

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

Г.С.ГНИБИДЕНКО

**ТЕКТОНИКА ДНА
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1979

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

H.S.GNIBIDENKO

THE TECTONICS
OF THE FAR EAST
MARGINAL SEAS



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

Moscow 1979



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

Г. С. ГНИБИДЕНКО

ТЕКТОНИКА ДНА
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

2988



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1979



Г н и б и д е н к о Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.
М., "Наука", 1979.

Краевая часть Азиатского континента, окраинные моря и окаймляющие их островные дуги. Многие страны (СССР, США, Япония, Филиппины, Малайзия) проводят геологическое изучение этого обширного региона. Полученные материалы дают возможность исследовать структуру земной коры окраинных морей Дальнего Востока (Берингова, Охотского, Японского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского) и сделать вывод о направленности геологических процессов в этом регионе, который включает разновозрастные складчатые системы, островные дуги, глубоководные впадины и желоба.

Монография рассчитана на советских и зарубежных исследователей, занимающихся проблемами тектоники Тихого океана.

Табл. 1; ил. 41; библи. 802 назв.

Ответственный редактор

А.Г. РОДНИКОВ

Как пядь за пядью у прибрежных стран
Захватывает землю зыбь морская,
Меж тем как суша грабит океан,
Расход приходом мощным покрывая.

В. Шекспир. Сонеты, № 64.

ВВЕДЕНИЕ

ОКРАИННЫЕ МОРЯ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА И ИХ МЕСТО В СТРУКТУРЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Под окраинным морем в данной работе понимается акватория, отделенная от бассейна Тихого океана системой островной дуги, структура дна которой содержит как океанические (глубоководная впадина), так и континентальные элементы (шельф) с переходной зоной (континентальный склон) между ними.

Система окраинных морей по азиатской периферии Тихого океана представлена Беринговым, Охотским, Японским, Восточно-Китайским, Южно-Китайским и Филиппинским морями. Характер структуры и истории геологического развития земной коры этих морей свидетельствует о том, что они составляют эволюционный ряд, в котором крайние положения занимают моря с преобладающей континентальной (Восточно-Китайское) или океанической (Филиппинское) структурой дна.

Окраинные моря Восточной Азии располагаются в зоне перехода океанической земной коры Тихого океана к континентальной коре Азиатского континента. Эта зона перехода соответствует области мезозойско-кайнозойской складчатости внутренней части Тихоокеанского тектонического пояса, обрамляющего Тихий океан, а с внешней стороны пояса располагаются докембрийские платформы Азиатского, Австралийского, Антарктического, Северо- и Южно-Американского материков. В районе Индокитайского полуострова и Южно-Китайского моря Тихоокеанский пояс сочленяется с Альпийско-Гималайским складчатым поясом (Weeks, 1959; Штилле, 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Тектоника Евразии, 1966; Красный, 1968; Пушаровский, 1972а).

За пограничный структурный элемент зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту принят Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс (Тектоника Евразии, 1966), протягивающийся от Чукотского полуострова до Юго-Восточного Китая. Вулканогенный пояс представляет собой структурный элемент первого порядка, сложенный главным образом наземными вулканогенными формациями мелового возраста.

Краевой океанический вал на внешней (тихоокеанской) стороне глубоководного желоба является восточным пограничным структурным элементом зоны перехода и представляет собой широкое пологое поднятие, не превышающее нескольких сот метров над окружающей абиссальной равниной. На валу располагаются отдельные вулканические постройки.

В пределах северо-западного сектора зоны перехода выделяется ряд морфоструктурных элементов наиболее низкого порядка: разновысотные складчатые горные системы, равнины и шельфы со слабодислоцированным чехлом на разновозрастном фундаменте, системы островных дуг, глубоководных впадин

и желобов, представляющие современную геосинклиналиную область на разных стадиях развития. Амплитуда рельефа достигает 13–15 км.

Различия в тектонике между областями этого региона подтверждаются геофизическими данными, которые свидетельствуют о разных типах земной коры, а также о различиях в термодинамических условиях в коре и верхней мантии районов, находящихся на разных стадиях геологического развития.

ПРОБЛЕМЫ, РАССМАТРИВАЕМЫЕ В РАБОТЕ

В результате исследований по программе МГТ (1957–1959 гг.), по проекту Верхняя мантия и Геодинамическому проекту, а также в процессе геологическо-съемочных работ, проводимых различными научно-исследовательскими и производственными организациями Советского Союза, США, Японии, Филиппин, Индонезии, Малайзии, КНР и других стран, получена обширная геолого-геофизическая информация, позволяющая составить представление о структуре земной коры и отчасти верхней мантии для зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану и сделать выводы о генезисе структурных элементов этой зоны, характере и направленности геологических процессов. Исследование структуры земной коры, в свою очередь, является основой для оценки перспектив акваторий окраинных морей на нефть и газ.

Зоны перехода от океанической к континентальной коре; особенно такие сложные, как северо-западная внутренняя часть Тихоокеанского пояса, являются в настоящее время ключевыми, с точки зрения понимания фундаментальных геологических процессов, формирующих (или формировавших) структуру земной коры различных типов, а также – выяснения закономерностей размещения и локализации полезных ископаемых в разновозрастных структурных элементах земной коры. Именно здесь могут быть исследованы проблемы, имеющие важное методологическое значение для геологии океана и континентов, а также проблемы прикладного характера, относящиеся к поискам месторождений минерального и углеводородного сырья.

