на отметках $-5 \div -6$ км. На бортах депрессии она воздымается под углом $5-8^\circ$, а местами до 20° . По ее периферии наблюдаются выступы фундамента с амплитудой до $1-1,5$ км. В южной бортовой зоне фиксируется ступень акустического фундамента, высота которой достигает 1 км при ширине 10 км.

Слои осадочного чехла, распространенного в Центрально-Япономорской депрессии, залегают практически горизонтально. Нижние их части (до 1500 м) на бортах депрессии прислоняются к поверхности акустического фундамента. Верхние горизонты осадочного чехла, полого изгибаясь, воздымаются и, постепенно утоняясь в мощности, выклиниваются. Общая его мощность изменяется от 2500 м в центральных частях депрессии до 1000 м и менее по ее периферии. В бортовых частях часто наблюдаются оползневые тела, мощность осадков в пределах которых иногда достигает 1000 м.

Северо-западную ветвь Центрально-Япономорской депрессии составляет Южно-Приморская мульда [Шахметов, 1972], которая отделяется поднятием Первенца. Эта мульда имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении.

Она занимает подножие материкового склона Южного Приморья (южнее залива Петра Великого). Протяженность Южно-Приморской мульды достигает 200 км при ширине 60 км. Поверхность акустического фундамента в ее пределах опущена до отметок $-4,5 \div -5$ км и отличается ровным залеганием. На северо-западном борту мульды она воздымается под углом $10-15^\circ$, а на юго-восточном — под углом $2-3^\circ$, образуя широкий пологий вал (отрог поднятия Первенца), который отделяет мульду от внутренних районов Центрально-Япономорской депрессии. Осадочный чехол в Южно-Приморской мульде залегает полого. На северо-западном борту нижние его горизонты прислоняются к поверхности акустического фундамента. Верхние слои чехла здесь полого (до $2-3^\circ$) погружаются на юго-восток к внутренним районам мульды параллельно поверхности дна моря. На юго-восточном борту мульды слои осадочного чехла конседиментационно утоняются. Общая мощность осадочного чехла сокращается от 2000 м в центре Южно-Приморской мульды до 1000 м над гребнем вала.

Северный борт Центрально-Япономорской депрессии осложнен овальными поднятиями Первенца и Богорова. Они ориентированы в меридиональном направлении и протягиваются на расстояние более 100 км при ширине соответственно 50 и 30 км. Поверхность акустического фундамента в пределах поднятий залегает на отметках выше -1 км (в сводовых их частях), полого ($3-5^\circ$) погружаясь на склонах до -5 км. Осадочный чехол распространен лишь на их склонах, где его мощность 500—1000 м.

На юге и юго-западе структурными ответвлениями Центрально-Япономорской депрессии являются желобообразные прогибы — Западно-Яматинский и Гензан. Первый из них простирается в южном, а второй в юго-западном направлениях при протяженности каждого более 30 км и ширине 40—60 км. В их центральных частях поверхность акустического фундамента опущена до $-4 \div -5$ км и полого (менее $1-2^\circ$) воздымается вдоль оси до $-2 \div -3$ км. На бортах этих прогибов наклон поверхности акустического фундамента более крутой, до $15-20^\circ$. На юго-восточном борту прогиба Гензан фиксируется ступень фундамента, высота которой 1300 м, а ширина до 30 км.

Осадочный чехол указанных прогибов мощностью более 1000 м характеризуется горизонтальным залеганием в их центральных частях. По простираанию осевых зон слои полого поднимаются согласно с поверхностью акустического фундамента. На их бортах нижние слои осадочного чехла прислоняются к поверхности фундамента. Верхние горизонты флексурно изгибаются и прослеживаются на бортах прогибов, залегая параллельно поверхности дна моря.

На юго-восточном борту прогиба Гензан нижние слои осадочного чехла (до 1000 м) притыкаются к уступу поверхности фундамента. Верхние слои осадочного чехла (до 800 м) над ним образуют линзу. Их залегание здесь нарушено разрывом, который выражен в рельефе дна моря уступом (см. рис. 16). Юго-восточнее верхние слои срезаны. Еще один эрозионный врез в породы осадочного чехла наблюдается в осевой части прогиба Гензан, где его глубина достигает 200 м. Он ограничивает с северо-востока верхнюю линзу осадочного чехла.

Депрессия Хонсю (Ямато). Депрессия расположена в восточной части Японского моря. Она вытянута в северо-восточном направлении на протяжении более 400 км при ширине около 140 км. На северо-востоке депрессия Хонсю раскрывается в Центрально-Япономорскую.

Поверхность акустического фундамента в пределах депрессии Хонсю опущена до $-4 \div -5$ км, образуя относительно ровное ее дно (рис. 22). Участками оно нарушено изометричными, округлыми поднятиями диаметром до 5—10 км и высотой 500—1000 м. На северо-западном ее борту поверхность акустического фундамента наклонена под углом $5-8^\circ$, и здесь фиксируется терраса, поверхность которой погружается в северо-восточном направлении. Юго-восточный борт более крутой, местами наклон поверхности акустического фундамента на нем

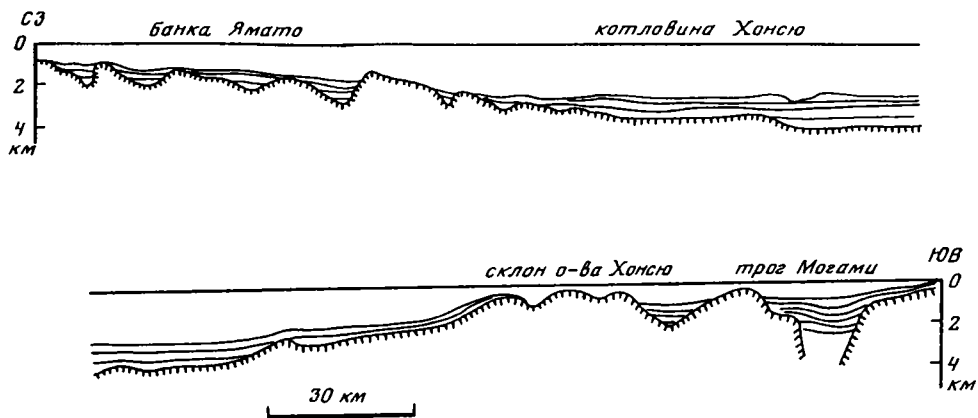


Рис. 22. Структурный разрез через депрессию Хонсю, показывающий характер залегания слоев осадочного чехла и поверхности акустического фундамента

Условные обозначения см. на рис. 15

достигает $20\text{--}30^\circ$. На северо-восток его крутизна уменьшается до 8° и асимметрия депрессии исчезает.

Осадочный чехол, выполняющий депрессию, залегает в центральных ее частях горизонтально. На периферии его слои приобретают слабый наклон (первые градусы). Слои осадочного чехла (до 1000 м) на бортах депрессии Хонсю прислоняются к поверхности акустического фундамента (см. рис. 22). Лишь верхние горизонты (до 500 м) на юго-восточном борту воздымаются. Юго-восточный борт депрессии осложнен узкими линейными желобообразными прогибами (Тояма, Оки), разделенными вытянутыми поднятиями в виде структурных носов. Протяженность прогибов превышает 300 км при средней ширине 30—40 км. В их осевых зонах поверхность акустического фундамента залегает на отметках $-4\div-5$ км, постепенно поднимаясь на юго-запад до -2 км. На бортах прогибов поверхность акустического фундамента наклонена под углом до 30° . Прогиб Тояма характеризуется симметричным строением, а на юго-восточном борту прогиба Оки установлена пологая ступень. Слои осадочного чехла в них залегают практически горизонтально, прислоняясь к поверхности акустического фундамента. В южной части прогиба Оки верхние горизонты осадочного чехла несогласно перекрывают подстилающие образования, распространяясь за пределы бортов прогиба.

В осевой части прогиба Тояма верхние толщи осадочного чехла (до 500 м) прорезаются подводным каналом, который в верхней части островного склона Хонсю сильно разветвляется. Залегание осадочных слоев здесь нарушено флексурными изгибами и разрывами небольших амплитуд [Sacurai et al., 1972].

Депрессия Цусима. В юго-западной части Японского моря расположена изометричная в плане депрессия Цусима. Ее диаметр достигает 130 км (см. рис. 18). Системой внутренних Япономорских поднятий она отделяется от депрессий Центрально-Япономорской и Хонсю. Западным и южным ее бортами служат соответственно флексурно-разрывные зоны южной части склона Корейского полуострова и юго-западной части островного склона Хонсю. В центральных частях депрессии Цусима поверхность акустического фундамента не фиксируется. Она установлена на ее периферии, где ее наклон местами достигает $10\text{--}12^\circ$.

Осадочный чехол в депрессии Цусима сложен горизонтально залегающими породами, которые по всему разрезу на северном и западном бортах прислоняются к поверхности акустического фундамента. Верхние слои осадочного

чехла (до 1000 м) на южном борту депрессии слагают обширное линзовидное тело, мощность которого постепенно сокращается как в сторону внутренних ее районов, так и в противоположном направлении за счет конседиментационного утонения и выклинивания осадочных толщ (см. рис. 16). Общая мощность осадочного чехла в центральных частях депрессии превышает 2500 м, к бортам она сокращается до 1000 м и менее.

Поднятие Ямато. В центральной части Японского моря, разделяя депрессии Центрально-Япономорскую и Хонсю, располагается крупное, изометричное, слегка вытянутое в северо-восточном направлении поднятие Ямато размером 150×300 км (см. рис. 18). Оно состоит из трех отдельных овальных поднятий, соединенных в виде подковы, и расположенного между ними узкого грабенообразного прогиба Кита-Ямато. Протяженность последнего превышает 80 км при ширине 20—30 км.

Поверхность акустического фундамента в пределах поднятия Ямато залегает на отметках $-50\div-1000$ м, погружаясь в сторону смежных депрессий до $-4\div-5$ км под углами $5-10^\circ$, участками до $20-30^\circ$. Региональный наклон осложнен флексурными изгибами, амплитуда которых 500—800 м.

Осадочный чехол на своде поднятия Ямато выполняет небольшие пологие мульды. Его мощность здесь не превышает 1000 м, а слои, залегающие горизонтально, прислоняются к поверхности акустического фундамента на бортах мульды. На крыльях поднятия слои осадочного чехла полого наклонены в сторону внутренних частей смежных депрессий, увеличиваясь в мощности от первых десятков метров до 1000 м и более.

Разделяющий поднятие грабенообразный прогиб Кита-Ямато вытянут в юго-западном направлении и соединен с Западно-Яматинским прогибом — структурным ответвлением Центрально-Япономорской депрессии. Поверхность акустического фундамента в нем опущена до -4 км. На бортах прогиба ее наклон составляет $10-15^\circ$ и книзу выполаживается. В узкой осевой зоне прогиба (до 10 км) эта поверхность наклонена под углом более 30° , образуя относительно глубокий грабен. В прибортовых частях прогиба поверхность акустического фундамента относительно ровная, слабовыпуклая, располагается на отметках $-2\div-2,5$ км.

Слои осадочного чехла, выполняющего прогиб Кита-Ямато, в центральных его частях залегают горизонтально, причем нижние горизонты прислоняются к поверхности акустического фундамента. Его мощность в осевой зоне превышает 1000 м. Верхние горизонты осадочного чехла (300—400 м) при переходе от осевого грабена к прибортовым частям прогиба флексурно изгибаются. Флексурный изгиб выражен в рельефе дна моря пологим уступом, высота которого около 100 м. В нижних частях разреза осадочного чехла он переходит в разрыв. От центральных к прибортовым частям прогиба мощность осадочного чехла постепенно увеличивается и достигает у его подножия 1000 м.

Зона поднятий юго-западной части Японского моря (Восточно-Корейское, Гэбэс, Криштофовича, Кита-Оки, островов Уллындо, Чукто, Оки). Западнее поднятия Ямато, отделяясь от него Западно-Яматинским прогибом, располагается вытянутое в меридиональном направлении поднятие Криштофовича. Оно соединяется на севере с овальным поднятием Гэбэс, на юге с поднятием островов Уллындо и Чукто, на юго-востоке с поднятием Кита-Оки (Пржевальского) и о-вов Оки, а на западе и юго-западе с Восточно-Корейским поднятием. Все они образуют обширную неправильной формы пологую положительную структуру — зону поднятий юго-западной части Японского моря, которая характеризуется высокоамплитудными изгибами поверхности акустического фундамента. Глубины ее залегания колеблются от $-2\div-3$ до $-1\div-0,5$ км. Участками на островах породы акустического фундамента выходят выше уровня моря и достигают максимальной высоты 984 м (о-в Уллындо). Углы наклона поверхности акустического фундамента на крыльях поднятия изменяются от $5-8$ до 20° .

Осадочный чехол в пределах зоны поднятий юго-западной части Японского моря развит повсеместно (см. рис. 16). Он выполняет локальные, разных размеров мульды в сводовых частях поднятий и появляется на их крыльях. В первом случае слои осадочного чехла залегают горизонтально, прислоняясь на бортах мульды к поверхности акустического фундамента. Их мощность редко превышает 1000 м. Слои осадочного чехла, распространенного на крыльях поднятий, слабо (до 3°) наклонены в сторону внутренних частей смежных депрессий и в этом же направлении увеличиваются в мощности от первых десятков метров до 1000 м и более. В нижних частях осадочного разреза слои прислоняются к поверхности акустического фундамента.

Флексурно-разрывная зона материкового склона и шельфа Приморья. Флексурно-разрывная зона материкового склона и шельфа Приморья ограничивает с севера Центрально-Япономорскую депрессию [Антипов, 1981]. Поверхность акустического фундамента в северной ее части залегает на отметках $-100 \div -200$ м, полого погружаясь на юг до 500 м (у бровки шельфа). Локально она опущена на большие величины, образуя изометричные мульды амплитудой более 1 км (залив Петра Великого). Ровное залегание поверхности акустического фундамента изредка нарушено разрывами и пологими изгибами. В районе бровки шельфа она резко изгибается и образует крутую флексуру (до $15-20^\circ$), которая часто переходит в разрыв. Нижнее опущенное крыло флексуры является дном смежной Центрально-Япономорской депрессии.

Осадочный чехол на поднятом крыле флексурно-разрывной зоны материкового склона Приморья залегает субгоризонтально. Его мощность не превышает 500 м. В отдельных мульдах поверхности акустического фундамента слои чехла синклинально изогнуты, а их мощность во внутренних частях увеличивается до 1000 м.

В южном и юго-западном направлениях слои осадочного чехла флексурно изгибаются согласно с поверхностью акустического фундамента, а их мощность измеряется первыми сотнями метров. Частично они срезаются поверхностью дна моря, и вниз по склону обнажаются все более древние их горизонты. В нижних частях флексуры на поверхности дна моря широко развиты оползневые тела различных размеров.

Флексурно-разрывная зона материкового склона и шельфа Корейского полуострова. Западным обрамлением котловин Центрально-Япономорской и Цусима является сложно построенная флексурно-разрывная зона материкового склона и шельфа Корейского полуострова. Изучена она чрезвычайно слабо. Лишь в южной, смежной с котловиной Цусима области склона проведена сейсмическая съемка МОВ [Schluter, Chun, 1974], что позволило установить положение поверхности акустического фундамента и выявить характер залегания слоев осадочного чехла. Первая из них характеризуется волнистым залеганием. В западной (прибрежной) части зоны она расположена на отметках $-0,1 \div -0,5$ км, участками образуя небольшие мульды, где погружена до -1 км. Местами породы акустического фундамента выходят на дно моря. Восточнее бровки шельфа поверхность акустического фундамента погружается под углом $5-7^\circ$, иногда до $12-15^\circ$ в сторону впадины Цусима. Здесь она нарушена сложными изгибами и разрывами.

Осадочный чехол на поднятом крыле флексурно-разрывной зоны материкового склона Корейского полуострова залегает практически горизонтально, образуя пологие синклинали, которые совпадают с опущенными участками поверхности акустического фундамента. Восточнее бровки шельфа слои чехла флексурно изгибаются, подобно поверхности акустического фундамента под углами $3-5^\circ$, образуя западный борт котловины Цусима и прогиба Гензан. Мощность осадочного чехла в зоне шельфа редко превышает 500 м. К востоку и в отдельных мульдах материкового склона она постепенно увеличивается до 1000 м, а у его подножия до 2500 м [Schluter, Chun, 1974].

Флексурно-разрывная зона островного склона и шельфа Хонсю. С юга и с востока котловины Хонсю и Цусима ограничены сложно построенной флексурно-разрывной зоной склона и шельфа о-ва Хонсю. Ее протяженность превышает 800 км при ширине в 80 км. В центральном секторе она неширокой полосой поднятий банок Оки и Кита-Оки соединяется с поднятием Ямато. Эта флексурно-разрывная зона характеризуется неправильными сложными очертаниями и состоит из отдельных поднятий, кулисообразно подставляющих друг друга, разделенных грабенообразными прогибами. Поверхность акустического фундамента первых из них залегает на отметках $-0,5 \div -0,8$ км. В зоне шельфа она поднимается до $-0,2 \div -0,3$ км, а в грабенообразных прогибах опущена до $-3 \div -4$ км. К востоку от о-ва Садо в пределах шельфа о-ва Хонсю зафиксирована максимальная для этой зоны величина погружения поверхности акустического фундамента, равная 3—4 км (см. рис. 18). На приподнятом крыле флексурно-разрывной зоны поверхность акустического фундамента залегает субгоризонтально, участками волнисто изогнута. Флексурный ее изгиб наблюдается глубже отметок моря 170—200 м, где наклон изменяется от $5-8$ до 10° , а местами составляет $15-30^\circ$.

Слои осадочного чехла на юго-восточном крыле флексурно-разрывной зоны Хонсю лежат субгоризонтально, местами образуя синклинали в погруженных участках поверхности акустического фундамента. Его мощность на большей части шельфа о-ва Хонсю не превышает 1000 м и только в мульдах увеличивается до 3500 м. При переходе от шельфа к островному склону они флексурно изгибаются до $5-8^\circ$, а иногда и круче.

В пределах залива Вакаса верхние слои осадочного чехла (до 700 м) образуют обширное линзовидное тело. Нижние их горизонты волнисто изогнуты в систему вытянутых валообразных конседиментационных складок (рис. 23). Их протяженность превышает 80 км, ширина 15—20 км. Конседиментационные складки наблюдаются и на других участках шельфа о-ва Хонсю в нижних частях осадочного разреза.

Осадочный чехол в грабенообразных прогибах флексурно-разрывной зоны склона и шельфа о-ва Хонсю залегает горизонтально, прислоняясь к поверхности акустического фундамента. В южных частях этих прогибов верхние горизонты осадочного чехла на бортах флексурно изгибаются (до $3-5^\circ$), причем вниз по разрезу углы наклона слоев увеличиваются.

На юго-западе флексурно-разрывной зоны, ограничивающей котловину Цусима, поверхность акустического фундамента при переходе от шельфа к склону приобретает наклон под углом $5-7^\circ$, опускаясь от отметок $-200 \div -300$ м до 3—4 км. Осадочный чехол маломощным (до 1000 м) плащом перекрывают поверхность акустического фундамента, лишь в мульдах он увеличивается до 1500 м. На площади шельфа слои чехла залегают горизонтально, а в мульдах они наклонены к их центру под углом до 2° . В пределах склона слои осадочного чехла погружаются параллельно поверхности дна моря, вниз по разрезу углы наклона увеличиваются от $2-3$ до $5-7^\circ$.

В целом флексурно-разрывная зона склона и шельфа о-ва Хонсю отличается сложным ступенчатым строением. Бровки ступеней приурочены к поднятиям акустического фундамента, выраженным в рельефе дна моря подводными хребтами, которые погружаются в сторону депрессий дна Японского моря и захороняются отложениями осадочного чехла. Широко распространены различные по амплитуде продольные разломы, затрагивающие как акустический фундамент, так и слои осадочного чехла.

Таким образом, изучение структурных элементов дна Японского моря позволяет выделить отрицательные структуры двух типов: 1) относительно глубоководные депрессии (Центрально-Япономорская, Хонсю, Цусима) и 2) эпиконтинентальные, конседиментационные прогибы (Татарский, западные окраины Сахалина, Хоккайдо и Хонсю). Их ограничением служат поднятия и флексурно-разрывные зоны.

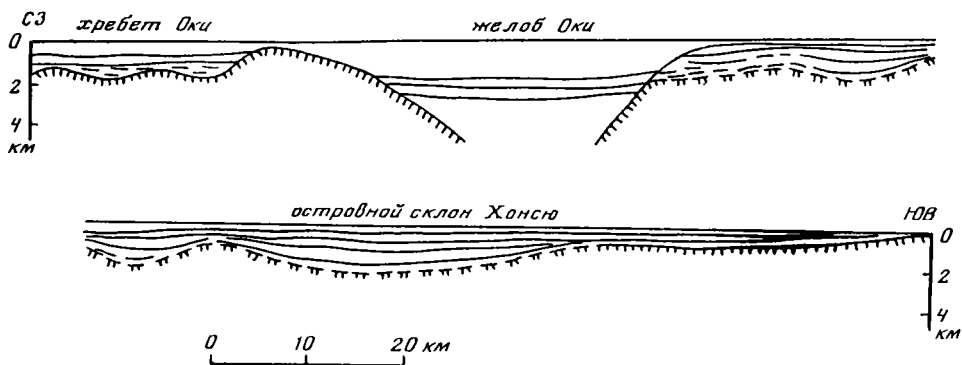


Рис. 23. Структурный разрез, демонстрирующий условия залегания поверхности акустического фундамента и слоев осадочного чехла на островном склоне Хонсю. Нижние слои образуют конседиментационные складки, верхние — с несогласием перекрывают подстилающие образования

Условные обозначения см. на рис. 15

Для внутренних участков глубоководных депрессий характерны плоские выровненные днища, образованные поверхностью акустического фундамента, и горизонтально залегающие слои осадочного чехла. На крутых бортах депрессий последние прислоняются к поверхности акустического фундамента, иногда образуя разорванные обратные клиноформы. На пологих бортах обнаружены неразорванные обратные клиноформы.

Эпиконтинентальные конседиментационные прогибы занимают периферию Япономорского бассейна, их днищами являются либо поверхность акустического фундамента (Татарский прогиб), либо поверхность несогласия внутри осадочного чехла (юго-западная часть шельфа о-ва Сахалин). Они заполнены утоняющимися к бортам геологическими телами. В пределах Западно-Сахалинского прогиба слои осадочного чехла смяты в относительно простую систему складок. Мощность осадочного чехла в глубоководных котловинах достигает 2,5 км, а в эпиконтинентальных прогибах — 6—8 км.

На поднятиях и зонах поднятий поверхность акустического фундамента приподнята и отличается сложным рельефом. Маломощный чехол заполняет пониженные ее участки и залегает почти горизонтально.

Верхнеплиоцен-четвертичные отложения выполняют обширный пологий прогиб в юго-восточной части Татарского пролива. Его осевая часть расположена на островном склоне Сахалина, где мощность осадочного чехла достигает 2 км. Западный борт прогиба опущен относительно восточного.

Бортами глубоководных депрессий служат флексурно-разрывные зоны. Опущенные их крылья совпадают с днищами депрессий, а на поднятых распространены эпиконтинентальные конседиментационные прогибы. Борта флексурно-разрывных зон обладают сложным строением. Их крутизна изменяется от 5—10 до 20°. На отдельных участках наблюдаются разрывные нарушения, затрагивающие как осадочный чехол, так и акустический фундамент. Флексурно-разрывные зоны проявляются в изгибах и уступах поверхности акустического фундамента, наклонах слоев осадочного чехла и в перекосе эпиконтинентальных конседиментационных прогибов. В их пределах широко развиты оползневые тела. Грабенообразные прогибы, расположенные по периферии Центрально-Япономорской депрессии, заходят в пределы флексурно-разрывных зон, осложняя их строение.

СООТНОШЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ С РЕЛЬЕФОМ ДНА МОРЯ

Структурные элементы дна Японского моря находят свое выражение в подводном рельефе. Глубоководные котловины совпадают с тектоническими депрессиями. Поднятиям акустического фундамента отвечают подводные возвышенности, банки и погруженные шельфы. Борта глубоководных котловин приурочены к флексурно-разрывным зонам и крыльям поднятий. В пределах флексурно-разрывной зоны шельфа и склона о-ва Хонсю широко развиты грабенообразные прогибы (Тояма, Оки, Могами), которые отчетливо выражены в рельефе дна моря подводными долинами (см. рис. 22). В верхних частях островного склона грабенообразные прогибы Могами и Оки в рельефе дна не выражены. Они полностью компенсированы здесь слоями осадочного чехла. Не выражены в рельефе дна верхнеплиоцен-четвертичный прогиб Татарского пролива и Татарский прогиб. Осевая зона современной глубоководной котловины Татарского пролива и северной части Японского моря смещена на восток относительно области максимальных погружений поверхности акустического фундамента и мощностей осадочного чехла Татарского прогиба. Она наложена на крылья и западные ветви Южно-Татарской зоны поднятий. Татарский прогиб занимает среднюю часть и основание материкового склона Приморья.

Локальные мульды, расположенные в шельфовых областях, практически не выражены в рельефе дна моря. Флексурные изгибы осадочных слоев и поверхности акустического фундамента на бортах прогибов Кита-Ямато и Оки фиксируются в рельефе пологими уступами.

ГЛАВА ВОСЬМАЯ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЯПОНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

ГЛУБИННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

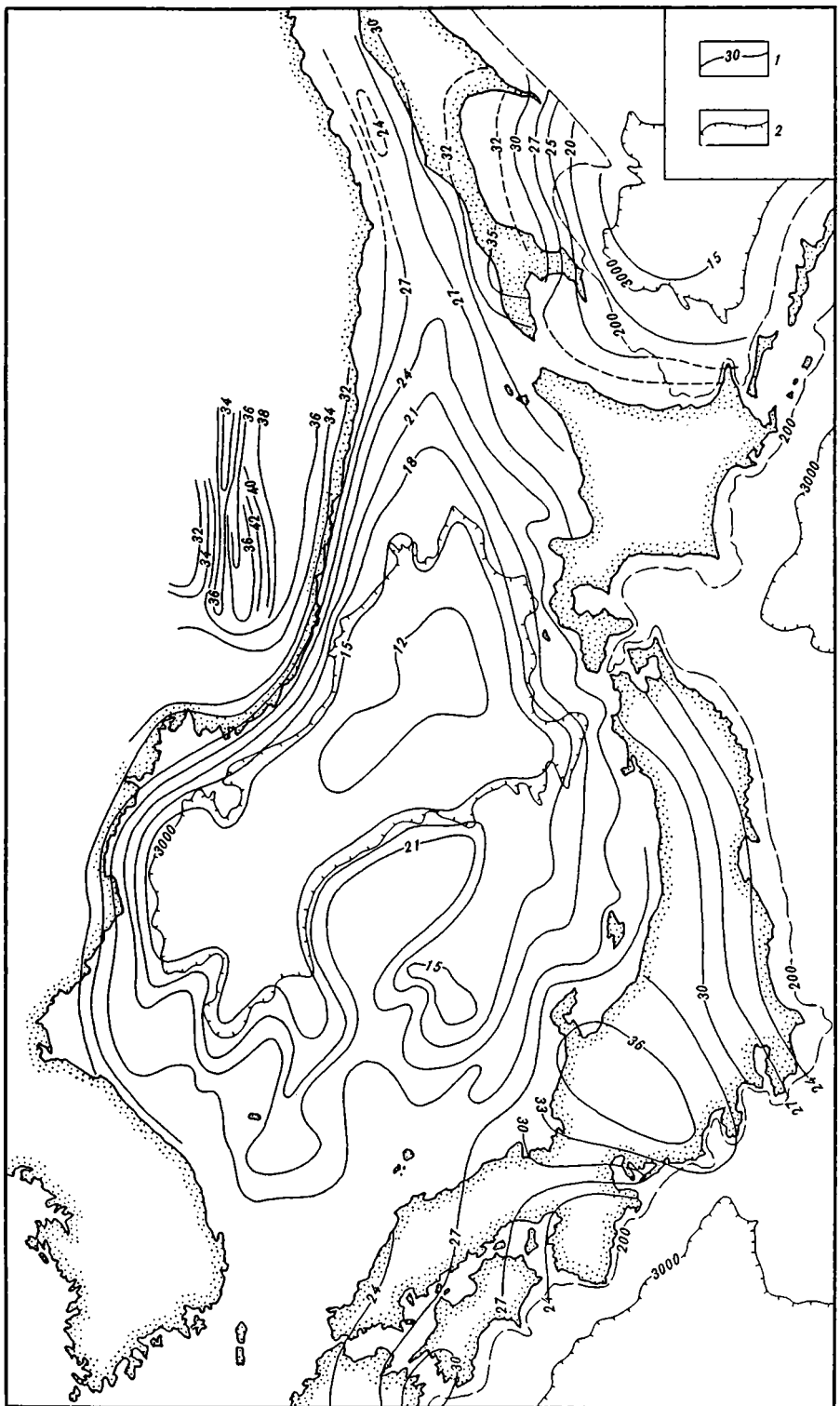
Сейсмическими исследованиями ГСЗ и КМПВ и по анализу гравитационного поля было выяснено строение земной коры дна Японского моря [Береснев и др., 1969; Тулина 1970; Глубинное..., 1971; Карп, Моуравова, 1972; Гайнанов и др., 1973; Гайнанов, 1980; Аномальные..., 1974; Суворов, 1975; Туезов, 1975; Аргентов и др., 1976; Гравиметрическая..., 1977; Ковылин, 1979; Родников, 1979; Japanese..., 1967; Murauchi et al., 1970; Ludwig et al., 1975]. По ним определена ее слоисто-блоковая структура. Практически повсеместно ее верхнюю часть составляет осадочный чехол, скорость распространения сейсмических волн в котором изменяется от 1,8 до 3,5 км/с. Его мощность, как было показано выше, в депрессиях и прогибах достигает 2500—8000 м, сокращаясь на поднятиях местами до нуля. Средняя плотность пород осадочного чехла 2,15 г/см³.

Осадочный чехол подстилается на разных участках региона различными по геофизическим характеристикам комплексами пород консолидированной коры. В областях обрамляющей суши, на материковом склоне Корейского полуострова, Приморья, склонах о-ва Сахалин и Японских островов последние составляют породы, в которых скорости распространения сейсмических волн равны 5—5,8 км/с при плотности 2,67—2,71 г/см³. В его строении участвуют



Рис. 24. Карта мощностей земной коры Япономорского бассейна (составлена с использованием материалов В.В. Аргентова и др. [1976], В.М. Ковылина [1979], Japanese... [1967])

1 — изопакеты мощности земной коры (км); 2 — границы глубоководных котловин по изобате 3000 м. Показана изобата 200 м



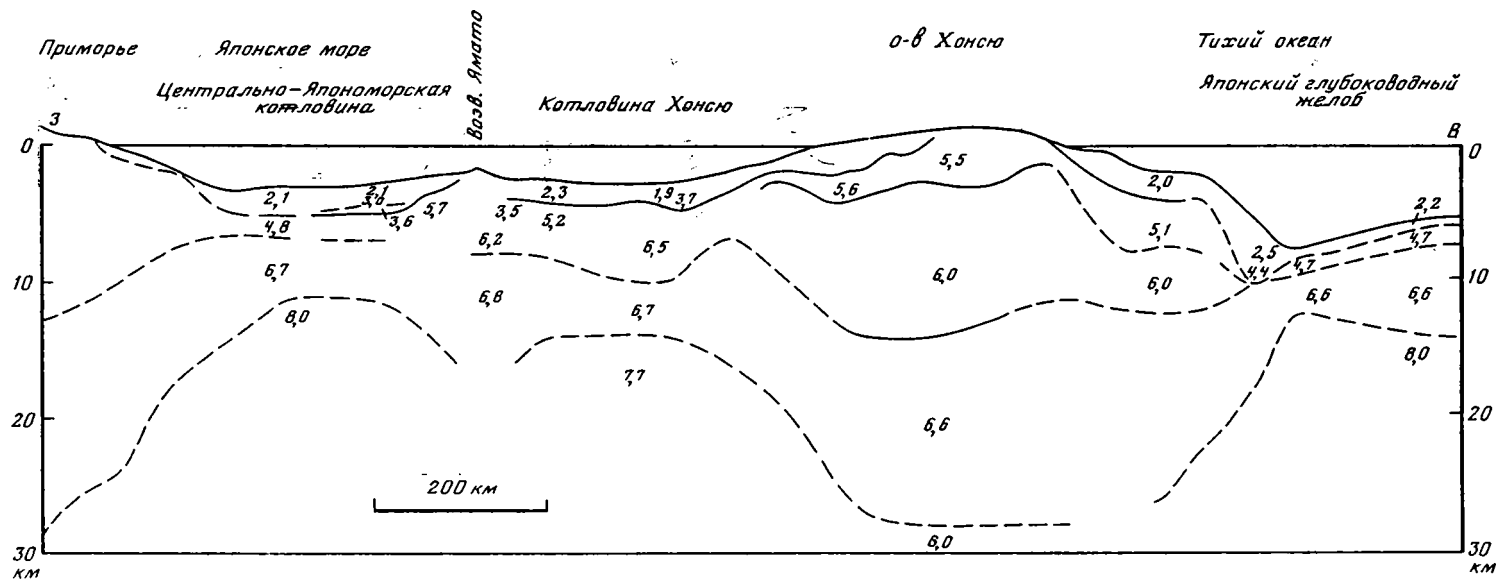


Рис. 25. Принципиальный глубинный разрез земной коры через Япономорский бассейн (построен с использованием материалов ГСЗ и буйковых станций)
 Цифры — значения пластовых скоростей (км/с)

складчатые и метаморфизованные эффузивно-осадочные породы "гранитно-метаморфического" слоя. Мощность комплекса пород со скоростями 5—5,8 км/с изменяется от 5—6 до 15 км. Подобный геофизический комплекс распространен и в районе подводных возвышенностей Ямато, Криштофовича, Восточно-Корейской, Пржевальского и в Южно-Татарской зоне поднятий, где его мощность редко превышает 7 км. На площади глубоководных котловин Японского моря под осадочным чехлом залегают комплекс пород консолидированной коры, для которых характерны несколько иные скорости распространения сейсмических волн и, по-видимому, другие плотности. В Центрально-Япономорской котловине они, по данным ГСЗ, изменяются в интервале 4,8—6,1 км/с, в котловине Хонсю — 4,2—6,2 км/с, а в котловине Цусима — 4,5—5,3 км/с [Карп, Моуравова, 1972; Murauchi et al., 1964]. Анализ результатов буйковых станций [Ludwig et al., 1975; Geophysical..., 1978] также показывает широкий спектр изменений скоростей сейсмических волн. Их значения отличаются от результатов, полученных ГСЗ. Использовать эти данные при геологической интерпретации следует с большой осторожностью. Мощность верхнего комплекса консолидированной коры в глубоководных котловинах Япономорского бассейна соответственно равна 2—3 км (Центрально-Япономорская), 5 км (Хонсю) и 4 км (Цусима). По геофизическим параметрам он напоминает второй океанический слой. Большинство исследователей дна Японского моря считают, что в состав комплекса входят вулканические образования основного состава (базальты), метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы [Геологическое..., 1968; Берсенева, 1973; Основные..., 1978; Гнибиденко, 1979; Ковылин, 1979; Honza et al., 1977]. Наиболее очевидно это для котловины Цусима, в пределах которой скорости распространения сейсмических волн в этом комплексе не превышают 5,5 км/с, а с территории Корейского полуострова прослеживаются мезозойские вулканогенно-осадочные образования, выполняющие прогиб Нактон [Основные..., 1978].

Нижнюю часть консолидированной коры составляет слой, в котором скорости распространения сейсмических волн меняются от 6,5 до 7 км/с, а плотность принимается равной 2,9 г/см³. По ГСЗ он фиксируется повсеместно, и его мощность в периферических частях Японского моря (Приморье, Сахалин и Япония) достигает 7—15 км, в глубоководных котловинах сокращается до 8—5 км, а в пределах подводных возвышенностей (Ямато, Витязя, Восточно-Корейская и др.) увеличивается до 10—12 км. По скоростным и плотностным характеристикам он соответствует "базальтовому" слою континентальной или третьему слою океанической консолидированной земной коры. Его подошвой служит высокоскоростная граница, отождествляемая с поверхностью Моховичича. Скорость распространения сейсмических волн на ней достигает 7,8—8,3 км/с. Для глубоководной котловины Хонсю характерны аномально низкие значения граничной скорости поверхности Моховичича (7,6—7,7 км/с).