В качестве аксиоматического положения можно утверждать, что в зонах перехода от океана к континенту протекает геологический процесс, трансформирующий земную кору из одного типа (океанического) в другой (континентальный). В связи с этим важнейшими задачами, рассматриваемыми в данной работе, являются:

1. Анализ тектоники основных типов земной коры зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту и условий их формирования.

Задается следующий ряд типов земной коры: талассократонный – островных дуг – складчатых систем – молодых платформ (квазиплатформ) – плит (платформ). Исследование структуры типов земной коры в этой последовательности удобно провести на региональной основе – акваториях окраинных морей, прилегающих участках суши и северо-западной части Тихого океана. Структура земной коры этих акваторий, в свою очередь, образует ряд, иллюстрирующий последовательность этапов развития земной коры, которая может быть преобразована в ретроспективную (историческую) последовательность, свидетельствующую о направленности геологических процессов в зоне перехода. Это является основанием для постановки второй задачи.

2. Исследование направленности геологических процессов в зоне перехода, роли и места проявлений процессов, связанных с "расширением океанического дна" или "дрейфом" континентальных блоков коры.

Если считать геосинклиналиный процесс конструктивным, то важно выяснить, основываясь на современных геолого-геофизических данных, имеют ли место в зоне перехода деструктивные процессы: деградация континентальной коры в результате ее базификации или распад ее на отдельные блоки в результате дрейфа. В связи с этим особое значение имеет:

а) анализ структуры и происхождения глубоководных впадин окраинных морей, которые рассматриваются или как "реликтовые", или как "новообразованные" структурные элементы;

б) понимание структурной эволюции шельфовых плит: являются ли эти плиты молодыми платформами (квазиплатформами), или они представляют собой остатки деградировавших древних платформ.

Поскольку в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану проявляется интенсивный конструктивный современный геосинклинальный процесс, то в связи с этим формулируется третья задача.

3. Исследование геосинклинального процесса, реализующегося через системы островных дуг. Этапы геосинклинального процесса.

Так как в островных дугах Восточной Азии можно выделить последовательность, отражающую этапы геосинклинального процесса, то следует проанализировать:

- а) структуру современных островных дуг и условия их заложения;
- б) структурную эволюцию глубоководных желобов и их роль в геосинклинальном процессе.

Кроме того, имеющаяся к настоящему времени информация позволяет аргументированно рассмотреть вопрос:

- в) о фундаменте геосинклинальных систем северо-западной части Тихоокеанского пояса и условиях их заложения — являются они энсиматическими или энсиалическими геосинклиналями.

ИНФОРМАЦИОННЫЙ ПОТОК И МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Окраинные моря Восточной Азии вместе с прилегающими участками суши интенсивно изучаются государственными и частными организациями США, Японии, Индонезии, Малайзии и КНР. Значительный вклад в изучение строения земной коры зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану внесли научно-исследовательские организации АН СССР и Министерства геологии СССР.

В этой работе использованы все доступные геолого-геофизические данные по тектонике и нефтегазоносности земной коры окраинных морей. Следует отметить, что часть данных по строению верхней части земной коры на акватории Восточно-Китайского, Южно-Китайского и Филиппинского морей, полученная частными организациями, практически недоступна для использования в связи с тем, что эта информация представляет потенциальную экономическую ценность.

Данные из разных источников, в том числе и полученные автором или при участии автора этой работы, кодировались на перфокарты по региональному и систематическому принципу, а внутри регионального отдела они суммировались по дескрипторам: структура, состав и эволюция. По дескрипторам формировались массивы данных, из которых отсеивалась избыточная и устаревшая информация.

В этой работе в качестве основного логико-методологического средства для исследования такого сложного объекта, как земная кора, используется системный подход (Косыгин, 1969; Косыгин, Соловьев, 1969; Косыгин и др., 1973; Famer, 1969), который "определяется как эксплицитное выражение процедур представления объектов как систем и способов их исследования..." (Блауберг и др., 1969, с. 8).

В соответствии с работой Ю.А. Косыгина и В.А. Соловьева (1969) выделены статические, динамические и ретроспективные системы, являющиеся основой для синтеза иерархических моделей структуры земной коры (статические системы) и моделей ее геологической эволюции (ретроспективные системы). Естественно, что статические и ретроспективные системы имеют отдельные понятийную и терминологическую базы, причём статические модели служат отправными при построении ретроспективных моделей развития земной коры, а переход от первых ко вторым моделям осуществляется на основе принципа униформизма (Challinor, 1968).

При построении структурных моделей земной коры и моделей ее геологической эволюции особенно важно соблюдение иерархического порядка (Берталан-

фи, 1969; Косыгин и др., 1972а, б) как в структуре, так и в порядке процессов, причем для выявления структуры необходимо применение принципа симметрии (Игнатьев и др., 1972).

Кроме того, при конструировании статичных структурных моделей для земной коры акваторий окраинных морей допускается, что имеющиеся геолого-геофизические данные несут интегральную информацию о составе и всех трансформациях, произошедших в процессе ее развития. Эта информация используется только для выявления состава и структуры коры, а ее эволюция описывается только после приложения к данной структуре теории геосинклинального процесса, играющей в этом случае роль метода для расшифровки истории геологического развития региона.

Книга написана на основе обширных геолого-геофизических данных, полученных советскими и зарубежными исследователями, а также результатов личных исследований автора в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, выполнявшихся с 1962 г. Эти исследования проводились в ДВГИ и СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в рамках различных международных программ, в том числе проекта Верхняя мантия и Геодинамического проекта.