Максимальная мощность консолидированной коры отмечается на периферии Японского моря, где она достигает 25 км. В глубоководных котловинах мощность консолидированной коры сокращается до 12—9 км, а на подводных возвышенностях составляет 15—18 км. Общая мощность земной коры (рис. 24) изменяется подобным же образом. В северной части Японского моря и Татарском проливе за счет большой мощности осадочного чехла она равна 25 км, в то время как мощность консолидированной коры здесь сокращена. Принципиальный разрез земной коры дна Японского моря демонстрирует рис. 25.

Гравиметрическими съемками [Строев, 1972; Гравиметрическая..., 1977] установлено, что глубоководным котловинам Японского моря соответствует относительно спокойное поле силы тяжести с небольшими абсолютными значе-

ниями положительных и отрицательных аномалий. Параллельно материковому склону наблюдается узкая зона слабых отрицательных аномалий. У берега горизонтальный градиент резко увеличивается [Гайнанов, 1980]. Над подводными возвышенностями фиксируется повышенное значение гравитационных аномалий в свободном воздухе. Для акватории Татарского пролива характерны небольшие по величине знакопеременные аномалии. В пределах подводных возвышенностей наблюдаются пониженные значения аномалий в редукции Буге.

Японское море является изостатически некомпенсированным [Артемьев, Бодин, 1978]. На это указывают положительные изостатические аномалии [Гайнанов, 1980]. Последние характерны для глубоководных котловин и большей части склона о-ва Хонсю, а для южной части акватории и над подводными возвышенностями типичны отрицательные аномалии [Строев, 1975]. Для юго-западных частей дна Япономорского бассейна, где распространены подводные возвышенности Криштофовича, Пржевальского, Восточно-Корейская и другие, характерны отрицательные изостатические аномалии. Осевой зоне Татарского пролива соответствуют отрицательные изостатические аномалии. В районе подводной возвышенности Ямато и на северо-востоке Японского моря аномальное изостатическое поле обладает знакопеременными значениями. Сложный характер изостатических аномалий наблюдается в области шельфа и материкового склона.

Магнитное поле Япономорского бассейна характеризуется небольшими по амплитуде аномалиями (не более 300 гамм), что почти в 2 раза меньше интенсивности магнитных аномалий северо-западной части Тихого океана. Глубоководные котловины отличаются общим отрицательным фоном магнитного поля, на котором выделяются положительные аномалии. На подводных возвышенностях фиксируются главным образом положительные аномалии магнитного поля. Сложная аномальная картина наблюдается в областях материкового и островного склонов, что связано с их сложным геологическим строением [Шевалдин, 1978].

Изучение теплового поля в пределах дна Японского моря показало, что оно квазистационарное [Смирнов и др., 1976]. Для него характерны очень высокие значения величины теплового потока, превышающие в глубоководных котловинах 2,5 ЕТП. На их склонах и на смежных подводных возвышенностях они снижаются до 2 ЕТП. Аномально высокое значение величины теплового потока (около 3 ЕТП) обнаружено в северо-западной части котловины Цусима, а также в зоне стыка подводной возвышенности Ямато и котловины Хонсю [Веселов и др., 1978; Uyeda, Vasquier, 1968].

Сейсмологические исследования выявили в Япономорском бассейне различные по магнитуде глубокофокусные землетрясения. Их очаги располагаются в интервале глубин 200—600 км, и они образуют наклонную под материк сейсмофокальную зону. У берегов Приморья глубина залегания очагов землетрясения превышает 500 км, а в районе Японских островов — 200—300 км [Тараканов, 1972].

Магнитотеллурическое зондирование [Ваньян и др., 1978] и отрицательные остаточные гравитационные аномалии [Артемьев, Бодин, 1978] указывают, что на глубинах более 100 км существуют разуплотненная аномальная мантия и астеносферный слой [Родников, 1979; Геотраверс..., 1982].

Совместный анализ геологического строения суши и геофизических параметров Японского моря позволил во многих случаях проследить морские продолжения крупных геологических структур суши. Отрицательной изостатической аномалии на западе Японского моря может соответствовать северо-восточное продолжение Очкхонского внутриплатформенного прогиба. Значительный изостатический минимум в этом же районе моря, вероятно, отвечает морскому продолжению архейского массива Нанним [Гайнанов, 1980]. Сопоставление изостатических аномалий с материалами сейсмических исследований наметило корреляционную связь их с мощностью осадочного чехла [Гайнанов, 1980]. Положительные изостатические аномалии глубоководных котловин Японского моря частично могут быть связаны с их некомпенсированностью осадочным чехлом. Отрицательные изостатические аномалии в пределах шельфа о-ва Хонсю приурочены к крупным прогибам, выполненными мощными верхнекайнозойскими толщами (зона "зеленых туфов"). Пониженные значения изостатических аномалий в северной части Японского моря и в Татарском проливе отвечают обширным осадочным прогибам — Татарскому и Западно-Сахалинскому. Наличие гравитационных ступеней аномалий силы тяжести в редукции Буге на бортах крупных прогибов может свидетельствовать о зоне глубинных разломов. Пониженные значения аномалий силы тяжести в редукции Буге в пределах поднятий связаны с увеличением здесь мощности земной коры.

Интерпретация аномалий магнитного поля позволила Ю.В. Шевалдину [1978] выделить в строении дна Японского моря сеть глубинных разломов различного простирания. Часть из них является непосредственным продолжением зон разломов, фиксируемых на суше по геологическим материалам. Другие определяют границы морфоструктур. В осадочном чехле чаще всего эти нарушения проявляются в виде флексур и уступов. Аномалии магнитного поля выявляют морское продолжение Прибрежного (Восточно-Сихотэ-Алинского) вулканического пояса на шельфе и склоне Приморья [Безверхний, 1981], а также вулканические образования в пределах Южно-Татарской и Юго-Западной зон поднятий, поднятия Ямато, в депрессиях Центрально-Япономорской и Хонсю.

Н. Иsezaki и С. Uyeda [Иsezaki и др., 1978; Isezaki, Uyeda, 1973] указывают на существование в пределах депрессий Центрально-Япономорской и Хонсю слабо выраженных линейных магнитных аномалий, которые позволяют им предполагать наличие двух центров спрединга. Другие исследователи магнитного поля Японского моря подобных линейных аномалий не выделяют [Красный, 1972; Шевалдин, 1978]. В.Е. Хаин и Л.Э. Левин [1978] описывают "шахматное" аномальное магнитное поле, исходя из чего делается вывод о рифтовой природе Центрально-Япономорской котловины. Все сказанное выше говорит о неоднозначности интерпретации магнитных данных и о том, что в этой области необходимо проводить дальнейшие исследования.

Положительная корреляция между аномалиями гравитационного поля и тепловым потоком в Япономорском бассейне свидетельствует, вероятно, о единой природе гравитационных и тепловых полей и связана с изменениями мощности консолидированной земной коры. Низкие значения мантийного теплового потока показывают увеличение мощности земной коры. Тепловой поток может служить индикатором не только термического состояния коры и верхней мантии, но и стадии тектонического развития данного региона [Эхара, 1978]. В то же время уменьшение мощности консолидированной коры и увеличение теплового потока должны свидетельствовать об интенсивности геодинамических процессов, происходящих в верхней мантии. Повы-

шение величины теплового потока на юго-восточном обрамлении поднятия Ямато может быть связано с наличием здесь глубокой зоны проницаемости.

Интерпретация геофизических материалов позволила проследить в пределах шельфа и склона отдельные структуры суши и выделить в Японском море области распространения вулканических пород основного и среднего состава. Все это расширяет известные знания о строении акустического фундамента — предполагается наличие сети разломов, часть из которых является продолжением крупных структурных линий суши, часть — совпадает с границами морфоструктур.

Повышенный тепловой поток и изостатические аномалии глубоководных котловин, а также существование аномальной мантии наводят на мысль о современной активности Япономорского региона. Изучение механизма очагов землетрясений Японского моря дало возможность сделать вывод о режиме сжатия в этом регионе [Баранов, 1982].

ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

РАЗВИТИЕ ЯПОНОМОРСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ НА НЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ ЭТАПЕ

Развитие Япономорского глубоководного бассейна может быть восстановлено практически только для позднемезозойского и последующего времени (рис. 26) [Антипов, 1982в].

На доолигоценном этапе (рис. 27) происходило формирование пород акустического фундамента. По геофизическим материалам, драгированию и данным геологии смежных районов суши юго-западная часть Японского моря представляла собой периферию Китайско-Корейской платформы с докембрийским фундаментом и палеозойским платформенным чехлом. По физическим свойствам они входят на профилях НСП в состав акустического фундамента. Отсутствие здесь слоев досреднемиоценового осадочного чехла свидетельствует об относительно высоком стоянии в позднем мезозое и раннем палеогене юго-западной части дна Японского моря, где шло образование вулканитов и интрузий смешанного состава. На поднятии Ямато обнаружен разнообразный комплекс докембрийских, палеозойских и нижнемезозойских пород, который свидетельствует о том, что центральная часть дна Японского моря являлась областью допозднемезозойской консолидации. Сейсмические материалы и геологические данные смежных районов суши позволяют говорить, что область допозднемезозойской консолидации охватывала и западную часть дна Японского моря. Геологическое строение смежных районов суши Приморья показывает, что консолидация пород северо-западной части Японского моря, по-видимому, произошла в допозднемеловое время.

Восточная часть дна Японского моря, сопряженная с Сахалином, Хоккайдо и Хонсю, входила в мезозое в состав геосинклинальных бассейнов с накоплением мощных серий осадочных и вулканических пород. Причем Западно-Сахалинский прогиб, видимо, был заложен на консолидированной континентальной коре, а породы геосинклинального бассейна в западной япономорской окраине о-ва Хонсю подверглись скупиванию в допозднемеловое время [Тектоника Северной..., 1980].

Таким образом, имеющиеся в настоящее время геологические и геофизические материалы и тектонические представления о строении и составе пород акустического фундамента позволяют сделать вывод о том, что на месте современного дна Японского моря в палеозое и мезозое существовала сложно

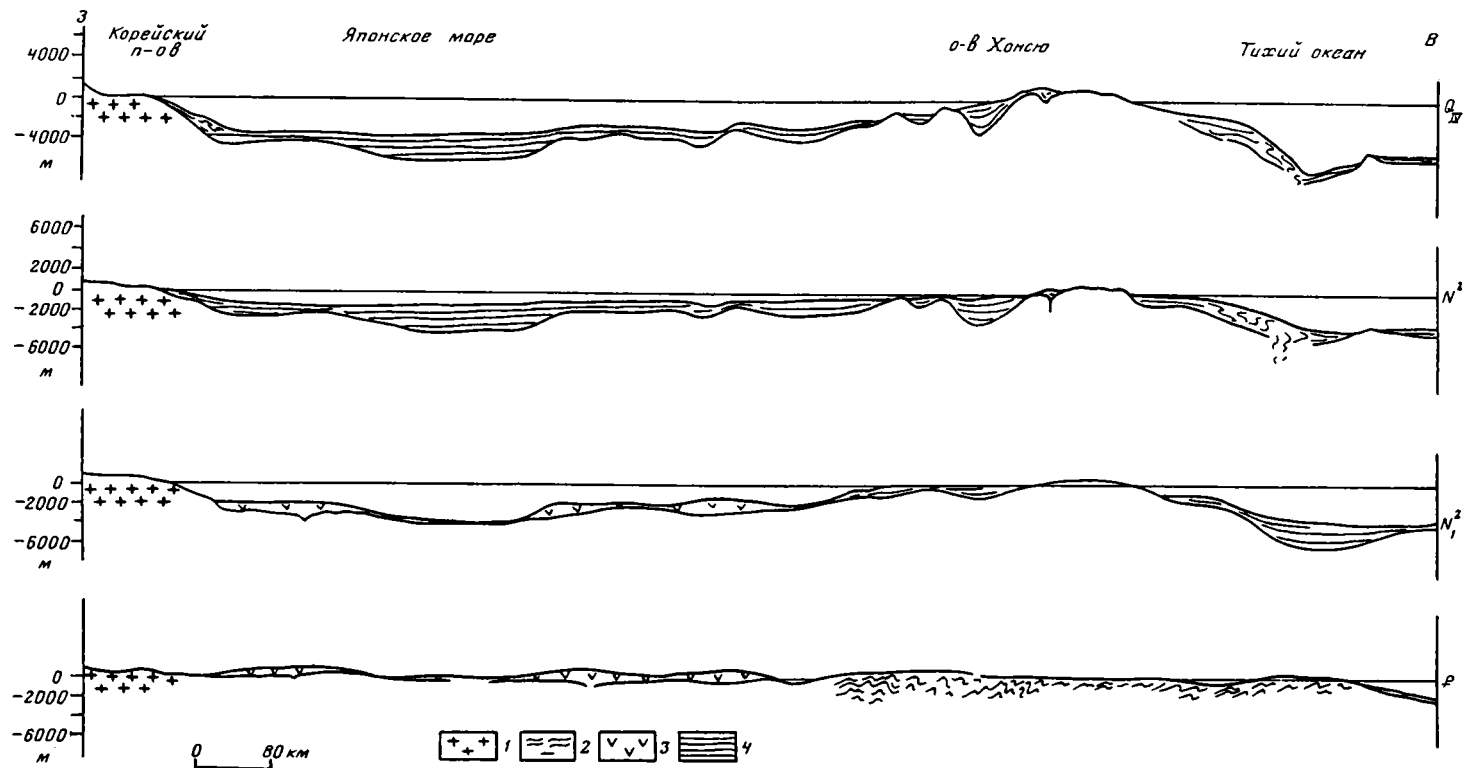


Рис. 26. Палеогеографические профили через Япономорский бассейн

1 — континентальная кора окраины Азиатского материка; 2 — складчатые доолгоценовые породы Японских островов; 3 — вулканические породы формации "зеленых туфов"; 4 — верхнекайнозойские осадочные породы дна Японского моря



Рис. 27. Схема тектонического районирования акустического фундамента Япономорского бассейна и прилегающих районов суши (по: [Тектоника Северной..., 1980])

1—3 — области консолидации: 1 — докембрийской, 2 — палеозойско-раннемезозойской, 3 — позднемеловой; 4 — область распространения складчатых геосинклинальных кайнозойских и более древних образований Сахалина и Японии; 5—7 — вулканиты верхней части консолидированной коры: 5 — позднемел-палеогеновые, 6 — олигоцен-раннемиоценовые, 7 — поздне-мел-раннемиоценовые

построенная гетерогенная область, где к позднему мелу была сформирована континентальная кора, которая впоследствии подверглась преобразованию [Тектоника континентальных..., 1980; Тектоника Северной..., 1980].

Драгирование и скоростные параметры указывают на широкое распространение в западной, северо-западной и северо-восточной частях дна Японского моря вулканических пород, перекрывающих консолидированное основание. По-видимому, с позднего мела здесь началось формирование крупного вулканического пояса, протягивающегося с Восточного Сихотэ-Алиня на Хоккайдо и Хонсю. В юго-западной и центральных частях Япономорского региона в это время создавались отдельные, изолированные вулканические постройки. Вулканическая деятельность в указанных участках региона продолжалась и в последующее раннепалеогеновое время.

В юго-восточной части Японского моря в пределах котловины Цусима сейсмическими исследованиями с определенной долей достоверности выявлен дореднемиоценовый осадочный чехол, который сопоставляется с образованиями прогиба Нактон. Это дает основание реконструировать здесь эпиконтинентальный бассейн, в котором в позднемеловое и палеогеновое время шло накопление терригенных, участками угленосных осадков. Условия залегания осадочного чехла на севере Япономорского региона, в пределах Татарского прогиба, доказывают здесь существование эпиконтинентального бассейна. На его площади в палеогеновое, неогеновое и четвертичное время в условиях интенсивного дифференцированного прогибания образовались мощные толщи терригенных осадков.

В олигоценное и раннемиоценовое время на восточной части Япономорского бассейна широко проявились интенсивные процессы вулканизма (образование формации "зеленых туфов"). Рельеф этой территории, по-видимому, был значительно расчленен. На приподнятых его участках происходило излияние лав различного состава. Кислый и средний вулканизм преобладал на востоке, а основной — на западе и в центральной части. На смежных пониженных

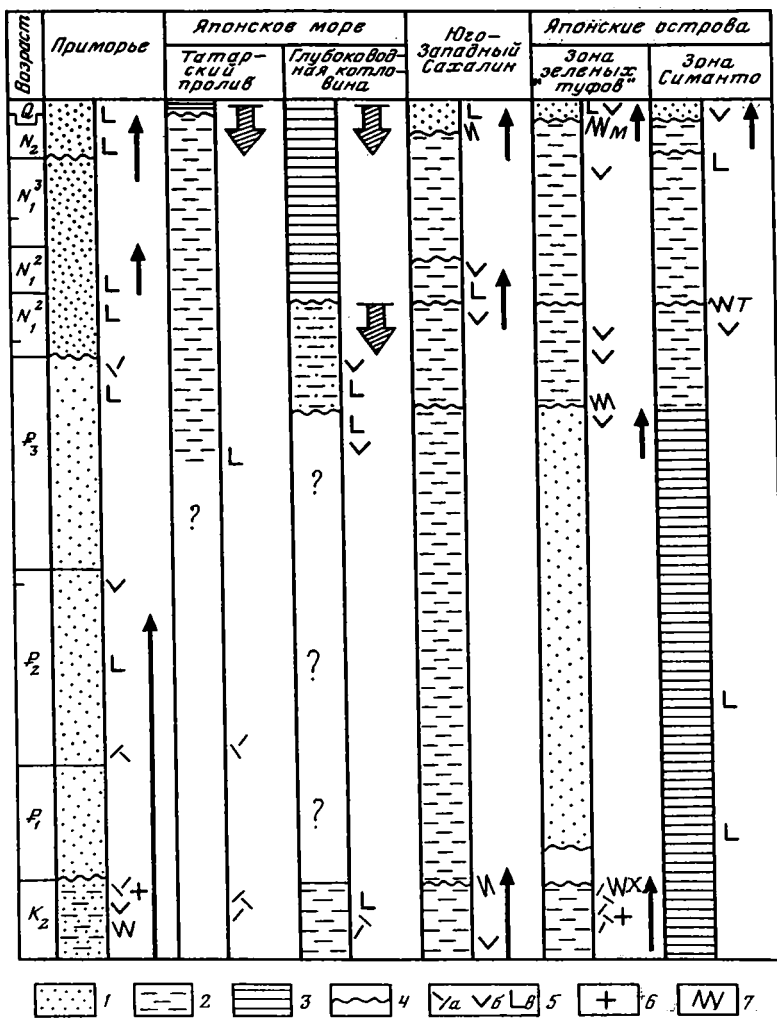


Рис. 28. Схема корреляции кайнозойских геологических событий в пределах Япономорского региона

Характер осадконакопления: 1 — континентальный, 2 — прибрежно-морской, эпиконтинентальный, 3 — глубоководный; 4 — перерывы в осадконакоплении; 5 — вулканические проявления: а — кислого, б — среднего, в — основного состава; 6 — гранитоидный магматизм; 7 — фазы складчатых деформаций: X — Хидака, Т — Такатихо, М — Мизуко. Стрелки указывают направление преобладающих вертикальных тектонических движений

участках местами накапливались грубообломочные осадочные породы. Олигоцен-нижнемиоценовые вулканы таким образом нарастили акустический фундамент.

Повсеместное приклонение слоев осадочного чехла к поверхности акустического фундамента в пределах дна Японского моря свидетельствует о резком импульсе кратковременного опускания, происшедшем на рубеже раннего и среднего миоцена. Оно создало обширный глубоководный Япономорский бассейн (рис. 28). Величина опускания, имевшего дифференцированный характер, превысила 1500 м. В результате этого опускания оформилось бортовое обрамление Япономорского бассейна в виде сложно построенных флексуно-разрывных зон континентального и островного склонов. Участки, опустившиеся

на меньшую величину, превратились во внутренние поднятия, которые вместе с областями обрамления снабжали глубоководный бассейн обломочным материалом, формируя осадочный чехол. Его слои в результате такого заполнения прислоняются к поверхности акустического фундамента в прибортовых частях бассейна. На поднятиях в разные интервалы времени, вплоть до четвертичного, синхронно накоплению осадочного чехла шло излияние лав основного состава, которые нарастили акустический фундамент. В пределах Южно-Приморской мульды фиксируется постепенное увеличение мощности осадочного чехла от бортов к центру, что указывает на конседиментационное ее опускание.

По периферии глубоководного бассейна синхронно развивались эпиконтинентальные бассейны о-ва Хонсю и Татарского пролива. В последнем в раннем миоцене, а возможно, как считают некоторые авторы, в позднем мелу заложился обширный бассейн, прогибание которого компенсировалось осадконакоплением с образованием мощного осадочного чехла. Прогиб представлял собой несколько плоских ванн, вытянутых в северо-восточном направлении. На южном и восточном обрамлении бассейна в Южно-Татарской зоне поднятий в миоцене происходило излияние лав основного и среднего состава, вошедших в состав акустического фундамента. Начиная со среднего миоцена зона поднятий была вовлечена в прогибание, в результате чего в ее пределах отмечается накопление осадочных пород. Мощность осадочного чехла Татарского прогиба постепенно сокращается от центральных его частей к периферии, что указывает на эпиконтинентальный режим развития. В пределах восточного обрамления Япономорского бассейна также синхронно накоплению осадочного чехла глубоководного бассейна развивался шельфовый эпиконтинентальный прогиб о-ва Хонсю, в котором формировались среднемиоцен-плиоценовые осадочные толщи. Их мощность превышает 3 км в центральных частях прогиба, к периферии они утоняются. В строении осадочных толщ этого прогиба наблюдаются конседиментационные складки.

На северо-востоке Япономорского бассейна в позднепалеогеновое время продолжал развиваться обширный Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб, в пределах которого в относительно мелководных морских и прибрежно-морских, а периодически в континентальных условиях накапливалась мощная терригенная толща пород с примесью вулканогенного материала. В среднем миоцене—раннем плиоцене площадь Западно-Сахалинского прогиба сократилась, а его осевая часть переместилась к западу. Локальные складки прогиба претерпели конседиментационное развитие. В конце раннего плиоцена осадочные толщи прогиба испытали складчатые деформации.

С середины плиоцена на западном борту Западно-Сахалинского прогиба, на месте современного шельфа, возник новый прогиб, который в условиях интенсивного конседиментационного опускания начал заполняться терригенными осадками. Величина опускания за среднеплиоцен-четвертичное время достигала 2—2,5 км.

В верхних частях материкового и островного склонов Япономорского бассейна фиксируется флексурный изгиб самых молодых слоев осадочного чехла, которые залегают параллельно поверхности дна моря. Особенно хорошо это видно в его северной части. Западный борт верхнеплиоцен-четвертичного и восточный борт миоцен-плиоценового Татарского прогиба перекошены в сторону современной глубоководной котловины. Сверху вниз по разрезу осадочного чехла наблюдается постепенное выполаживание наклона его слоев. Иногда самые нижние его горизонты здесь имеют соответственно противоположные современным наклонам поверхности дна восточные и западные наклоны. На восточном и юго-восточном обрамлении Япономорского бассейна, в пределах флексурно-разрывной зоны островного склона Хонсю широко распрост-

ранены молодые грабенообразные прогибы и каньоны. Расположенные здесь неоген-четвертичные эпиконтинентальные конседиментационные прогибы опущены до глубин более 1000—1500 м. Приведенные факты объективно доказывают кратковременное постседиментационное опускание в позднечетвертичное время. Оно создало современный изометричный структурный план Япономорского бассейна. Глубоководный бассейн продвинулся далеко на север в пределы Татарского пролива на расстояние более чем 500 км. На восточной и юго-восточной периферии позднечетвертичное опускание в состав глубоководного бассейна включило территорию до 50—100 км в поперечнике, на юго-западной — до 150—200 км, а на западной и северо-западной периферии — до 50 км. Величина позднечетвертичного опускания достигла 2 км. Опускание шло дифференцированно: допозднечетвертичные депрессии погрузились на большую величину относительно одновозрастных поднятий. Последние стали подводными возвышенностями, банками и опущенным шельфом.

С позднечетвертичным опусканием связано также формирование крупных оползневых тел на бортах бассейна. На островном склоне Хонсю широко распространены каньоны, прорезающие верхние (до 500 м мощности) слои осадочного чехла. Их образование связывают с подводной эрозией мутьевых потоков [Sacurai et al., 1972; Voima, 1975] или с субаэральной эрозией и последующим тектоническим опусканием.

Развитие глубоководного Япономорского бассейна осложнялось изменением уровня Мирового океана [Крапивнер, 1975; Короткий, 1977; Seismic..., 1977; Vail, Hardenbol, 1979], которые оказывали воздействие на формирование геологических тел осадочного чехла в пределах шельфа, где происходило обмеление и затопление его участков.

Приведенные материалы показывают, что Япономорский глубоководный бассейн создан двумя (предсреднемиоценовым и позднечетвертичным) импульсами кратковременных дифференцированных до- и постседиментационных опусканий. В плане площадь их проявления имела сложноизвилистые, изометричные контуры (см. рис. 28). Во внутренней ее дифференциации также отсутствовала линейность. Указанные параметры [Артюшков и др., 1980] доказывают, что в кайнозойской истории Япономорского глубоководного бассейна преобладали вертикальные нисходящие тектонические движения.

ГЛАВА ДЕСЯТАЯ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ СТРУКТУР С УТОНЕННОЙ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРОЙ

ЮЖНО-ОХОТОМОРСКИЙ (КУРИЛЬСКИЙ) ГЛУБОКОВОДНЫЙ БАССЕЙН

За последние годы сотрудниками СахКНИИ ДВНЦ АН СССР и Тихоокеанской экспедиций ВМНПО "Союзморгео" в пределах Южно-Охотоморского глубоководного бассейна по региональной сети были отработаны многочисленные сейсмические профили по методике отраженных волн (НСП и МОГТ), которые осветили строение поверхности акустического фундамента и слоев осадочного чехла [Рельеф..., 1981; Строение..., 1981]. Акустический фундамент, по данным драгирования склонов, сложен мезозойскими и кайнозойскими метаморфическими, осадочно-вулканогенными и изверженными породами, сопоставимыми с определенными стратиграфическими комплексами Сахалина, Хоккайдо и Курил. Среди них также распространены кислые интрузивные образования (граниты, диориты, кварцевые диориты) [Гнибиденко, Быкова, 1975; Гнибиденко, 1979]. В 1981 г. Б.И. Васильев и другие исследователи драгированием склонов

подводных гор Лоскутова и Безрукова, расположенных в южной части бассейна, обнаружили метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы предположительно мезозойского возраста. Косвенную информацию о составе пород акустического фундамента глубоководной котловины дают сейсмические материалы КМПВ, по которым определены скорости прохождения сейсмических волн от 4,8 до 6,2 км/с [Попов и др., 1978]. Это позволяет относить их к различным осадочно-вулканогенным комплексам, которые протягиваются в бассейн из сопредельных областей суши [Журавлев, 1982]. Имеющиеся данные дают возможность расшифровать внутреннюю структуру акустического фундамента.

Поверхность акустического фундамента в пределах Южно-Охотоморского бассейна отличается пологим волнистым залеганием. Она располагается на отметках $-6 \div -8$ км, постепенно воздымаясь от центра к периферии. На его бортах поверхность акустического фундамента резко воздымается (до 40°) до $-2 \div -3$ км. На отдельных участках северо-западного борта углы ее наклона не превышают $10-15^\circ$. В центральной части Южно-Охотоморского бассейна наблюдается валлообразное, ориентированное в северо-западном направлении поднятие, где поверхность акустического фундамента расположена на отметках $-3 \div -5$ км, т.е. его амплитуда достигает 3—5 км. На западном его борту, в районе подводной банки Кита-Ямато, установлен флексурный изгиб поверхности акустического фундамента, переходящий в разрыв [Geological investigation..., 1978]. На южном борту, сопряженном с вулканической дугой Курил, она сильно деформирована разрывами и флексурными изгибами.

Осадочный чехол Южно-Охотоморского бассейна сложен породами, скорость прохождения сейсмических волн в которых изменяется от 1,8 до 3 км/с [Суворов, 1975]. Максимальные значения его мощности (около 6000 м) фиксируются в присахалинской части бассейна, а на других участках она не превышает 4000 м.

Возраст базальных горизонтов осадочного чехла устанавливается с большой долей условности. Фаунистически охарактеризованы лишь самые молодые четвертичные толщи разреза. Подстилающие осадочные образования датируются олигоценом (?)—плиоценом [Снеговской, 1981; Журавлев, 1982] путем прослеживания по временным разрезам сейсмостратиграфических комплексов и сопоставления их с известными кайнозойскими стратиграфическими подразделениями окружающей суши. Г.С. Гнибиденко [1979] считает, что накопление осадочного чехла Южно-Охотоморской глубоководной котловины началось с позднего мела. В строении осадочного чехла по материалам МОГТ выделяются три комплекса [Журавлев, 1982]. Верхний отличается выдержанными протяженными отражающими сейсмическими площадками и горизонтами (рис. 29). У основания северного и южного бортов Южно-Охотоморского бассейна слои верхнего комплекса полого (около 2°) наклонены к центру и залегают несогласно на подстилающих отложениях. В центральных частях котловины они лежат горизонтально. Мощность верхнего комплекса увеличивается в южном направлении от первых десятков метров до 2000 м.

Средний комплекс характеризуется меньшим количеством отражающих горизонтов и более коротким их протяжением. Залегают они согласно с вышележащими слоями. Его мощность 300—2000 м. Максимальные ее значения зафиксированы в южной части бассейна. У его южного борта по временному сейсмическому разрезу (рис. 30) хорошо видно, что слои осадочного чехла фациально переходят в вулканогенные образования акустического фундамента Курильских островов. В других случаях слои среднего комплекса на бортах бассейна прислоняются к поверхности акустического фундамента. В центральных частях Южно-Охотоморского глубоководного бассейна слои среднего комплекса залегают субгоризонтально, приобретая пологий (до 5°) наклон у ее

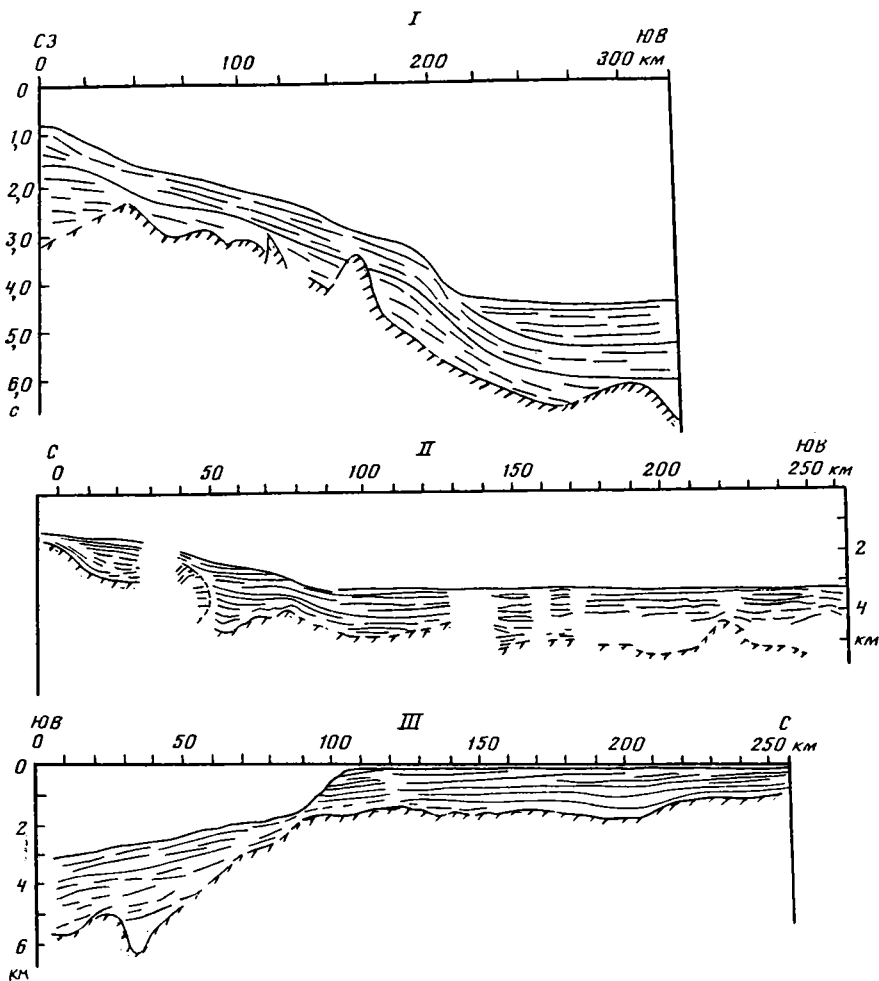


Рис. 29. Схематические геологоструктурные разрезы по линиям I (по Л.М. Злобиной и др.), II и III (по С.С. Снеговскому [1981])
Условные обозначения см. на рис. 15

периферии. У южного его борта наблюдаются пологие постседиментационные складки и небольшой амплитуды разрывы, затрагивающие весь разрез осадочного чехла (см. рис. 30).

Нижний комплекс осадочного чехла отличается акустической прозрачностью, в нем отражающие площадки практически отсутствуют. Характер волновой картины по временным сейсмическим разрезам позволил А.В. Журавлеву [1982] сопоставить его с океаническим чехлом (первый океанический слой). Мощность нижнего комплекса осадочного чехла сокращается от центральных частей депрессии к ее периферии от 1900 до 300 м. По материалам сейсморазведки А.В. Журавлев верхний и средний комплексы осадочного чехла Южно-Охотоморского бассейна продолжил на шельф Сахалина, где, по данным бурения, они имеют плиоцен-четвертичный возраст. Нижний комплекс он условно отнес к олигоцену—миоцену.