Автор благодарит Х.Аоки, И.И.Берсенева, К.Б.Бёрка, У.Гамильтона, М.Горай, А.Грантца, И.П.Косминскую, Л.И.Красного, К.А.У.Крука, А.Купера, М.Лангсетта, М.М.Лебедева, А.А.Майерхоффа, М.Минато, М.А.Мишкина, Т.Нозава, М.Озима, У.У.Паттона, А.Г.Родникова, С.С.Снеговского, В.А.Солсвьева, П.М.Сычева, Р.З.Тараканова, М.Термана, Й.Томоду, В.Я.Троцюка, И.К.Туезова, Э.Херрон, Д.Хопкинса, М.Хосино, Н.С.Хэйла, М.М.Чуркина, Д.У.Шолла, К.С.Шашкина, С.Эхара и А.Л.Яншина за обсуждение изложенных здесь идей, предоставленные материалы, консультации, замечания и совместную работу по различным программам.

Автор особенно благодарен Т.Г.Быковой за ее неизменную помощь в подготовке рукописи.

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Принципы тектонического районирования континентальной земной коры и методы составления тектонических карт континентов рассматриваются в ряде работ (Херасков, 1967; Яншин, 1965; Борукаев, Парфенов, 1972; Гурари и др., 1972; Косыгин, 1972; Розанов, 1972) и особенно детально проанализированы Т. Н. Спижарским (1973), который определяет тектоническое районирование как выделение в земной коре регионов с определенной структурой.

В этой работе под тектоническим районированием будет пониматься построение структурной модели некоторого участка земной коры, а "возраст складчатости" — в соответствии с формулировкой Н. П. Хераскова (1967, с. 257) как "приблизительное время окончания развития геосинклинальных систем и как переломная эпоха, после которой на данной площади развиваются только платформенные или другие негеосинклинальные формы и отложения...".

Мелкомасштабное тектоническое районирование земной коры континентального типа по возрасту главной складчатости, принципы которого разработаны советскими учеными (Архангельский, 1939; Шатский, Богданов, 1961; Яншин, 1965), явилось методическим приемом, позволившим расшифровать элементы структуры земной коры наиболее низкого порядка в складчатых системах и дать ретроспективную картину их развития. Это районирование представляет собой частную теорию (Вотах, 1973), описывающую структуру коры на уровне структурных элементов второго порядка (рис. 1).

Однако применение принципа районирования по возрасту главной складчатости встретило препятствия, как это было показано при составлении тектонической карты Евразии (Яншин, 1965), из-за асинхронности проявления складчатости в пределах достаточно обширной территории и из-за трудностей выделения структурных этажей внутри складчатых областей. А. Л. Яншин (1965) подчеркивает, что последнее затруднение отчасти удается разрешить, используя метод формационного анализа.

Кроме того, принцип районирования по возрасту складчатости практически невозможно применить для чехла фанерозойских и более древних платформ, в связи с чем оно обычно проводится на основе структурного анализа (Гурари и др., 1972; Розанов, 1972), включающего приемы, при помощи которых на тектонической карте отражается главным образом статическая структура чехла и фундамента, а выделение структурных элементов проводится по комплексу вещественных (формационных) и геометрических признаков.

Следует отметить, что Т. Н. Спижарский (1973, с. 94) полагает: "...генетическую основу тектонического районирования по типу строения регионов составляют тектонические режимы, под воздействием которых регионы формируются. Поэтому такое районирование можно именовать районированием по особенностям тектонических регионов...". Однако, основываясь на работах (Косыгин, Соловьев, 1969; Косыгин и др., 1972б), будем считать специальной задачей ретроспективного анализа объяснение прошлого тектонического режима, при котором формировалась реальная структура земной коры. В связи с этим переход от статической модели (тектонической карты) к ретроспек-