Условия залегания поверхности акустического фундамента, слоев осадочного чехла и изменение его мощности дают возможность выделить в Южно-

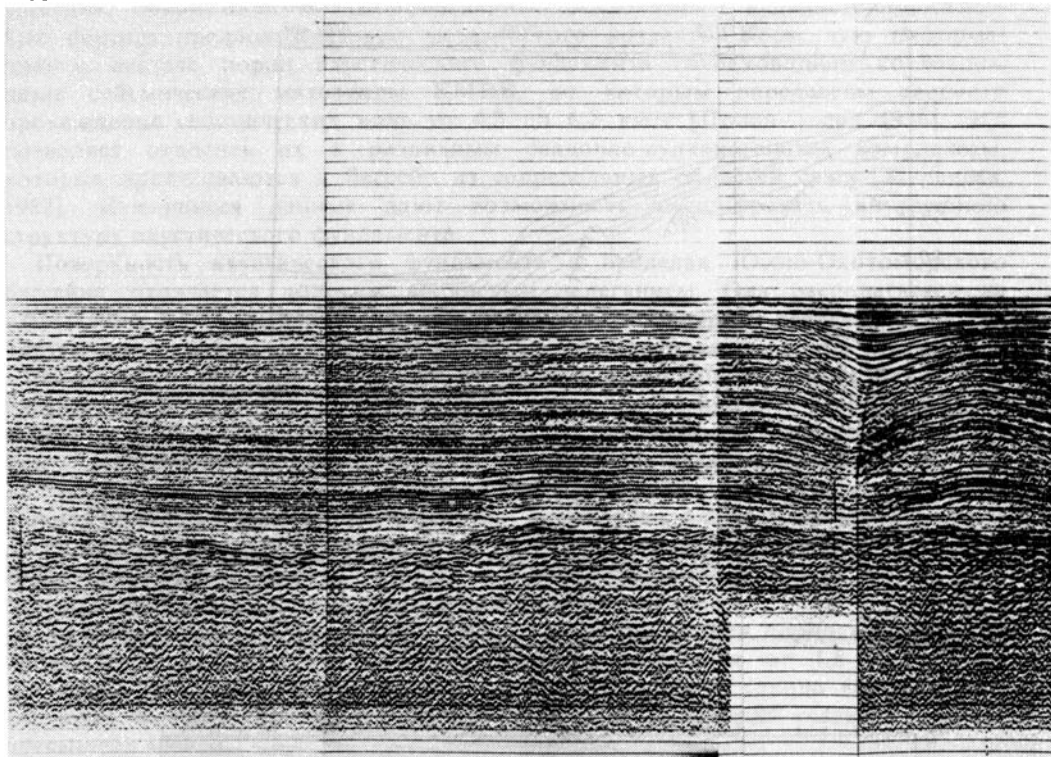
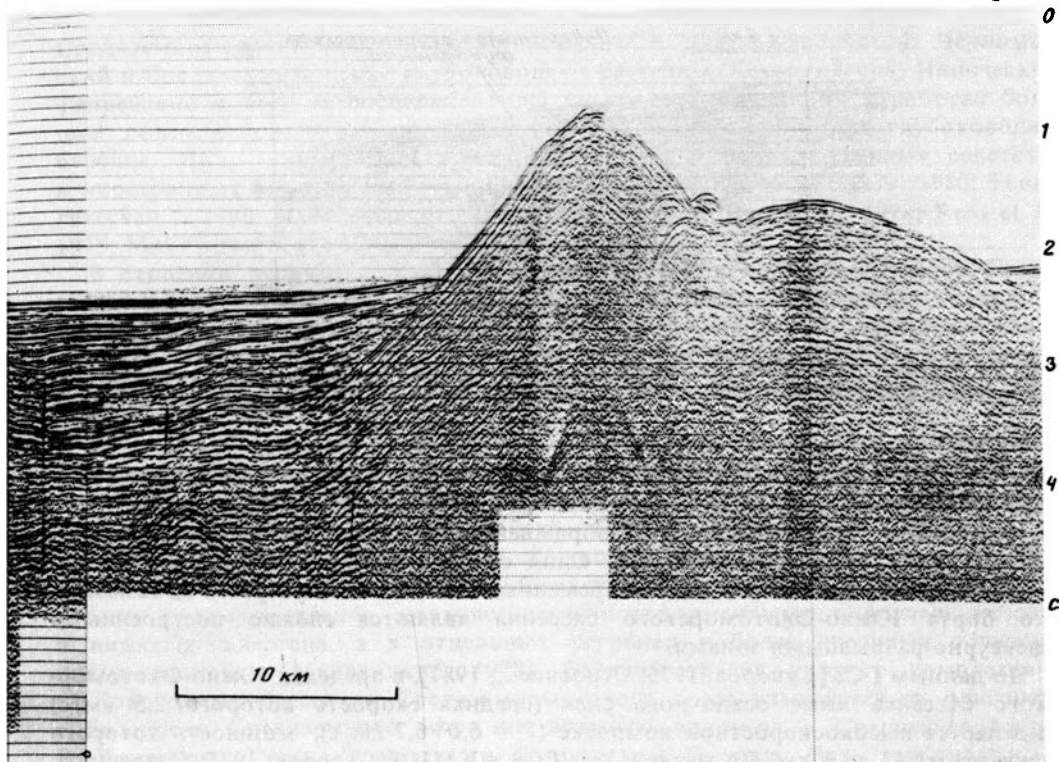


Рис. 30. Фрагмент временного сейсмического разреза по линии (по А.В. Журавлеву [1982]), показывающий фациальный переход отложений осадочного чехла (средний комплекс) в породах акустического фундамента на южном борту Южно-Охотоморского бассейна

Охотоморском бассейне три депрессии, разделенные поднятием. Крайняя западная Присахалинская депрессия имеет овальную форму. Она вытянута в северо-западном направлении на расстояние более 300 км при ширине около 200 км. В ее центральной части слои осадочного чехла залегают горизонтально, полого (до 1°) воздымаясь к периферии, а на крыльях их наклон увеличивается до $5-8^\circ$. Самые верхние слои осадочного чехла (до 1000 м) на ее северном борту депрессии прислоняются к флексурно изогнутой поверхности подстилающих образований (см. рис. 30). Амплитуда флексурного изгиба превышает 2 км. На поднятом его колене слои осадочного чехла слабо ($2-3^\circ$) наклонены согласно с поверхностью дна моря, а на перегибе срезаются (рис. 31). Величина последнего превышает 1,5 км [Soloviev et al., 1977]. Нижние горизонты (до 2000 м) осадочного чехла прислоняются к поверхности акустического фундамента в западной и южной прикрывельевых частях депрессии. На юго-западном прихоккайдском крыле осадочные толщи распространены ограниченно и не образуют здесь сплошного чехла. На этом борту депрессии широко развиты оползневые тела. Восточным ограничением Присахалинской депрессии является внутреннее поднятие акустического фундамента, выраженное в виде подводных гор Лоскутова и Безрукова. Нижние горизонты осадочного чехла (до 2000 м) здесь прислоняются к поверхности акустического фундамента, а верхние, практически не изменяя мощности, прослеживаются над сводом поднятия и переходят в чехол соседней Центральной депрессии.



Мощность осадочного чехла в пределах Присахалинской депрессии достигает 6000 м [Журавлев, 1982]. У ее периферии и над поднятием она сокращается до 2000—1000 м.

Центральная депрессия вытянута в широтном направлении. Ее протяженность превышает 400 км при ширине 2000 км. В центральных частях депрессии слои осадочного чехла залегают горизонтально. По периферии верхние слои (до 1000 м) воздымаются под углом 2—5°, местами до 10°. Нижние слои осадочного чехла (200—3000 м) на крыльях депрессии прислоняются к поверхности акустического фундамента. Близ южного прикурильского крыла слои собраны в пологие складки, углы наклона на крыльях которых редко превышают 3—5°. Местами они нарушены разломами. Мощность осадочного чехла в Центральной депрессии достигает 4000 м, сокращаясь к периферии до 2000—1000 м.

Крайняя восточная депрессия (синклираль Атласова, по А.В. Журавлеву [1982]) выходит за пределы глубоководной Южно-Охотоморской котловины, располагаясь на ее пологом восточном борту. Мощность осадочного чехла в ней не превышает 4000 м. Его нижние слои (до 2°) наклонены к центральным частям депрессии. Верхние (до 500 м) слои на западе залегают параллельно поверхности дна моря.

В пределах западного борта Южно-Охотоморского бассейна слои осадочного чехла деформированы в систему складок, участками конседиментационных, субмеридионального простирания. Эту часть бассейна многие исследователи рассматривают в составе Хоккайдо-Сахалинской кайнозойской складчатой системы [Гнибиденко, 1979; Журавлев, Протас, 1981]. Мощность осадочного чехла здесь превышает 5000 м. Осадочный чехол северного борта Южно-Охото-

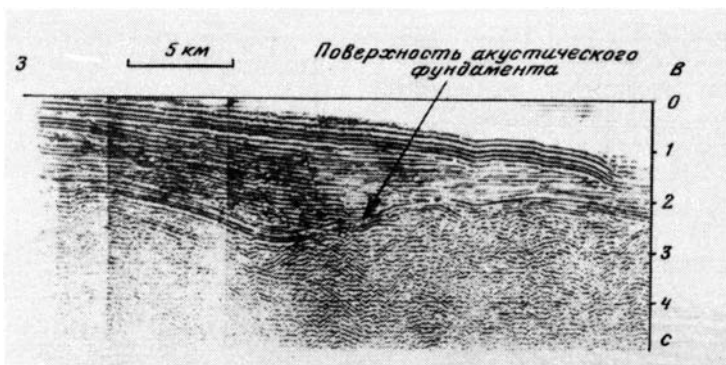


Рис. 31. Фрагмент временного сейсмического разреза (по А.В. Журавлеву [1982]), показывающий характер залегания осадочных слоев на присахалинском борту Южно-Охотоморского бассейна

морского бассейна в пределах поднятия Академии Наук осложнен брахиформными конседиментационными складками. Его мощность не более 2000 м.

На южном и юго-восточном обрамлении глубоководного бассейна осадочный чехол развит спорадически. Слои его залегают горизонтально, а мощность не превышает 1000 м. Анализ временных сейсмических разрезов показывает, что борта Южно-Охотоморского бассейна являются сложно построенными флексурно-разрывными зонами.

По данным ГСЗ [Суворов, 1975; Строение..., 1981], в пределах Южно-Охотоморского бассейна ниже осадочного слоя (средняя скорость которого 2,5 км/с) выделяется высокоскоростной комплекс ($V = 6,6 \div 6,7$ км/с), мощность которого меняется от 12 до 5 км. По материалам ГСЗ и КМПВ [Суворов, 1975; Строение..., 1981], в его центральных частях обнаружен слой с граничной скоростью 4,8 км/с при мощности до 1,4 км. Минимальные значения (5—7 км) мощности консолидированной коры¹ фиксируются в осевой части Южно-Охотоморского бассейна, где поверхность Мохоровичича ($V_r = 8$ км/с) приподнята. К периферии она погружается, и мощность консолидированной коры увеличивается до 18—20 км.

Приведенный материал показывает, что глубоководный Южно-Охотоморский бассейн был образован в конце палеогена или в начале неогена в результате кратковременного опускания. Средний комплекс осадочного чехла формировался одновременно с вулканитами Курильской островной дуги. Прислонение верхних (до 1000 м) слоев осадочного чехла к подстилающим образованиям свидетельствует о кратковременном импульсе нисходящих тектонических движений после накопления среднего комплекса (плиоцен). Развитие на бортах глубоководного бассейна разрывов, оползневых тел и каньонов, затрагивающих самые верхние, молодые слои осадочного чехла, а также их флексурный изгиб при переходе к склону, параллельно наклону поверхности дна моря позволяет говорить о молодом, позднечетвертичном импульсе нисходящих вертикальных движений. Его амплитуда достигала, вероятно, 1 км, что привело к образованию современного рельефа дна Охотского моря [Кара и др., 1980].

¹ В настоящее время появились новые данные [Биккенина, 1983], позволившие утверждать, что мощность консолидированной коры в южной части Охотского моря достигает 23 км и поверхность Мохоровичича отмечена скоростями сейсмических волн от 8,4 км/с и более.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ БАССЕЙНЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Средиземноморский пояс включает Средне- и Южно-Каспийский, Черноморский и Средиземноморские глубоководные бассейны (Левантийский, Ионический, Тирренский и др.). За последние годы на их акваториях был отработан большой объем сейсмических профилей НСП и МОГТ, проведено глубоководное бурение. Полученные результаты опубликованы в многочисленных советских и иностранных работах [Маловицкий, 1978; Артюшков и др., 1979, 1980; Геологическая..., 1980; Лебедев и др., 1980; Morelli, 1976; Hsu et al., 1978; Ross et al., 1978; Malinverno et al., 1981; и др.].

В строении верхних частей земной коры глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса по материалам сейсморазведки выделяются осадочный чехол и акустический фундамент. К последнему относятся магматические и метаморфические образования докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Скорость прохождения сейсмических волн в этих породах обычно превышает 5,5 км/с [Heezen et al., 1971].

Глубина погружения поверхности акустического фундамента изменяется в широких пределах, местами превышая отметки $-15 \div -20$ км. Мощность осадочного чехла в глубоководных бассейнах Средиземноморского пояса достигает 10 км и более (в Южно-Каспийском бассейне более 20 км) [Лебедев и др., 1980]. В разрезе осадочного чехла обычно выделяют два крупных комплекса, которые разделены региональным структурным несогласием. Нижний из них сложен преимущественно мелководными платформенными породами мезозоя и нижнего палеогена, а в отдельных регионах и более древними образованиями палеозоя [Маловицкий, 1978]. Верхний предел нижнего комплекса в глубоководных бассейнах Средиземноморского пояса изменяется от олигоцена в бассейнах Средиземного моря до верхнего плиоцена в Среднекаспийском. В Критском, Северо-Эгейском и Ионическом (мульда Наз) глубоководных бассейнах все отложения осадочного чехла входят в состав нижнего структурного комплекса, а верхний здесь практически отсутствует. Образования нижнего комплекса широко распространены за пределами глубоководных бассейнов — на плитах смежных платформ. На периферии бассейнов они по латерали переходят в разновозрастные породы, слагающие складчатые сооружения, и представляют собой там акустический фундамент.

Верхний структурный комплекс осадочного чехла представлен глубоководными отложениями, мощность которых достигает первые километры, а в Черноморском бассейне превышает 10 км. В последнем нижние его горизонты датируются олигоценом, в глубоководных бассейнах Средиземного моря он, по-видимому, начинается с нижнего миоцена, а в Среднекаспийском бассейне с антропогена. В Южно-Каспийском бассейне верхний комплекс (средний плиоцен—антропоген) представлен в основании мелководными, а выше глубоководными толщами, мощность которых 9—11 км. В отдельных бассейнах верхний комплекс разделяется на структурные ярусы [Лебедев и др., 1980]. Так, в глубоководных бассейнах Средиземного моря выделяются ниже-среднемиоценовый (домессинский), верхнемиоценовый (мессинский) и плиоцен-четвертичный структурные ярусы [Malinverno et al., 1981]. Обычно каждый последующий структурный ярус имеет более широкую площадь распространения. Структурные элементы земной коры глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса в качестве самостоятельных обособляются только по верхнему структурному комплексу и по современной батиметрии.

По поверхности акустического фундамента (консолидированной коры) и слоям осадочного чехла вырисовываются крупные изометричные или линейные структуры платформенного типа. Их амплитуда достигает многих километров. Отрицательные структуры характеризуются плоскими днищами и

крутыми бортами, которые представляют собой крупные флексурно-разрывные зоны, где наклон слоев осадочного чехла и поверхности акустического фундамента достигает десятков градусов. Такие зоны чаще всего совпадают с современными континентальными и островными склонами (острова Менорка, Корсика, Сардиния, Сицилия, Кипр и др.). Во внутренних частях глубоководных бассейнов слои осадочного чехла, особенно верхнего его комплекса, залегают горизонтально. Но есть исключения. Так, слои верхнего комплекса в Южно-Каспийском бассейне смяты в линейные складки. В Алжиро-Прованском и Левантийском бассейнах наблюдаются структуры соляных куполов (мессинские отложения). По периферии глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса в зонах привноса терригенного материала слои верхнего структурного комплекса образуют крупные клиноформы, раскрывающиеся в сторону центральных районов бассейнов, а вне зоны привноса обломочного материала прислоняются к поверхности структурного несогласия. Последняя является продолжением современных континентальных и островных склонов или представляет собой более древние палеосклоны. Наибольшая мощность прислоняющихся слоев (до 10 км) зафиксирована в Черноморском бассейне, в других глубоководных бассейнах Средиземноморского пояса она измеряется первыми километрами. Слои верхнего комплекса прислоняются к поверхности акустического фундамента также на склонах внутренних поднятий. Участками наблюдается постепенное изменение мощности верхнего комплекса осадочного чехла и отдельных его подразделений. Известны случаи сопряжения структур глубоководного бассейна с активными конседиментационными структурами на его периферии. Они разделяются высокоамплитудными поднятиями. Внешние крылья конседиментационных прогибов и смежных поднятий перекошены в сторону глубоководных бассейнов. При переходе от Калабрийского конседиментационного прогиба в глубоководный бассейн Тирренского моря слои осадочного чехла постепенно утоняются, а затем вновь их мощность возрастает в сторону внутренних частей бассейна.

Как установлено материалами ГСЗ и КМПВ [Morelli, 1976], глубоководный бассейн Средиземноморского пояса характеризуется подъемом поверхности Мохоровичича и сокращенной мощностью консолидированной земной коры. Минимальные мощности коры (4—6 км) отмечены в Алжиро-Прованском, Тирренском и Ионическом глубоководных бассейнах. В верхней ее части обнаружены относительно низкоскоростные породы (5,8—6,2 км/с). В других местах осадочный чехол подстилается породами с более высокими скоростями прохождения сейсмических волн. В Альборанском, Алжиро-Прованском и Тирренском бассейнах в состав консолидированной коры входят кайнозойские вулканиты [Лебедев и др., 1980].

Средиземноморские глубоководные бассейны в основном наложены на области палеозойской или более древней консолидации. Комплексы пород альпийских и киммерийских складчатых сооружений и связанных с ними орогенных краевых и тыловых прогибов прослеживаются в крайних периферических частях бассейнов [Лебедев и др., 1980].

В мезозое область Средиземноморского пояса представляла собой обширный морской или океанический бассейн. Он был расчленен на линейные глубоководные альпийские прогибы с тонкой консолидированной корой океанического типа [Тектоника Северной Евразии, 1980] и изометричные мелководные участки (эпиконтинентальные бассейны) с мощной корой континентального типа. В первых накапливались многокилометровые толщи осадков и изливались большие объемы магматических расплавов основного и среднего состава. В эпиконтинентальных бассейнах в это же время происходило формирование платформенного чехла. В конце мезозоя и в кайнозое в результате интенсивного многократного процесса горизонтального сближения обширных литосфер-

ных плит, расположенных по обе стороны Средиземноморского пояса, размеры глубоководных бассейнов сократились в несколько раз. Породы, выполнявшие их, были скучены, а сами бассейны превратились в сложные складчатые сооружения.

Во вневальпийских эпиконтинентальных бассейнах дифференцированное прогибание создало внутреннюю структуру платформенного чехла. Например, площади современных островов Средиземного моря стали поднятиями, лишенными осадочного чехла или с резко пониженными значениями его мощности. В позднем мелу и в палеогене некоторые современные бассейны (Черноморский, Алжиро-Прованский) представляли собой относительно приподнятые участки.

Наличие клиноформ, прислонение слоев верхнего комплекса осадочного чехла к поверхности структурного несогласия по периферии всех глубоководных бассейнов и параллельное их залегание, согласное дну моря, свидетельствуют о резком кратковременном импульсе нисходящих тектонических движений и создании ими обширных палеодепрессий. Этот процесс происходил очень неравномерно и разновремененно: в Черноморском бассейне — на рубеже эоцена и олигоцена, в бассейнах Средиземного моря, вероятно, в конце олигоцена—начале миоцена, в Среднекаспийском — в конце плиоцена, в Южно-Адриатическом, Критском и Северо-Эгейском бассейнах — в конце четвертичного времени. Палеодепрессии наследовали платформенные эпиконтинентальные бассейны, частично захватив периферические участки альпийских и киммерийских складчатых сооружений и приподнятых областей платформ. Опускание шло дифференцированно: больше всего опустились прогибы и впадины и гораздо меньше — поднятия. Амплитуда опускания составила несколько километров. Региональный градиент обрушения [Лебедев и др., 1980] сосредоточивался в сравнительно узкой (до десятков километров) зоне и реализовался чаще всего в виде флексурных изгибов, местами, особенно в Средиземном море, приводил к разрыву сплошности пород.