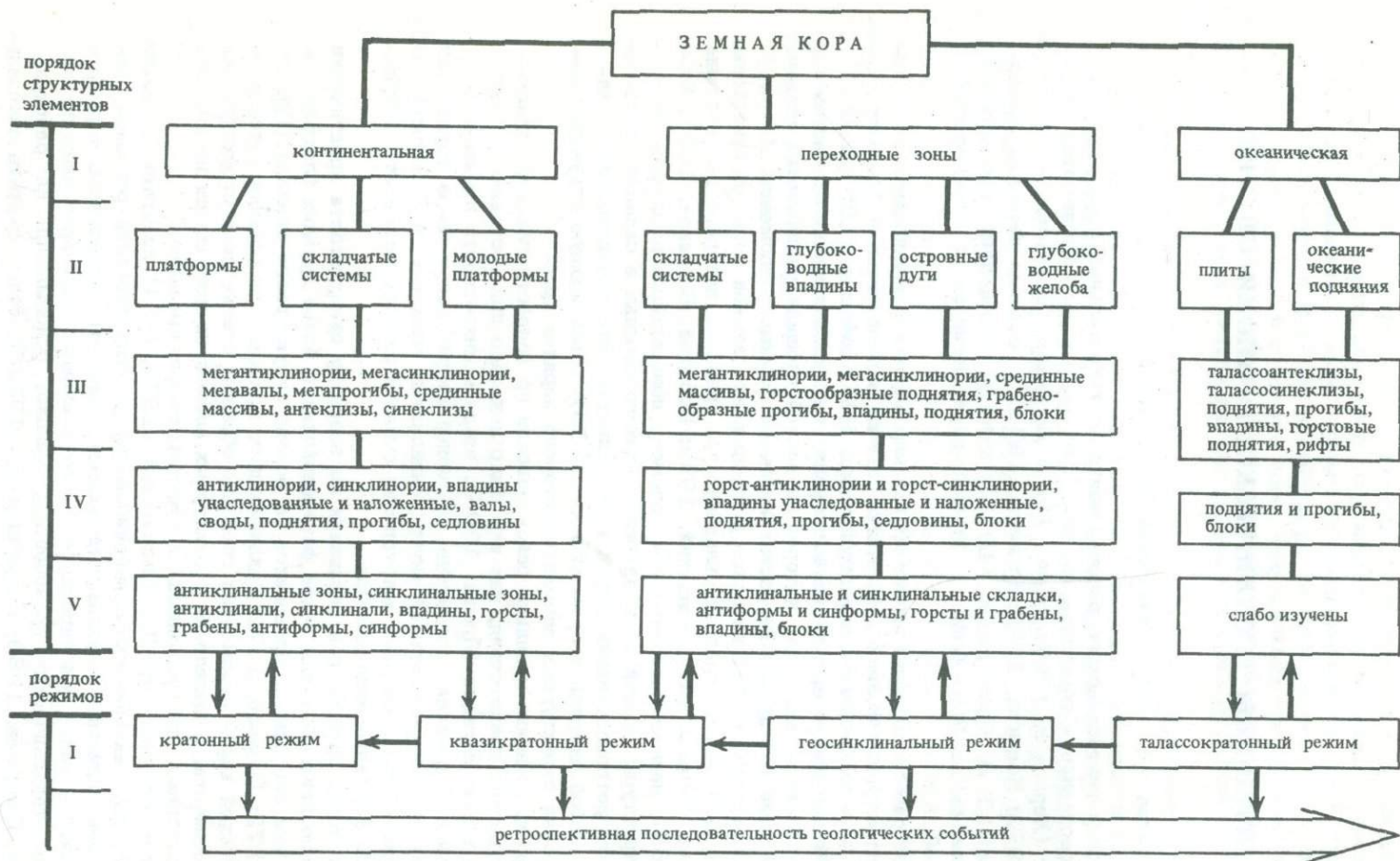


Рис. 1. Схема классификации статической системы структурных элементов земной коры и ее соотношение с ретроспективной (историко-генетической) последовательностью

тивной (описанию тектонического процесса) должен сопровождаться процедурой присвоения структурным элементам (или структурам) тектонической карты историко-генетических обозначений (ретроспективных имен). Таким образом, информация о тектоническом режиме для определенного района земной коры может быть получена лишь после того, как будет выяснена его структура.

КРИТЕРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Геология дна океанов и континентов свидетельствует о том, что земная кора этих структурных элементов наиболее низкого ранга имеет различный генезис: земная кора океанов находится на догеосинклинальной и раннегеосинклинальной стадиях развития, кора континентального типа — на орогенном и посторогенном этапах. Процесс трансформации (геосинклинальный процесс) коры одного типа (океанического) в другой (континентальный) реализуется в зонах перехода от океанов к континентам.

Если полагать, что генезис земной коры океанов и континентов различен, то очевидно, что структуры океанического и континентального типов коры неизоморфны и, следовательно, тектоническое районирование континентов и дна океанов следует основывать на различных подходах. Под изоморфизмом систем понимается отношение между объектами тождественной структуры, т.е. такие типы двух моделей, структуры которых неразличимы.

Так, для континентальной коры структурный (или структурно-формационный) принцип, рассматриваемый как дальнейшее развитие районирования по возрасту складчатости, в настоящее время является, вероятно, наиболее развитым приемом для расшифровки региональной структуры коры и создания на этой основе ретроспективных (историко-генетических) моделей развития.

Под структурным принципом здесь понимается процедура (Косыгин и др., 1967) выделения системы структурных элементов в земной коре, фиксируемых конечным (небольшим) набором признаков, причем геологические тела выделяются на основе вещественных (формационных) характеристик, полученных не только прямыми наблюдениями, но также путем интерпретации и экстраполяции геофизических данных на районы, где невозможно получить непосредственные сведения о составе.

Для океанической коры наиболее приемлемым (Богданов и др., 1967; Боголепов, Чиков, 1972; Удинцев, 1972; Пушаровский, 1972б) является морфоструктурный принцип тектонического районирования, основывающийся на выделении системы геологических тел, фиксируемых конечным набором геоморфологических, геофизических (криптоструктурных) и (в меньшей степени) формационных признаков. При этом следует отметить, что морфоструктурный элемент имеет наряду с ограничивающей геоморфологической поверхностью, сложную внутреннюю структуру, обычно выявляемую геофизическими методами. В этой работе будем считать, что "морфоструктура состоит из таких форм земной поверхности, которые сформировались в результате взаимодействия между эндогенными и экзогенными силами..." (Gerasimov, Mescherikov, 1968, с. 731).

Геоморфологические признаки выступают на первое место в данном случае не только потому, что накоплена достаточно обширная информация о рельефе дна океанов, но главным образом в связи с тем, что в условиях незначительного воздействия агентов подводной денудации этот рельеф отчетливо связан с внутренней структурой коры, во всяком случае с ее верхней частью.

В зонах перехода от океана к континенту очевидно взаимное перекрытие множеств признаков, реализуемых структурным и морфоструктурным принципами, которые, однако, оба вполне могут быть использованы, но только для различных порядков в системе структурных элементов переходных зон западно-тихоокеанского типа. Имеющаяся информация о структуре зон перехода этого типа (Дрейк, Нэф, 1970; Белоусов, Косминская, 1970; Cullen, 1970; Красный, 1973) позволяет сделать вывод, что морфоструктурный принцип тек-

тонического районирования может быть корректно реализован главным образом только для выделения структурных элементов наиболее низкого (второго) порядка, тогда как для выделения структурных элементов более высоких порядков может быть использован структурно-формационный принцип и районирование по возрасту главной складчатости.