Образованные тектоническими движениями глубокие морские депрессии быстро заполнялись терригенным материалом. На шельфе его мощность незначительна, лишь на участках, где шло активное прогибание, накапливались толщи, превышающие по мощности одновозрастные отложения смежных глубоководных бассейнов. В последних осадочные слои равномерно покрывали их днища, прислоняясь к поверхности несогласия на бортах и склонах внутренних возвышенностей. В регионах, сопряженных с источниками сноса обломочного материала, формировались крупные клиноформы.

Процесс постоянного привноса материала приводил к образованию аккумулятивных шельфов, которые прогрессивно продвигались к внутренним частям котловины. Обычно, когда глубоководный бассейн был близок к захоронению, он в результате новых импульсов кратковременных опусканий расширялся, захватывая обширные пространства. В Средиземном море, например, произошло четыре таких импульса: предмиоценовый, предмессинский, предплиоценовый и позднечетвертичный. Причем последний проявился во всех бассейнах Средиземноморского пояса, создав их современный структурный облик. Максимальная величина (до 3,5 км) опускания этого времени фиксируется в Средиземном море. Как правило, последующие опускания расширяли площадь ранее существовавшего глубоководного бассейна, однако известны и обратные случаи (северо-запад Черного моря).

Глубоководные бассейны Средиземноморского пояса и северо-западной окраины Тихого океана имеют сложную изометрическую форму. Они выполнены мощным (от 2—3 до 15—20 км) осадочным чехлом. В глубоководных бассейнах Средиземноморского пояса он состоит из двух крупных структурных комплексов. Нижний представлен эпиконтинентальными толщами (платформенный чехол), верхний — глубоководными осадками (комплекс заполнения). В бассейнах северо-западной окраины Тихого океана распространены преимущественно верхний глубоководный комплекс заполнения, перекрывающий чаще всего непосредственно породы акустического фундамента. Только по периферии бассейнов развит чехол эпимезозойской платформы (Татарский пролив, центральные районы Охотского моря) [Соловьев и др., 1974; Юнов, 1974, 1980; Косыгин, Соловьев, 1977; Антипов и др., 1979].

В глубоководных бассейнах комплекс заполнения представлен отложениями верхнего кайнозоя, наиболее древние его горизонты относятся к олигоцену (Черное море). Слои осадочного чехла в их пределах залегают полого, на бортах образуют флексурно-разрывные зоны. В районах привноса терригенного материала распространены клиноформы, а за их пределами слои комплекса заполнения прислоняются к подстилающему субстрату.

Глубоководные бассейны Средиземноморского пояса занимают участки платформ, и только их краевые части наложены на альпийские складчатые сооружения. Глубоководные бассейны северо-западной окраины Тихого океана расположены на стыке континента и океана, где до их образования существовали приподнятые участки земной коры и происходило интенсивное излияние лав преимущественно основного состава.

Формирование глубоководных бассейнов обусловлено резко кратковременными нисходящими импульсами вертикальных дифференцированных тектонических движений. Они имели место в разные отрезки позднекайнозойского времени. Однако последний из них во всех бассейнах произошел в позднечетвертичное время. Кратковременные опускания сформировали сложно построенные флексурно-разрывные бортовые зоны и создали внутреннюю структуру бассейнов.

Рассмотренные глубоководные бассейны характеризуются близкими значениями геофизических параметров. В их пределах консолидированная земная кора резко утонена, местами до 4—6 км в центральных частях, а на периферии увеличивается до 30—40 км. Их центральным областям свойственны незначительные отрицательные значения аномалий силы тяжести в свободном воздухе, положительные аномалии в редукции Буге, слабые положительные изостатические аномалии, а в бортовых зонах бассейнов наблюдаются резкие гравитационные ступени. Им отвечает сложное мозаичное магнитное поле с крупными краевыми аномалиями. В наиболее погруженных частях бассейнов наблюдаются повышенные значения теплового потока, а на поднятиях и периферии бассейнов его величина существенно уменьшается. Сейсмическими исследованиями здесь установлено существование на глубинах 100—200 км аномальной мантии. Такие глубоководные бассейны А.Е. Шлезингер и А.Л. Яншин [Артюшков и др., 1979, 1980; Яншин, 1981] рассматривают в качестве самостоятельного класса тектонических структур земной коры. В.Г. Николаев [1982] выделяет их под названием лабигенных.

Приведенные материалы показывают, что глубоководные бассейны Средиземноморского пояса и северо-западной окраины Тихого океана созданы вертикальными тектоническими движениями. Е.В. Артюшков, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин [Артюшков, 1979; Артюшков и др., 1979, 1980; Яншин, 1981] связывают их образование с фазовыми переходами и уплотнением в нижней части консолидированно* коры, вызванными разогретой аномальной мантией.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЯПОНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Проблеме нефтегазоносности дальневосточных окраинных морей, в том числе Японского, посвящены многочисленные работы советских и зарубежных исследователей [Вопросы..., 1973; Зорина, 1973; Гнибиденко, Быкова, 1975; Маргулис, 1975, 1981; Шельф Сахалина, 1975; Таболяков, Тютрин, 1977; Тектоника Сибири, 1980; Schluter, Chun, 1974; Ishiwada, Ogawa, 1976].

Теория и практика нефтепоисковых работ признают в настоящее время, что для формирования нефтяных и газовых месторождений необходим ряд структурных и литолого-геохимических особенностей разреза. К ним относятся достаточное количество органического вещества в осадках, определенные термодинамические условия (повышенное давление и температура), наличие пород-коллекторов и покрышек, достаточно мощный (более 1000 м) осадочный или вулканогенно-осадочный комплекс, которые обеспечивают накопление и миграцию углеводородов. Существует мнение отдельных геологов, что одним из основных поставщиков органического материала для образования нефти являются диатомовые водоросли. По заключению А. Леворсена [1970], практически любые, если не все, тонкозернистые отложения могут содержать исходные для нефти и газа органические вещества. Для накопления углеводородов и формирования в осадочном комплексе месторождений нефти необходимо по крайней мере более 1000 м мощности отложений, что отвечает большинству структурных элементов дна Япономорского бассейна. Поэтому Япономорский бассейн может быть рассмотрен как перспективный.

На известных нефтеносных площадях северо-востока о-ва Сахалин нефтяные залежи приурочены к приразломным зонам сводов антиклинальных структур (рис. 32). [Шельф Сахалина, 1975]. Близкие антиклинальные складки широко развиты в юго-западной части Западно-Сахалинского прогиба, в Южно-Татарской зоне поднятий и в эпиконтинентальных прогибах флексурно-разрывной зоны островного склона Хонсю. Площадь Западно-Сахалинского прогиба детально изучена геологами и геофизиками Тихоокеанской экспедиции ВМНПО "Союзморгео", и на ней выделено большое количество структур [Шельф Сахалина, 1975; Таболяков, Тютрин, 1977]. В пределах флексурно-разрывной зоны о-ва Хонсю также выявляются перспективные антиклинальные структуры, где в последние годы японские компании ведут поиски и добычу углеводородов. Это один из основных нефтедобывающих районов Японии.

Кроме антиклинальных структур, вместилищами нефтяных залежей могут быть различные зоны выклинивания и прислонения слоев осадочного чехла к поверхностям несогласия. Так, на известном месторождении Лангунильяс в районе Боливар-Костал (Венесуэла) (рис. 33) нефтяная залежь приурочена к ловушкам, расположенным вдоль древней береговой линии в местах выклинивания постэоценовых песчаников вверх по восстанию слоев [Леворсен, 1970]. Подобные ловушки (зоны прислонения и выклинивания осадочных слоев) в пределах Япономорского бассейна сейсмическими материалами выявляются в достаточном количестве, особенно по периферии глубоководных депрессий.

Скорости сейсмических волн в нижних частях разреза осадочного чехла Япономорского бассейна указывают на значительное уплотнение осадочных пород, что, вероятно, может свидетельствовать о том, что породы уже прошли стадию катагенеза. Это обстоятельство, а также повышенная величина теплового потока дают возможность предполагать о нефтегенерирующих процессах в осадочном чехле изученного района. Прямыми признаками перспектив Япономорского бассейна и его периферии служат нефтяные и газовые месторож-

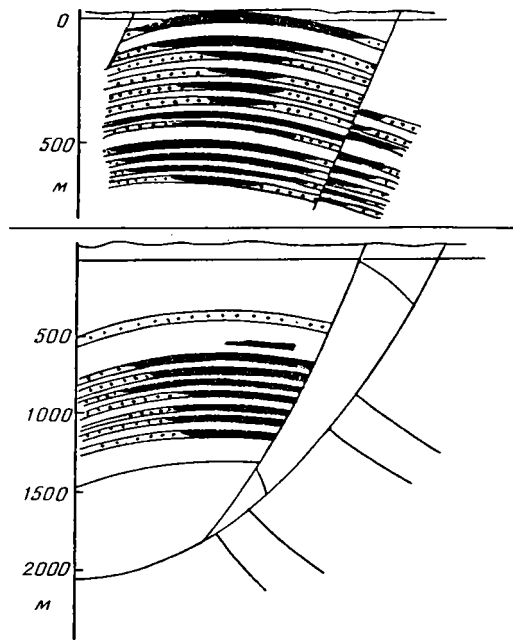


Рис. 32. Поперечные разрезы месторождений Оха и Эхаби на северо-востоке Сахалина [Шельф Сахалина, 1975]

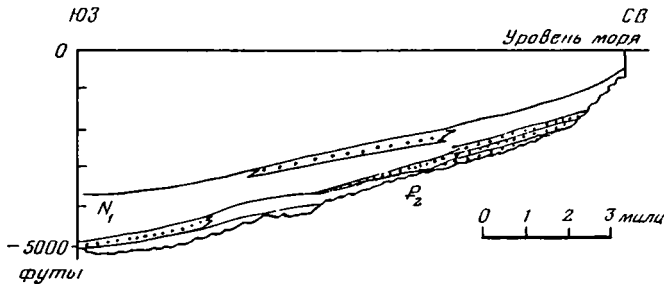


Рис. 33. Разрез нефтяного месторождения Лангунильяс в районе Боливар-Костал вдоль восточного побережья оз. Маракайбо, Венесуэла [Леворсен, 1970]

Точки — песчаники

дения [Алексейчик, 1969; Маргулис, 1975; Левин и др., 1978; Ishiwada, Ogawa, 1976], связанные с кайнозойскими отложениями, а также газовые выбросы, обнаруженные при бурении скв. 300 (31-й рейс "Гломар Челленджера") в Центрально-Япономорской котловине [Karig et al., 1975]. Причем выявленные нефтегазовые структуры суши непосредственно продолжают в пределах дна Японского моря.

Осадочный чехол Япономорского бассейна характеризуется относительно большой мощностью. Есть основание предполагать в нем наличие пород-коллекторов. В нижних частях разреза осадочного чехла известны антиклинальные складки различных размеров. На бортах крупных синклинальных структур широко распространены зоны выклинивания и прислонения слоев.

Анализ временных сейсмических разрезов, опирающийся на имеющийся геологический материал окружающей суши, позволяет выделить наиболее

перспективные в нефтегазоносном отношении площади Япономорского региона [Гнибиденко, Быкова, 1975]. В первую очередь к ним можно отнести Западно-Сахалинский прогиб и флексурно-разрывную зону о-ва Хонсю. В их пределах широко развиты антиклинальные складки, а также неструктурные ловушки, представленные зонами выклинивания, конседиментационного утонения и прислонения слоев к поверхности акустического фундамента (см. рис. 14, 32).

Другой перспективной площадью является Татарский прогиб, осадочный чехол которого обладает большой (более 5—6 км) мощностью. В нижних частях его разреза наблюдаются волнистые изгибы слоев и их прислонение к поверхности акустического фундамента на его бортах и в пределах внутренних поднятий. Перспективной областью в Татарском прогибе может также служить зона его юго-западного центриклинального замыкания, где широко распространены выклинивание и утонение слоев осадочного чехла.

Мощность осадочного чехла Центрально-Япономорской депрессии превышает 2 км. Для депрессий, особенно для Южно-Приморской мульды, характерны выклинивающиеся и прислоняющиеся слои осадочного чехла, образующие ловушки неструктурного типа. Подобные зоны, а также антиклинальные изгибы слоев осадочного чехла фиксируются в восточной части депрессии, в районе ее сочленения с поднятием Ямато. Это позволяет считать Центрально-Япономорскую котловину перспективной площадью.

Перспективным районом Япономорского бассейна можно также рассматривать его юго-западную часть, занятую котловиной Цусима и сложно построенной зоной поднятий, где наблюдается мощный осадочный разрез. Для этого района также типичны ловушки неструктурного типа, зоны прислонения осадочных слоев к поверхности акустического фундамента на бортах депрессии и локально распространенных мульд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ временных сейсмических разрезов позволяет четко выделить две основные структурные единицы разреза верхней части Япономорского бассейна: акустический фундамент и осадочный чехол. Акустический фундамент — сложно построенный гетерогенный комплекс пород, в котором полезная структурная сейсмическая информация не устанавливается. В его состав входят метаморфизованные, осадочные и магматические образования докембрия, палеозоя, мезозоя и нижнего кайнозоя. Местами в пределах поднятий акустический фундамент сложен вулканитами неогена и квартера. Осадочный чехол составляют полого залегающие слоистые породы неоген-четвертичного возраста, сопоставимые с одновозрастными стратиграфическими подразделениями (свитами, формациями) окружающей суши. В отдельных случаях (Татарский прогиб и котловина Цусима) его возраст удревняется до палеогена, а возможно, и позднего мела. Структурный анализ имеющихся временных сейсмических разрезов дал возможность построить уточненную на отдельных участках (северная и восточная части Японского моря) карту изолиний глубин поверхности акустического фундамента и карту мощностей осадочного чехла. Проведено детальное изучение условий залегания поверхности акустического фундамента и слоев осадочного чехла по трем профильным сечениям. Дана подробная характеристика структурных элементов дна Японского моря. Главными из них являются котловины Центрально-Япономорская, Хонсю и Цусима, прогибы Татарский и Западно-Сахалинский, Южно-Татарская и Юго-Западная зона поднятий, поднятие Ямато, а также сложно построенные флексурно-разрывные зоны Приморского и Корейского материкового склона и склона о-ва Хонсю. Сейсмическими исследованиями установлен обширный верхнеплиоцен-четвертичный прогиб на юго-востоке Татарского пролива. Он наложен на смежные борта Татарского и Западно-Сахалинского прогибов.

Осадочный чехол, выполняющий выделенные депрессии Япономорского бассейна, характеризуется пологим залеганием и увеличенными по сравнению со смежными поднятиями мощностями. В котловинах Центрально-Япономорской и Цусима мощность осадочного чехла превышает 2 км, в пределах депрессии Хонсю она составляет 1—1,5 км. На поднятиях мощность осадочного чехла не превышает 1 км. Максимальные мощности зафиксированы в Татарском (до 6 км) и Западно-Сахалинском (среднемиоцен-четвертичные отложения до 8 км) прогибах. В пределах флексурно-разрывных зон наклон слоев осадочного чехла участками достигает 10—20°.

Намечаются два типа тектонических структур Япономорского бассейна. Первый из них составляют глубоководные тектонические депрессии, внутренние части которых слагают параллельно-слоистые тела комплекса заполнения. У бортов слои осадочного чехла прислоняются. Выше идет чаще всего голый участок материкового или островного склона, после чего относительно маломощные одновозрастные слои осадочного чехла вновь появляются на площади современного шельфа. Вырисовываются разорванные клиноформы. Полная клиноформа зафиксирована на восточном борту котловины Цусима.

Мелководные эпиконтинентальные прогибы (второй тип структур) заполнены конседиментационно уплотняющимися на крыльях геологическими телами. Они распространены по периферии Япономорского бассейна.

Изучение временных сейсмических разрезов позволяет выделить в развитии структур доседиментационные, конседиментационные и постседиментационные тектонические движения. Первые создали тектоническую структуру поверхности акустического фундамента. Вторые образовали структуры осадочного чехла по периферии Япономорского бассейна. Постседиментационные тектонические движения деформировали слои осадочного чехла, в том числе и самые молодые, которые были изогнуты согласно с поверхностью дна моря.

Основные структурные элементы дна Японского моря отчетливо выражены в его современной батиметрии. Депрессиям и прогибам отвечают глубоководные котловины и пониженные участки дна, поднятиям — подводные возвышенности, банки и острова, а флексурно-разрывным зонам — материковый и островной склоны.

Интерпретация геофизических материалов указывает на сложную слоистоблоковую глубинную структуру Япономорского бассейна. Ниже осадочного чехла, скорость прохождения сейсмических волн в котором не превышает 3,5 км/с, в пределах глубоководных котловин выделяется комплекс пород ($V=4,8\div 5,6$ км/с) непостоянной мощности. В пределах возвышенностей и обрамления глубоководных котловин под осадочным чехлом развит комплекс пород, для которых характерны скорости сейсмических волн 5—5,8 км/с, а мощность комплекса также очень изменчива. Нижнюю часть консолидированной коры составляет комплекс пород, в котором скорость распространения сейсмических волн изменяется от 6,2 до 7 км/с. Он фиксируется повсеместно в Япономорском бассейне, а его мощность сокращается от 15—17 км в периферических частях бассейна до 8—5 км в глубоководных котловинах. Общая мощность консолидированной коры в глубоководных котловинах достигает 9—12 км, увеличиваясь до 18—25 км на возвышенностях и бортовых частях котловины. Для пород верхней мантии характерны скорости сейсмических волн 7,7—8,3 км/с.

На основе материалов изучения геологии обрамляющей суши и драгирования подводных склонов структурный анализ временных сейсмических разрезов позволил обрисовать возможную картину кайнозойской истории развития Япономорского бассейна. До среднего миоцена почти вся область современного Японского моря представляла собой зону высокого стояния, в пределах которой локально накапливались мелководно-морские и континентальные толщи и происходили вулканические процессы. На рубеже раннего и среднего миоцена образовалась глубоководная котловина Японского моря, которая начала заполняться осадками. На смежных площадях шельфа шло конседиментационное развитие эпиконтинентальных прогибов и впадин, которое компенсировалось накоплением мощной серии мелководных осадочных пород. Одновременно с накоплением в прогибах и впадинах осадочного чехла в позднем миоцене и плиоцене на их бортах и поднятиях изливались лавы основного и среднего состава, которые надстраивали акустический фундамент. В позднечетвертичное время в результате опускания был создан современный рельеф Япономорского бассейна. Глубоководные котловины расширились, проникая далеко на север в пределы Татарского прогиба.