Очевидно, что в переходных зонах, где наблюдается переход от океанических структур к континентальным, морфоструктурный принцип, пригодный для тектонического районирования океанической коры, должен сменяться структурно-формационным подходом и районированием по возрасту главной складчатости.

Таким образом, в зонах, перехода происходит смена "правил тектонического районирования", морфоструктурный принцип тектонического районирования сменяется структурным (структурно-формационным).

Системно-структурный подход при анализе тектоники земной коры зон перехода от океана к континентам предполагает выделение структуры как одной из характеристик ее стабильной (неизменяющейся в процессе развития) стороны. В этом смысле структура земной коры представляет собой инвариантный аспект этой системы относительно трансформации земной коры переходной зоны в континентальную кору.

При этом, однако, имеется в виду не усложнение структуры коры только путем расширения за счет повторения элементарной пары эвгеосинклиналь - миогеосинклиналь, а устойчивость сочетания этой пары, подразделяющейся на структурные элементы более высокого порядка (эвгеосинклинальное поднятие и эвгеосинклинальный прогиб, миогеосинклинальное поднятие и миогеосинклинальный прогиб), формирующая структуру с переносной симметрией.

Развитие структурных элементов третьего порядка (повторение элементарной пары эвгеосинклиналь - миогеосинклиналь) постепенно приводит к переорождению океанических структурных элементов зоны перехода и к трансформации структуры океанического типа в континентальную. При этом сохраняется структура геосинклинали, трансформированная в систему мегантиклинориев и мегасинклинориев, на которую в орогенную стадию накладывается структура чехла.

Структурными элементами второго порядка (см. рис. 1) для зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту являются: шельфы (плиты), геантиклинальные поднятия (островные дуги), глубоководные желоба и впадины. С суши в пределы подводной окраины континента (шельф) обычно прослеживаются не только структурные элементы второго порядка (складчатые системы и платформы), но также третьего (мегантиклинории, мегасинклинории, мегавалы и мегапрогибы) и четвертого (антиклинории, синклинории, валы, прогибы) порядков. Геофизические данные позволяют выявить систему разломов, которые в ряде случаев играют роль естественных ограничений структурных элементов.

Складчатые комплексы, слагающие структурные элементы суши, на шельфе в большинстве случаев входят в состав фундамента и прослеживаются в виде поднятий фундамента под чехлом более молодых отложений. Синклинорным элементам суши на шельфе обычно соответствуют прогибы фундамента, выполненные отложениями чехла. Чехол залегае на фундаменте или с несогласием, или унаследованно, и деформации отложений в прогибе в этом случае являются конседиментационными. Унаследованность чехла по отношению к фундаменту устанавливается чаще всего для прогибов, на поднятиях чехол обычно залегае несогласно. На палеозойском и более древнем фундаменте чехол залегае в большинстве случаев с достаточно резким (угловым) несогласием.

Следует подчеркнуть, что тектоническое районирование шельфа позволяет сравнительно детально расшифровать структуру чехла, для которого имеется относительно большой объем информации (сейсмопрофилирование, отбор рыхлых отложений и драгирование, бурение), тогда как районирование фундамента опирается главным образом на анализ пространственного расположения зон разновозрастной складчатости на прилегающих участках суши и прослеживание этих

зон в пределы акватории на основе изучения гравитационного и магнитного полей. Прямых данных о составе фундамента (бурение, драгирование) для шельфов и континентальных склонов пока еще немного.

В качестве структурных элементов второго порядка земной коры океанов выделяются плиты и океанические поднятия со структурными элементами третьего порядка в виде талассоантеклиз, горстовых поднятий, прогибов и рифтов.

Для целей тектонического районирования в этой работе будет использована схема классификации структурных элементов земной коры, приведенная на рис. 1 и построенная на основании работ (Тектоника..., 1966; Рудкевич, 1969; Принципы..., 1971; Пушаровский, 1972б; Розанов, 1972; Боголепов, Чиков, 1972; Удинцев, 1972; Красный, 1973; Спижарский, 1973).

Для историко-генетического (ретроспективного) анализа необходимо ввести понятие о тектоническом режиме. Разработке тектонического районирования земной коры на основе представления о тектонических режимах уделил большое внимание Т.Н.Спижарский (1973); используя его экспликацию, можно дать следующее определение высокой степени общности: тектонический режим — это совокупность геологических процессов, формирующих земную кору. Выделим следующие тектонические режимы наиболее низкого порядка: талассократонный, геосинклинальный, квазиplatformный и платформенный. Каждый из этих режимов может быть подразделен на ряд стадий.

Для перехода к ретроспективному (историко-генетическому) описанию тектонического процесса необходимо соотнести структурные элементы земной коры с современными тектоническими режимами, а затем выстроить эти бинарные отношения в ретроспективную последовательность. Поскольку отношения между членами этой последовательности транзитивны на основе принципа униформизма, это позволяет использовать ее для реконструкции истории тектонических событий. Достаточно уверенно выделяется именно последовательность этих событий, тогда как исследования ее масштаба (метрики) находятся на стадии становления (Косыгин и др., 1974).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Для целей тектонического районирования земной коры зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту целесообразно использовать структурный и морфоструктурный принципы, дополняя их мелкомасштабным районированием по возрасту складчатости.

В зоне перехода от земной коры океанического типа к континентальной коре происходит смена "правил тектонического районирования": морфоструктурный принцип районирования сменяется структурным (структурно-формационным).