Таким образом, установлено, что Япономорский глубоководный бассейн был создан двумя (предсреднемиоценовым и позднечетвертичным) импульсами дифференцированных кратковременных опусканий (до- и постседиментационных). Извилистые, изометричные в плане очертания Япономорского бассейна указывают на то, что он был образован вертикальными нисходящими тектоническими движениями.

Сравнение Япономорского бассейна с глубоководными бассейнами Средиземноморского пояса и Южно-Охотоморским бассейном показывает их сходство в строении, развитии и механизме образования. Это позволило выделить их в самостоятельный класс тектонических структур земной коры, названный В.Г. Николаевым лабигенным.

Характер залегания слоев осадочного чехла и распределение его мощности в пределах Япономорского бассейна позволяют выделить наиболее перспективные на нефть и газ площади. К ним относятся Татарский прогиб, Южно-Приморская мульда Центрально-Япономорской депрессии и котловина Цусима, а также флексурно-разрывная зона склона о-ва Хонсю. На выделенных площадях широко распространены структурные и неструктурные ловушки углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А.Г.* Геология и история флор побережий Японского моря. М.: Наука, 1978. 192 с.
- Аблаев А.Г.* Флоры и их значение для стратиграфии и геологической истории Япономорского региона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Владивосток, 1979. 36 с.
- Алексейчик С.Н.* Акватории — один из важнейших объектов для предстоящих поисков нефти и газа в Сахалинской нефтегазоносной области // Тр. ВНИГРИ. 1969. Вып. 255. С. 92—99.
- Андреева И.Б., Удинцев Г.Б.* Структура дна Японского моря по данным исследований экспедиции на "Витязе" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. N 10. С. 3—20.
- Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 108 с.
- Антипов М.П.* Осадочный чехол и время образования материкового склона Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 9. С. 118—125.
- Антипов М.П.* Тектоника осадочного чехла прилегающих к о-ву Хонсю частей Японского моря // Геотектоника. 1982а. N 3. С. 98—111.
- Антипов М.П.* Тектоника осадочного чехла западной и центральной частей дна Японского моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982б. Т. 57, вып. 4. С. 29—40.
- Антипов М.П.* О палеогеографической обстановке района Японского моря в мезозое и кайнозое // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982в. Т. 57, вып. 2. С. 95—97.
- Антипов М.П., Безверхний В.Л., Карп Б.Я.* Новые данные о строении осадочного чехла северной части Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. N 1. С. 115—119.
- Антипов М.П., Карпей Т.И., Маргулис Л.С., Пудиков Э.Г., Шпелатенко М.А.* Верхнеплиоцен-четвертичный чехол присахалинской части Татарского пролива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 2. С. 59—63.
- Антипов М.П., Ковылин В.М., Филатьев В.П.* Осадочный чехол глубоководных котловин Татарского пролива и северной части Японского моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 5. С. 30—39.
- Антипов М.П., Маргулис Л.С., Филатьев В.П.* Строение Южно-Татарской зоны поднятий // Геотектоника. 1980. N 4. С. 107—118.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапов С.В.* Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 92 с.
- Артемьев М.Е., Бодин Дж.* Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. N 2. С. 3—18.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.* Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Ст. II. Морские впадины и области дейтероорогенеза // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 3. С. 3—13.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.* Механизм образования глубоководных бассейнов Среднеземноморского пояса // Тектоника Среднеземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 5—9.
- Архангельский А.Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.; Л., 1947. Т. 1. 412 с.
- Баранов Б.В.* Тектоника плит Охотоморского региона и окраинных морей северо-западной части Тихого океана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 24 с.
- Безверхний В.Л.* Геологическое строение и дочетвертичная история развития шельфа и материкового склона Японского моря у берегов юго-восточного Приморья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1981. 26 с.
- Безверхний В.Л., Леликов Е.П., Терехов Е.Н., Филатьев В.П.* Геологическое строение докайнозойского фундамента япономорского шельфа у берегов Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 63—76.
- Безверхний В.Л., Сушков Н.Г.* О некоторых вопросах сейсмоструктоники юго-западной части зоны перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю // Геофизика дна Японского моря. Владивосток, 1980. С. 26—38.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 225 с.
- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Наука, 1975. С. 2—64.
- Береснев А.Ф., Гайнанов А.Г., Ковылин В.М., Строев П.А.* Интерпретация геофизических данных переходной зоны в районе Японского

- моря // Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1969. С. 67—79.
- Берснев И.И.** История геологического развития Приморского края и Японского моря в мезозое и кайнозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1970. 48 с.
- Берснев И.И.** Как образовалось Японское море? // Природа. 1972. N 2. С. 52—59.
- Берснев И.И.** Происхождение и развитие впадины Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973. С. 15—35.
- Берснев И.И., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Горюев М.Т., Цой И.Б.** Стратиграфия миоцена Приморского шельфа и склона (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1984. N 2. С. 38—46.
- Берснев И.И., Леликов Е.П.** Геологическая карта Японского моря // Природа. 1979. N 8. С. 74—79.
- Берснев И.И., Липкин Ю.С., Сизова К.Н.** Разломы котловины Японского моря // Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978. С. 99—116.
- Биккенина С.К.** Особенности строения земной коры южной части Охотского моря в свете новых сейсмических данных: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1983. 19 с.
- Ваньян Л.Л., Борец В.В., Ляпишев А.М., Мардерфельд Б.Е., Родионов А.В.** Изучение глубинной электропроводности в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Структуры и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток, 1978. С. 82—85.
- Васильев Б.И.** Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, N 4. С. 899—901.
- Васильев В.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В.** Строение подводной возвышенности, Ямато по геофизическим данным. М.: Изд-во МГУ, 1975. 98 с.
- Васильковский Н.П.** Японское море — реликт океана // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1972. Вып. 33. С. 70—77.
- Васильковский Н.П.** Еще раз о происхождении Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973. С. 9—14.
- Васильковский Н.П., Караулова Л.П., Марков Ю.Д.** К четвертичной стратиграфии и палеогеографии Японского моря // Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978. С. 3—20.
- Веселов О.В., Волкова Н.А., Соинов В.В., Еремин Г.Д.** Геотермические исследования СахКНИИ в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса // Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток, 1978. С. 99—105.
- Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана.** Владивосток, 1974. 208 с.
- Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина.** Южно-Сахалинск, 1973. 231 с.
- Гайнанов А.Г.** Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 240 с.
- Гайнанов А.Г. и др.** Об изостатическом состоянии коры в пределах Японского моря // Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии: Верхняя мантия, N 8. М.: Наука, 1972. С. 135—139.
- Гайнанов А.Г. и др.** Изостазия и глубинное строение коры Японского моря // Океанологические исследования: Результаты геолог.-геофиз. исслед. в Японском море на НИС "Витязь" (42-й рейс). М.: Наука, 1973. С. 51—59.
- Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения (42-й рейс "Гломар Челленджера").** М.: Наука, 1980. 202 с.
- Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана.** Владивосток, 1977. 172 с.
- Геологическое развитие Японских островов.** М.: Мир, 1968. 720 с.
- Геология дна Японского и Филиппинского морей.** Владивосток, 1978. 126 с.
- Геология и геоморфология шельфа окраинных морей.** Владивосток, 1979. 192 с.
- Геология Кореи.** М.: Наука, 1964. 264 с.
- Геология окраинных морей Тихого океана.** Владивосток, 1975. 192 с.
- Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. Ч. 1. Геологическое описание.** М.: Недра, 1970. 432 с.
- Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание.** М.: Недра, 1969. 696 с.
- Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — о-в Хонсю — Тихий океан / А.Г. Родников и др.** М.: ВНИТИ, 1982. 54 с.
- Гладенков Ю.Б., Маргулис Л.С., Савицкий В.О., Шанцер А.Е.** Корреляция геологических событий позднего миоцена—плиоцена северо-запада Тихоокеанского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 9. С. 5—18.
- Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны.** М.: Наука, 1971. 286 с.
- Гнибиденко Г.С.** Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г.** Тектоника и перспективы нефтегазоносности Японского моря. Новоалександровск, 1975. 1 с. Деп. в ВНИТИЦ. N 71033608.
- Гравиметрическая карта переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Японской островной дуги.** Масштаб 1:2000 000 / Под ред. П.А. Строева. М., 1977.
- Журавлев А.В.** Особенности тектоники и распространения мощностей осадочных образований Япономорской глубоководной впадины // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1975. вып. 37. С. 108—116.

- Журавлев А.В.** Геологическое строение и развитие Южно-Охотской (Курильской) глубоководной котловины // Структура и состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Владивосток, 1982. С. 23—33.
- Журавлев А.В., Лившиц М.Х.** Складчатая система Сахалин—Хоккайдо и прогиб Татарского пролива: Структура земной коры впадины Дерюгина // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. С. 83—84.
- Журавлев А.В., Протас Я.Н.** Распределение мощностей и особенности тектонического строения осадочного комплекса Охотоморского региона // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток, 1981. С. 5—14.
- Зенкевич Н.Л.** Рельеф дна Японского моря // Основные черты геологии и гидрогеологии Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 5—21.
- Зорина Ю.Г.** Историко-геологические предпосылки перспектив нефтегазоносности верхнемеловых—кайнозойских отложений впадины Японского моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973. 20 с.
- Исеэки Н., Ясуи М., Уэда С.** Магнитное поле Японского моря по данным советской и японской гидромагнитных съемок // Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток, 1978. С. 58—64.
- Кара В.И., Илюхин С.Р., Головачев Э.М.** Тектоническое строение и основные черты развития Южно-Охотской котловины в новейшее время // Геология и геофизика. 1980. N 5. С. 149—156.
- Карп Б.Я., Моуравова Е.А.** Строение земной коры Японского моря // Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972. С. 9—16.
- Карп Б.Я., Моуравова Е.А., Шевалдин Ю.В., Филатьев В.П.** Новые данные о строении земной коры в юго-западной части Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974. С. 145—154.
- Ковылин В.М.** Результаты сейсмических исследований в юго-западной части глубоководной котловины Японского моря // Океанология. 1967. Т. 6. 62 с.
- Ковылин В.М.** Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 208 с.
- Ковылин В.М., Непрочнов Ю.П.** Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. N 4. С. 10—26.
- Короткий А.М.** Этапы становления рельефа и осадконакопление в прибрежной зоне материкового сектора Японского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977. С. 59—82.
- Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гвоздева И.Г.** О влиянии гляциозватических колебаний уровня Японского моря на формирование рельефа и осадков шельфа // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 134—147.
- Косминская И.П.** Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1968. 225 с.
- Косыгин Ю.А., Соловьев В.А.** Проблемы тектонической систематики и терминологии: (О книге Л.И. Красного "Проблемы тектонической систематики") // Геотектоника. 1977. N 5. С. 114—118.
- Кочергин Е.В., Красный М.Л.** Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1975. Вып. 37. С. 163—176.
- Крапивнер Р.Б.** К вопросу о колебаниях уровня Японского моря в четвертичное время // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 109—116.
- Крапивнер Р.Б., Данилина Г.С.** Новые данные о строении и истории развития шельфа и материкового склона Японского моря в районе Южного Приморья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51, вып. 3. С. 36—52.
- Красный М.Л.** Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1972. Вып. 33. С. 272—279.
- Криштофович А.Н.** Следы погружившей суши в Японском море // Природа. 1933. N 12. С. 68—69.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.** Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 134. 336 с.
- Кулинич Р.Г., Васильев Б.И., Строев П.А., Шевалдин Ю.В.** Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море) // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974. С. 134—144.
- Лебедев Л.И., Маловицкий Я.П., Муратов М.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.** Сравнительно-тектонический анализ осадочных чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 22—39.
- Левин Л.Э., Вирта А.Н., Зорина Ю.Г.** О некоторых вероятных взаимосвязях тектоники и нефтегазоносности в пределах дальневосточных морей — Японского, Охотского, Берингова // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 6. С. 5—25.
- Леворсен А.** Геология нефти и газа. М.: Мир, 1970. 640 с.
- Леликов Е.П.** Породы докайнозойского фундамента подводной возвышенности Витязя (Японское море) // Геологические исследования

- в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 91—96.
- Лившиц М.Х., Милашин А.П., Сиплатов В.А.* Строение Татарского пролива по данным метода отраженных волн // *Земная кора островных дуг и дальневосточных морей*. М.: Наука, 1972. С. 125—132.
- Линдберг Г.У.* Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 334 с.
- Литкин Ю.С.* Особенности геоморфологии шельфа Японского моря // *Геология окраинных морей Тихого океана*. Владивосток, 1975. С. 75—93.
- Мазарович А.Н.* Основы региональной геологии материков. М.: Изд-во МГУ, 1952. Ч. II. 140 с.
- Маловицкий Я.П.* Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.
- Маргулис Л.С.* Нефтегазоперспективные формации кайнозоя Южного Сахалина // *Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока*. Владивосток, 1975. С. 31—52.
- Маргулис Л.С.* Тектоника дальневосточных морей СССР в связи с перспективами их нефтегазоносности. М.: ВНИИЭгазпром, 1981. 34 с. (Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений; N 2. Обзор.)
- Маргулис Л.С., Семенов Д.Ф.* Кайнозойская история развития Сахалина на основе формационного анализа // *Складчатые системы Дальнего Востока*. Владивосток, 1976. С. 83—92.
- Маргулис Л.С., Шпеталенко М.А., Гриценко И.И., Болдырева В.П.* Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений Татарского пролива // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1980. N 7. С. 75—83.
- Меланхолина Е.Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе // *Тр. ГИН АН СССР*. 1973. Вып. 244. 173 с.
- Меланхолина Е.Н., Ковылин В.М.* Тектоническое строение Японского моря // *Геотектоника*. 1976. N 4. С. 72—87.
- Мечетин А.В., Рязанцев А.А.* О позднечетвертичной морской трансгрессии в Юго-Восточном Приморье // *Геология и геоморфология шельфа окраинных морей*. Владивосток, 1979. С. 140—146.
- Милашин А.П., Сиплатов В.А., Юнов А.Ю., Волков А.П., Таболяков А.Я.* Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива // *Геотектоника*. 1970. N 1. С. 117—120.
- Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 178 с.
- Непрочнов Ю.П., Ковылин В.М., Силин В.А.* и др. Новые данные о строении земной коры в Японском море // *Докл. АН СССР*. 1964. Т. 155, N 6. С. 1426—1431.
- Николаев В.Г.* Строение и развитие неогеновантропогенного чехла Паннонского бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 23 с.
- Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток, 1979. 166 с.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. С. 349—357.
- Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
- Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
- Павлов Ю.А., Семакин В.П.* Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны // *Изостазия*. М.: Наука, 1973. С. 105—121.
- Петрушевский Б.А.* Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М.: Наука, 1964. 300 с.
- Пискунов Б.Н., Хведчук И.И.* Новые данные о составе и возрасте отложений о-ва Моне-рон (северная часть Японского моря) // *Докл. АН СССР*. 1976. Т. 226, N 3. С. 647—651.
- Попов А.А., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Биккенина С.К., Сивков И.Г.* Исследования методом преломленных волн на дальневосточных морских полигонах // *Геология и геофизика*. 1978. N 10. С. 109—118.
- Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли // *Тр. ГИН АН СССР*. 1972. Вып. 234. 221 с.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Шмидт О.А.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей // *Геотектоника*. 1977. N 5. С. 83—94.
- Пуцин И.К., Болдырева В.П., Ващенко Н.Г., Горювая М.Т., Савицкий В.О., Цой И.Б.* Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья // *Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана*. Владивосток, 1977. С. 77—90.
- Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток, 1981. 94 с.
- Родников А.Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 152 с.
- Рудич Е.М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.
- Савицкий В.О., Митрофанова А.И.* О возрасте неогенового чехла о-ва Моне-рон (Японское море) // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология*. 1977. N 6. С. 80—83.
- Саидова Х.М.* Стратиграфия осадков и палеогеография северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей СССР по донным фораминиферам: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 10. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 59—68.
- Севава Дз.* Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий и их взаимоотношение на Японских островах и в прилегающих районах // *Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным*. Владивосток, 1978. С. 52—57.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири

- и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.
- Смирнов Я.Б., Строев П.А., Хуторской М.Д.* О связи теплового и гравитационного полей в Японском регионе // Геотермия: (Геотермические исследования в СССР). М.: ГИН АН СССР, 1976. Ч. II. С. 213—221. Рота-принт.
- Снеговской С.С.* О структуре и происхождении Курильской котловины Охотского моря // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток, 1981. С. 15—22.
- Соловьев А.В.* Характерные черты процесса осадконакопления в Японском море // Сов. геология. 1960. N 9. С. 103—112.
- Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С., Синюков В.И., Храмов И.А., Юнов А.Ю.* Тектоническая терминология зоны перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры // Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974. С. 5—16.
- Строев П.А.* О гравиметрических измерениях Л.В. Сорокина на акваториях Японского и Охотского морей в 1937 г. // Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1969. Вып. 4. С. 5—10.
- Строев П.А.* Гравиметрические работы в 47-м рейсе н/с "Витязь" в Японском море // Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып. 6. С. 112—115.
- Строев П.А.* О характере гравитационных аномалий в свободном воздухе в Япономорской переходной зоне // Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1975. Вып. 8. С. 136—144.
- Строев П.А.* Аномалии Буге и мощность земной коры в Япономорской переходной зоне // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 127—136.
- Строение дна Охотского моря / Под ред. В.В. Белоусова, Г.Б. Удинцева. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Суворов А.А.* Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975. 104 с.
- Суворов А.А., Туезов И.К., Жильцов Э.Г., Алексеев Б.В.* Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры в северной части Японского моря // Геология и геофизика. 1968. N 5. С. 59—67.
- Сушков Н.Г.* Некоторые особенности сейсмичности северо-западной части Японского моря // Сейсмические исследования в Японском море. Владивосток, 1979. С. 58—67.
- Сычев П.М.* Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Табояков А.Я., Тютрин И.И.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Ламанон-Чеховского прогиба Южного Сахалина // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1977. Вып. 41. С. 149—151.
- Тараканов Р.З.* Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1972. Вып. 33. С. 220—228.
- Тараканов Р.З.* Фокальные зоны и их роль в развитии островодужных систем // Геология дальневосточных окраин Азии. Владивосток, 1981. С. 53—66.
- Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. М.: Недра, 1970. 306 с.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
- Тектоника Сибири. Т. IX. Тектоника и нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1980. 160 с.
- Туезов И.К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
- Тулина Ю.В.* Строение земной коры некоторых участков Японского моря и Татарского пролива по данным глубинного сейсмического зондирования // Морская геология и геофизика. 1970. N 1. С. 115—122.
- Филатьев В.П.* О сочленении континентальных структур Сихотэ-Алиня с глубоководной котловиной Японского моря // Морские геофизические исследования. Владивосток, 1975. С. 122—125.
- Филатьев В.П.* Строение верхней части земной коры в северо-восточной части Японского моря по данным НСП // Геофизические исследования переходной зоны от континента к океану в области Японского моря. Владивосток, 1977. С. 77—81.
- Хаин В.Е., Левин Л.Э.* Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1978. N 6. С. 3—18.
- Хведчук И.И., Ефременков А.Ф., Балабко Г.Ф.* Современный структурный план и геологическое строение дна Татарского пролива // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток, 1981. С. 70—80.
- Худяков Г.И.* К происхождению донного рельефа впадины Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974. С. 17—25.
- Худяков Г.И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Худяков Г.И.* Новые пути — новые проблемы в геоморфологии // Геоморфология Дальнего Востока. Владивосток, 1978. С. 5—11.
- Чои Д.Р., Накаяма Т., Торимае К., Мияно М.* Геологическое строение дна северо-восточной части Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. N 5. С. 3—20.
- Шатский Н.С.* Избранные труды. Т. IV. История и методология геологической науки. М.: Наука, 1965. 398 с.