Проведение историко-генетического анализа тектонического процесса возможно на основе выделения современных тектонических режимов и соотнесения их с ретроспективной последовательностью.

Глава 2

ТЕКТОНИКА ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ВВЕДЕНИЕ

В этой главе анализируется структура регионов окраинных морей Восточной Азии: Берингова, Охотского, Японского, Восточно-Китайского и Желтого, Южно-Китайского и Филиппинского с прилегающими к акваториям участками суши. Земная кора этих окраинных морей находится на различных стадиях структурной эволюции, которая иллюстрирует трансформацию коры океанического типа в кору континентального типа с докембрия по настоящее время по периферии Тихого океана в результате геосинклинального процесса.

Анализ структуры земной коры служит основой для ретроспективной модели развития зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, которая приводится в следующей главе.

БЕРИНГОВО МОРЕ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Основными элементами рельефа дна Берингова моря (рис. 2) являются шельф, континентальный склон, подводные хребты и глубоководная впадина.

Берингоморский шельф простирается вдоль прилегающих к морю материков и подразделяется на камчатско-корякскую и чукотско-алюскинскую части (рис. 3). Средняя глубина шельфа Берингова моря около 150 м (Гершанович, 1962). Со стороны открытого моря шельф ограничен бровкой. Бровка находится на глубине от 120 до 165 м.

Поверхность шельфа полого наклонена в сторону глубоководной впадины. В пределах камчатско-корякского шельфа уклон выражен более отчетливо, но и здесь редко превышает $30'$ (Удинцев и др., 1959). Для большей части чукотско-алюскинского шельфа характерны небольшие углы наклона дна: $1-2'$.

Выделяются уступ континентального склона и его подножие (Гершанович, Котенев, 1964; Котенев, 1965; Scholl e.a., 1968). Перегиб между ними находится обычно на глубинах 2800-3200 м, а иногда - 2400-2600 м. Наклон уступа колеблется от $2-3^\circ$ у корякского побережья до $8-10^\circ$ у берегов Камчатки. Для чукотско-алюскинской части склона типичны более пологие углы наклона, составляющие $5-6^\circ$.

Континентальный склон расчленен подводными долинами, которые являются крупнейшими в мире. Глубина вреза достигает 2600 м (долина Жемчуг), ширина - до 45 км (Прибыловская долина). В средней части большинство долин имеет каньонообразный облик. Крупные долины берут начало в зоне внешнего шельфа. Вероятно, большое значение в их образовании сыграли разрывные нарушения, предопределившие их форму и ориентировку (Scholl e.a., 1970).

Подножие континентального склона в виде волнистых наклонных равнин расположено на всем его протяжении и переходит в равнины дна глубоководной впадины. Общий наклон поверхности редко превышает 1° . Вероятнее всего, подножие представляет собой конусы выноса терригенного материала, снесенного со склона и шельфа по подводным долинам (Scholl e.a., 1968).

Глубоководная впадина Берингова моря разделяется подводными хребтами Ширшова и Бауэрс на три котловины: Командорскую, Алеутскую и Бауэрс, дно которых лежит примерно на одном уровне — 3500–3900 м.

Глубоководные котловины представляют собой обширные равнины, сложенные с поверхности толщей горизонтально залегающих слоистых отложений. Сквозь осадочную толщу просвечивают отдельные пологие широкие валы к западу и востоку от подводного хребта Ширшова и к западу от хребта Бауэрс.

Командорско-Алеутский подводный хребет в виде дуги протягивается от полуострова Камчатки до Аляски на расстояние около 2200 км. Довольно глубокие прогибы делят единый массив на пять блоков, увенчанных группами островов: Командорскими, Ближними, Крысьими, Андреяновскими и Лисьими. Наиболее глубокий, Камчатский пролив является продолжением Курило-Камчатского глубоководного желоба. К северу от Крысьих островов ответвляется подводный хребет Бауэрс.

Высота Командорско-Алеутского хребта около 3500 м над дном глубоководных котловин. Незначительная его часть возвышается над уровнем моря, достигая иногда отметок 2700 м в районе современных вулканических построек (Wahhaftig, 1965).

Северный склон хребта несколько круче южного, но и здесь его уклон, как правило, очень редко превышает 10° . К верхней части уступа северного склона приурочена область распространения вулканогенного рельефа, представленного цепью действующих и потухших вулканов (Gibson, Nichols, 1953) и отдельными вулканогенно-тектоническими депрессиями типа впадины Булдырь (Marlow e.a., 1970).

Вдоль южного (тихоокеанского) склона Командорско-Алеутского хребта располагается ступень шириной 20–40 км, которая находится примерно на уровне дна глубоководной впадины Берингова моря (Gates, Gibson, 1956; Gibson, 1960).

Подводные хребты Ширшова и Бауэрс (см. рис. 3) располагаются в пределах глубоководной впадины. Широкий пологосклонный (уклон $1-2^{\circ}$) подводный хребет Ширшова протягивается к югу от Олюторского полуострова. В северной части, на глубине 600–700 м, хребет имеет почти горизонтальную вершинную поверхность, отделенную от внешнего шельфа уступом, и широкое основание, достигающее 220 км. Западная оконечность хребта Бауэрс почти соединяется с южным окончанием хребта Ширшова. Высота первого по направлению на запад уменьшается до 1000–1500 м; осевая часть хребта также имеет субгоризонтальную выровненную поверхность.

ОБЗОР ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геофизические методы широко использовались при изучении структуры земной коры Берингова моря. Для этих целей применялись различные виды сейсмических исследований с использованием преломленных волн (МПВ — ГСЗ) и отраженных волн — непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), проводились магнитометрическая и гравиметрическая съемки, изучались тепловой поток и землетрясения (Stone, 1968; Kienle, 1971; Pratt e.a., 1972; Cooper e.a., 1976; Watanabe e.a., 1977).

При геологических исследованиях проводился отбор донных осадков, а также драгировалось дно в районах выходов коренных пород (рис. 4, вкл.).

Драгирование в районе подводной долины Прибылова (Hopkins e.a., 1969) позволило поднять с глубины примерно 1600 м образцы коренных пород, датированные по остаткам фауны поздним мелом. Это пока наиболее древние породы, драгированные на акватории моря.

Геологические исследования дна Берингова моря вступили в новую фазу, когда США в 1971 г. провели глубоководное бурение с судна "Гломар Челленджер" в шести районах моря (Initial Reports..., 1973).

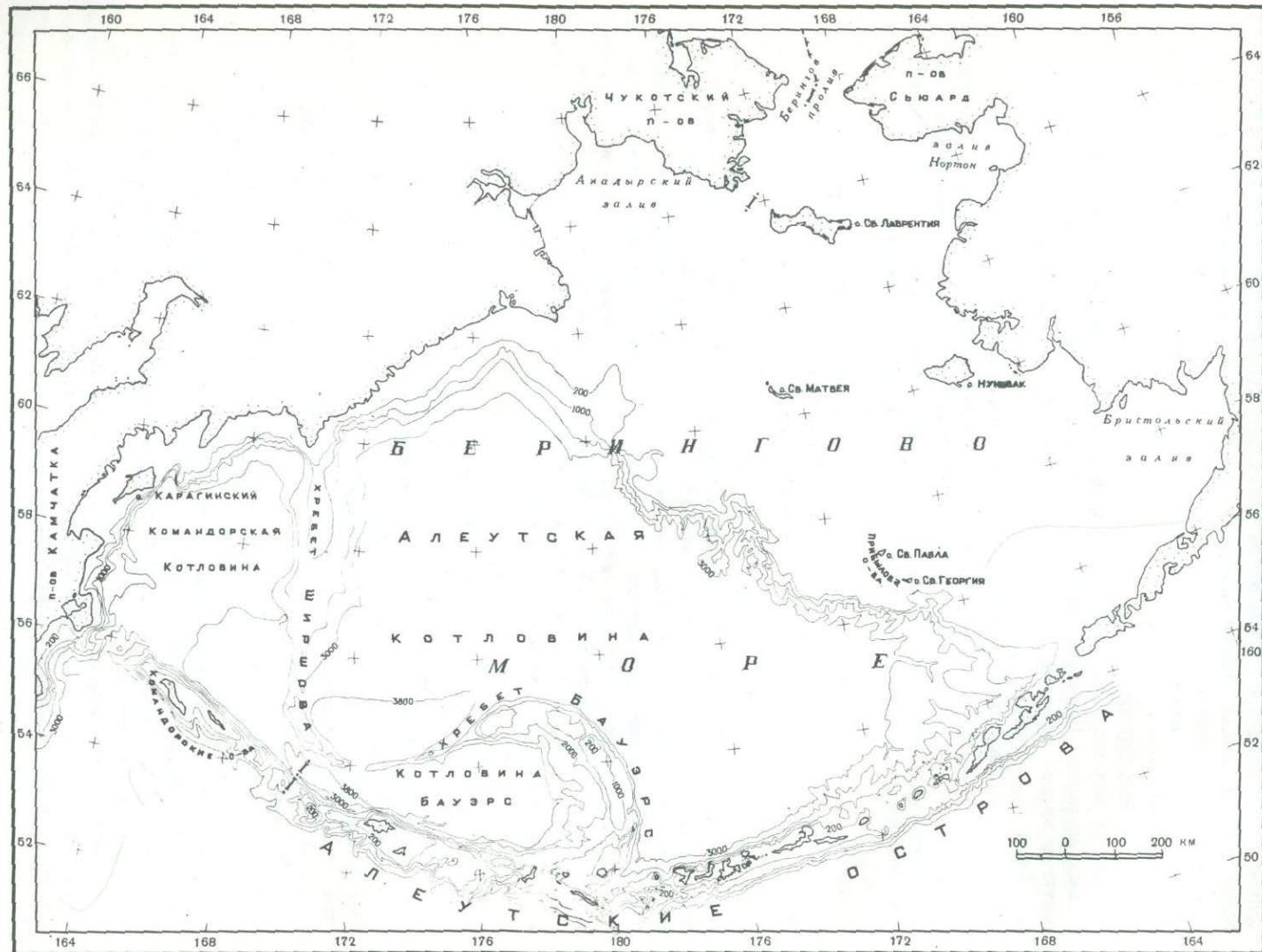


Рис. 2. Батиметрическая схема Берингова моря по Батиметрическому атласу (Bathymetric Atlas..., 1973), с дополнениями