- Шахметов Р.Б.* Распределение мощности осадочного чехла в Японском море. Владивосток, 1972. С. 17—23.
- Шахметов Р.Б.* Результаты геофизических исследований материкового склона Южного Приморья // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974. С. 155—160.
- Шевалдин Ю.В.* Тепловой поток и некоторые вопросы тектоники района Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974. С. 162—167.
- Шевалдин Ю.В.* Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 74 с.
- Шельф Сахалина. М.: Недра, 1975. 192 с.
- Шило Н.А., Косыгин Ю.А., Берсенева И.И.* и др. Строение и история геологического развития земной коры Охотоморского и Япономорского регионов: Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1981. Вып. 2. С. 3.
- Эхара С.* Тепловой поток в Хоккайдо-Охотском регионе и его тектоническое истолкование // Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток, 1978. С. 86—98.
- Юнов А.Ю.* Строение континентального и островного склонов северной части Японского моря и Татарского пролива // Морская геология и геофизика. Л.: Недра, 1971. Вып. 2. С. 79—86.
- Юнов А.Ю.* Соотношение структурных элементов континента и переходной зоны на примере дальневосточных морей // Морская геология и геофизика. Рига, 1972. Вып. 3. С. 32—41.
- Юнов А.Ю.* Общие черты тектоники эпигерцинских плит континентов и эпимезозойских плит окраин Дальнего Востока // Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974. С. 17—29.
- Юнов А.Ю.* Строение, развитие и перспективы нефтегазоносности подводных окраин Западной Африки и Восточной Азии // Тектоника Сибири. Новосибирск, 1980. Т. 9. С. 127—139.
- Яншин А.Л.* О механизме и времени образования глубоководных впадин дальневосточных морей СССР: Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1981. Вып. 11. С. 4—6.
- Ясуи М., Уэда С., Ватанабэ Т.* Результаты изучения теплового потока под дном омывающих Японию морей // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972. Вып. 33. С. 294—301.
- Abe K., Kanamori H.* Mantle structure beneath the Japan sea as revealed by surface waves // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo. 1970. Vol. 48. P. 1011—1021.
- Asanuma T., Murauchi S.* Observations of the acoustic velocity of sediments by means of sono-radio buoy system in the Japan sea // Bull. Nat. Sci. Mus. 1969. Vol. 12, N 2. P. 451—464.
- Asanuma T., Murauchi S., Hotta H.* Seismic reflection studies of the sedimentary layers the sea bottom off Noto peninsula by means of seismic profiler // Nat. Sci. Mus. Mem. 1970. Vol. 13, N 1. P. 77—82.
- Bouma A.H.* Deep-sea fan-deposits from Toyama trough, Sea of Japan // Initial Reports of the DSDP / Ed. D.E. Karig, J.C. Ingle (jun.) et al. Wash., 1975. Vol. 31. P. 489—497.
- Burckle L.H., Akiba F.* Implications of late Neogene fresh water sediment in the Sea of Japan // Geology. 1978. Vol. 6. P. 123—127.
- Circular "Nihonkai" (Japan Sea). Kanazawa Univ., Japan. 1979. N 10. 238 p.
- Evans J.R., Suyehiro K., Sacks I.S.* Mantle structure beneath Japan Sea a reexamination // Geophys. Res. Lett. 1978. Vol. 5, N 6. P. 487—490.
- Finetti J., Morelli C.* Geophysical exploration of the Mediterranean Sea // Boll. geofis. teor. ed appl. 1973. Vol. 15, N 66. P. 263—341.
- Geological Investigation of the Okhotsk and Japan Seas of Hokkaido: Cruise Rep // Geol. Surv. Jap., Tokyo, 1978. N 11. 72 p.
- Geological Investigation of the Japan Sea: Cruise Rep // Geol. Surv. Jap., Tokyo, 1979. N 13. 100 p.
- Geological Investigations in the Northern Margin of Okinawa Trough and Western Margin of Japan Sea: Cruise Rep // Geol. Surv. Jap., Tokyo, 1978. N 10. 80 p.
- Geological map of Japan. Sc. 1:2 000 000 // Geol. Surv. Jap., 1978.
- Geophysical Atlas of the East and Southeast Asian Seas. Lamont Doherty Geological Observatory / Ed. D.E. Hayes. Seater IDOE, 1978. Pt. 7.
- Hamilton E., Moore D., Buffington E., Sherrer P., Avvray J.* Sediment velocities from sonobuoys: Bay of Bengal, Bering Sea, Japan Sea and Northern Pacific // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79, N 17. P. 2653—2668.
- Heezen B.C., Cray C., Segre A.G., Zarudzkii E.F.K.* Evidence of founded continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea // Nature. 1971. Vol. 229. P. 327—329.
- Hilde T.W.C., Wageman J.M.* Structure and origin of the Japan Sea // The Western Pacific: Island Arc, Marginal Seas. Geochemistry / Ed. P.J. Coleman. West. Austral. Univ. press, 1973. P. 415—434.
- Honza E., Kagami H., Nasu N.* Neogene geological history of the Tohoku island arc system // J. Ocean. Soc. Jap. 1977. Vol. 33, N 6. P. 297—310.
- Hoshino M., Homma H.* Geology of submarine banks in the Japan Sea // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1966. N 66. P. 10—16.
- Hotta H.* The structure of sedimentary layer in the Japan Sea // Geophys. Bull. Hokkaido Univ. 1967. Vol. 18. P. 111—131.
- Hsu K.L., Montadert L.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978. Vol. 42, pt 1. 1249 p.

- Ichicura M., Ujue H.* Lithology and planktonic foraminifers of the Sea of Japan piston cores // *Bull. Nat. Sci. Mus. Sec. C (Geol.)*. 1976. Vol. 2, N 4. P. 151—177.
- Iijima A., Kagami H.* Cainozoic tectonic development of the continental slope, northeast of Japan (JwE) // *J. Geol. Soc. Jap.* 1961. Vol. 67. P. 561—577.
- Inoue H., Inoma A., Hattori M.* Basement structure of the shelf west side of northern Honshu, Japan // *Circ. Nihonkai (Jap. Sea)*. 1979. N 10. P. 10—22.
- Isezaki N., Uyeda S.* Geomagnetic anomaly of the Japan Sea // *Mar. Geophys. Res.* 1973. B 2. P. 51—59.
- Ishiwada Y., Ogawa K.* Petroleum geology of offshore areas around the Japanese Islands // *UN ESCAP CCOP. Techn. Bull.* 1976. Vol. 10. P. 23—34.
- Japanese National Report for the UMP. Nat. Comm. UMP Sci. Council Jap. Tokyo, 1967. 25 p.
- Kanamori H.* Great earthquakes at island arcs and the lithosphere // *Tectonophysics*. 1971. Vol. 12. P. 187—198.
- Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 11. P. 2542—2561.
- Karig D.E.* Evolution of arc systems in the western Pacific // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1974. Vol. 2. P. 51—75.
- Karig D.E., Ingle J.C., Jr.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975. Vol. 31. 927 p.
- Kobayashi T.* The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands // *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo. Sec. 2*. 1941. N 5. P. 219—578.
- Kotzumi I.* Neogene diatoms from the Sea of Japan // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 26, N 3/4. P. 231—248.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Houtz R.E.* Sediments and structure of Japan Sea // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86. P. 651—664.
- Malinverno A., Cafiero M., Ryan W.B.F., Cita M.B.* Distribution of messinian sediments and erosional surfaces beneath the Tyrrhenian Sea: geodynamic implication // *Oceanol. acta*. 1981. Vol. 4, N 4. P. 489—496.
- Mazuda K., Okamoto K.* Miocene mollusca from the D 268 samples in the offshore of the Hokuriku // *Geological Investigation of the Japan Sea: Cruise Rep.* Tokyo, 1979. P. 73—74. *Geol. Surv. Jap.*; N 12).
- Minato M.* The origin of "deep sea basins" in the marginal seas behind the island arcs of the western Pacific // *Pacif. Geol.* 1973. N 6. P. 95—100.
- Morelli C.* Geophysics of the Mediterranean // *News-Letter of the Cooperative Investigations in the Mediterranean*. Monaco, 1976. Vol. 7. P. 27—111.
- Murauchi S.* Seismic prospecting of the Japan Sea floor // *Circ. Nihonkai (Jap. Sea)*. 1972. N 7. P. 3—13.
- Murauchi S., Asanuma T., Hagiwara H.* Geological studies on the area off San'in district in the Japan Sea by means of seismic profiler // *Bull. Nat. Sci. Mus.* 1970. Vol. 13, N 1. P. 83—90.
- Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Asanuma T., Ichikawa K., Noguchi I.* A seismic refraction exploration of Kumano Nada, Japan // *Proc. Jap. Acad.* 1964. Vol. 40. P. 111—115.
- Outline of the Geology of Japan // *Geol. Surv. Jap., Tokyo*, 1975. 66 p.
- Preliminary Report of Hakuo Maru. Cruise KH-69-2. Tokyo: Ocean Res. Inst. Univ., 1971. 210 p.
- Ross D., Neprochnov Y.P.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978. Vol. 42, pt 2. 1244 p.
- Sacurai M.* et al. Submarine geological structure and submarine canyons in the area north of Toyama Bay // *J. Geol. Soc. Jap.* 1972. Vol. 78, N 9. P. 475—484.
- Sangree J.B., Widmier J.M.* Interpretation of depositional facies from seismic data // *Geophysics*. 1979. Vol. 40, N 2. P. 131—160.
- Sato T., Sacurai M., Taguchi H., Nagano M., Uchida M., Omori T.* Геология подводной окраины континента к западу от острова Хоккайдо // *Rep. Hydrogr. Res.* 1973. N 8. P. 1—49.
- Schluter H.U., Chun W.C.* Seismic surveys of the east coast of Korea // *UN ESCAP CCOP. Techn. Bull.* 1974. Vol. 8. P. 1—15.
- Scientific Party. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980. Vol. 56/57. 1408 p.
- Seismic stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration // *AAPG Mem.* 1977. Vol. 26. 516 p.
- Soloviev S.L., Touzev I.K., Vasiliev B.I.* The structure and origin of the Okhotsk and Japan seas abyssal depressions according to new geophysical and geological data // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 37, N 1/3. P. 153—166.
- Sugimura A., Uyeda S.* Island Arcs. Japan and its Environs. N.Y., 1973. 247 p.
- Tomoda Y.* Maps of Free Air and Bouguer Gravity Anomalies in and Around Japan. Tokyo: Tokyo Univ. Press, 1973.
- Vail P.R., Hardenbol J.* Sea-level changes during the Tertiary // *Oceanus*. 1979. Vol. 22, N 3. P. 70—79.
- Uyeda S.* Heat flow // *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area* / Ed. S. Myamura, S. Uyeda. Tokyo: Tokyo Univ. Press, 1972. Pt 1. P. 97—105.
- Uyeda S., Vasquier V.* Geothermal and geomagnetic data in and around the island arc of Japan // *The Crust and upper Mantle of the Pacific area*. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1968. P. 349—366 (*Geophys. Monogr.*; N 12).
- Watts A.B.* Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level // *Nature*. 1982. Vol. 297, N 10. P. 469—474.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Краткий очерк геологической и геофизической изученности Японского моря	5
Глава вторая	
Современные взгляды на происхождение и историю развития Японского моря	9
Глава третья	
Краткое описание рельефа дна Японского моря	11
Глава четвертая	
Геологическое строение дна Японского моря и его обрамления. Краткая характеристика их разрезов	13
Разрезы структурных элементов суши, обрамляющей Японское море	13
Разрез дна Японского моря по данным глубоководного бурения и других геологических методов исследования	15
Акустический фундамент и осадочный чехол	18
Глава пятая	
Методика исследований. Основные положения сейсмостратиграфического анализа временных разрезов	21
Глава шестая	
Строение осадочного чехла дна Японского моря	24
Северное (первое) профильное сечение	24
Среднее (второе) профильное сечение	29
Юго-западное (третье) профильное сечение	33
Глава седьмая	
Структурные элементы Япономорского бассейна	37
Современное состояние изученности структурных элементов	37
Структурные элементы Япономорского бассейна	38
Соотношение структурных элементов с рельефом дна моря	50
Глава восьмая	
Глубинное строение Япономорского бассейна	50
Глубинные параметры земной коры Японского моря	50
Интерпретация глубинных параметров Япономорского бассейна	55
Глава девятая	
Развитие Япономорской глубоководной котловины на неотектоническом этапе	56
Глава десятая	
Сравнительная характеристика некоторых структур с утоненной консолидированной земной корой	61
Южно-Охотоморский (Курильский) глубоководный бассейн	61
Глубоководные бассейны Средиземноморского пояса	67
Результаты сравнительного тектонического анализа	70
Глава одиннадцатая	
Нефтегазоносность осадочного чехла Япономорского бассейна	71
Заключение	74
Литература	77

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Outline of geological and geophysical investigations in Japan Sea	5
Chapter two	
Modern viewpoints on the origin and evolution of the structure of Japan Sea	9
Chapter three	
Outline of the floor relief of Japan Sea	11
Chapter four	
Geological and stratigraphical sequences of the Japan Sea floor and in framework. Short characteristic of those profiles	13
Geological and stratigraphical sequences of the Japan Sea framework	13
Geological and stratigraphical sequences of the Japan Sea floor by drilling and other geological data ..	15
Acoustic basement and sedimentary cover	18
Chapter five	
Seismic stratigraphy methods of the investigation	21
Chapter six	
Sedimentary cover of the Japan Sea floor	24
Northern (first) profile	24
Central (second) profile	29
South-western (third) profile	33
Chapter seven	
Structural features of the Japan Sea floor	37
Modern stage of survey of the Japan Sea floor structure	37
Structures of the Japan Sea floor basin	38
Relations between the structures and relief of the Japan Sea floor	50
Chapter eight	
Deep structure of the Japan Sea region	50
Deep features of the crust of the Japan Sea region	50
Interpretation of the Japan Sea deep structure	55
Chapter nine	
Neotectonic evolution of the Japan Sea basin	56
Chapter ten	
Comparative tectonic characteristic of some structures with the thinned consolidated crust	61
Southern Okhotomorsk (Kurile) deepwater basin	61
Deepwater basins of the Mediterranean	67
Summary of the comparative tectonic investigation	70
Chapter eleven	
Hydrocarbon potential of the sedimentary cover of the Japan Sea region	71
Conclusion	74
Literature	77

Михаил Петрович Антипов
ТЕКТОНИКА
НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ОСАДОЧНОГО
ЧЕХЛА
ДНА
ЯПОНСКОГО
МОРЕЯ

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом
АН СССР*

Редактор издательства
Н.М. Митяшова
Художественный редактор
В.Ю. Кученков
Технический редактор
Н.А. Торгашова
Корректор
Е.А. Мишина

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 31591

Подписано к печати 10.02.87. Т — 05820
Формат 70×100^{1/16}
Бумага офсетная N1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 7,2. Усл.кр.-отт. 7,5
Уч.-изд.л. 8,0. Тираж 600 экз.
Тип.зак. 1158. Цена 1р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени
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 И З Д А Т Е Л Ь С Т В Е " Н А У К А "

готовятся к печати книги:

Твердая кора океанов (проект "Литос").

20 л.

В книге приведены данные о петрохимических и геохимических особенностях базальтового магматизма различных областей Мирового океана, даны характеристики габброидов и ультрабазитов. Приводится сопоставление магматических провинций и тектонических районов.

Для геологов, геохимиков, тектонистов.

Тектоника континентов и океанов: (Объяснительная записка к Международной тектонической карте мира 1984 г.).

24 л.

Это расширенная объяснительная записка к Международной тектонической карте мира. В ней изложены современные представления о тектоническом строении континентов и океанов Земли. Описание континентов и океанов выполнено специалистами из разных стран и основывается на богатом новейшем материале.

Для геологов всех специальностей, связанных с изучением структурных элементов Земли в глобальном и региональном масштабе.

Цеховский Ю.Г. Седимено- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане.

20 л.

Необычным геологическим явлением в истории Земли на рубеже мела и палеогена является широкое формирование в гумидных ландшафтах суши зрелых по составу красноцветных кремнисто-каолиновых и каолинит-бокситовых толщ, заместивших в то время во многих районах угленосные формации. На примере изучения раннекайнозойских гумидных красноцветов Казахстана и его обрамления (с привлечением данных по другим регионам Азии и остальным континентам) рассмотрены строение, состав и условия образования этих отложений, реконструированы палеогеографическая обстановка и процессы седименто- и литогенеза.

Для геологов, литологов, стратиграфов, тектонистов.

1 p. 20 κ.