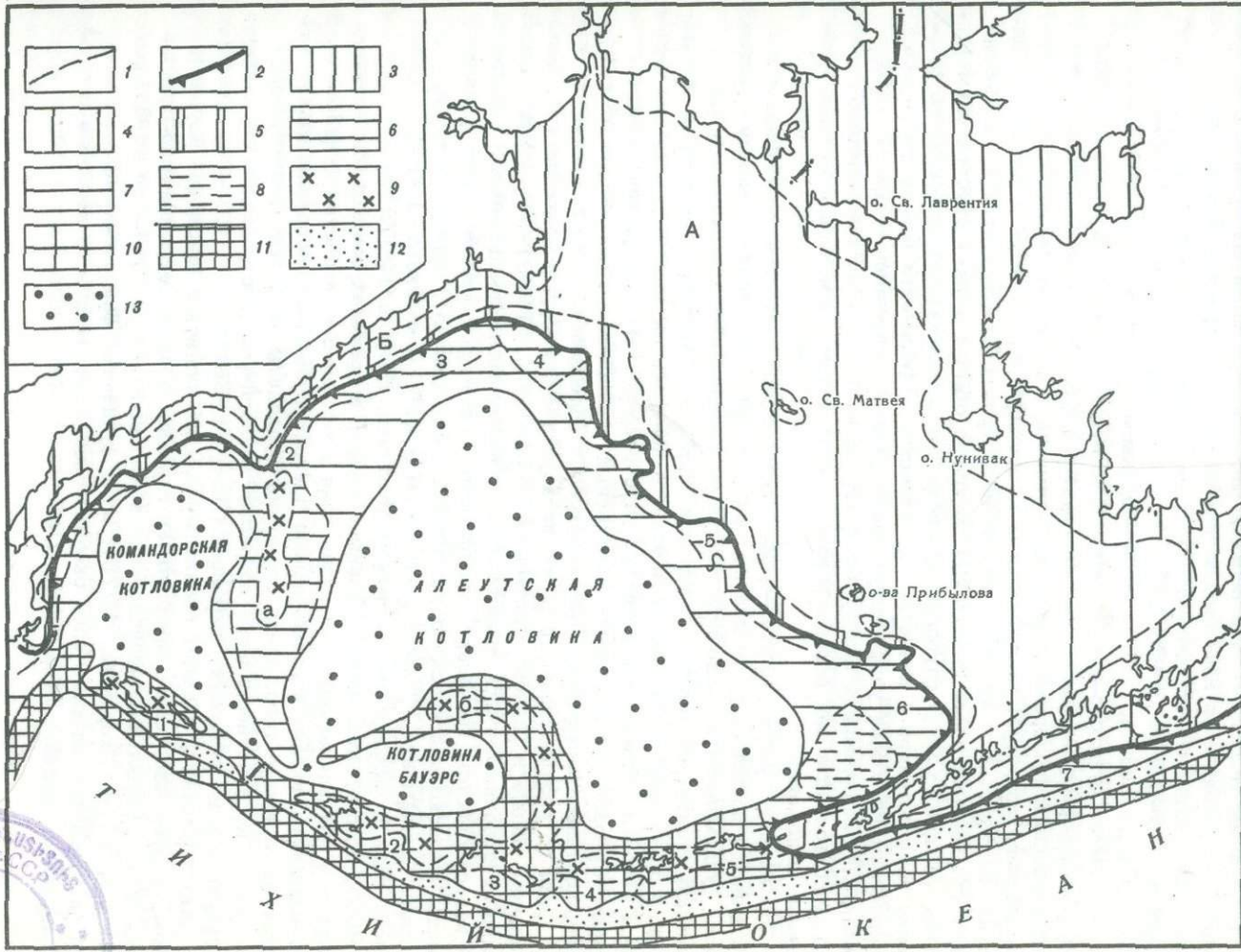


Рис. 3. Геоморфологическая схема Берингова моря. Составил А.А. Сваричевский

1 - границы районов и зон; 2 - бровка шельфа; 3 - береговой склон; 4 - центральная зона шельфа (буквы на схеме): А - Чукотско-Аляскинского, Б - Камчатско-Корякского; 5 - внешняя зона шельфа; 6 - уступ континентального склона (цифры на схеме): 1 - Прикамчатский, 2 - Олюторский, 3 - Корякский, 4 - Наваринский, 5 - Восточно-Берингоморский, 6 - Бристольский, 7 - Восточно-Алеутский; 7 - подножие континентального склона; 8 - подводное плато Умнак; 9 - вершинные поверхности хребтов (буквы на схеме): а - Ширшова, б - Бауэрс; 10 - Алеутский подводный хребт с хребтом Бауэрс и их склоны (цифры на схеме): 1 - Командорский, 2 - островов Ближних, 3 - островов Крысыих, 4, 5 - Андреяновских островов (4 - западная часть, 5 - восточная часть); 11 - Алеутский глубоководный желоб; 12 - Алеутская глубоководная терраса; 13 - глубоководные котловины



Основные морфоструктурные элементы дна Берингова моря представлены подводными окраинами Азиатского и Северо-Американского континентов, глубоководной впадиной, отделенной от Тихого океана Командорско-Алеутским хребтом и подводными хребтами Ширшова и Бауэрс, разделяющими эту впадину на котловины Бауэрс, Командорскую и Алеутскую. Эти морфоструктурные элементы характеризуются сложной кристоструктурой, которая выявляется на основе анализа геофизических и геологических данных, а также путем прослеживания главнейших структурных элементов Корякского нагорья, Чукотского полуострова и Аляски на акваторию моря.

Структурно-формационные комплексы

По данным НСП и МПВ, в верхней части земной коры континентальной окраины Берингова моря выделяются: фундамент со скоростью продольных сейсмических волн (v_p) от 3,4–3,6 до 5,5–6,6 км/с и осадочный чехол в пределах от 1,7–3,2 до 3,4 км/с (Shor, 1964; Гайнанов и др., 1968; Ludwig e.a., 1971a,b; Ludwig, 1974); v_p ср в осадочном комплексе около 2,3–2,4 км/с.

Фундамент чукотско-аляскинского и камчатско-корякского шельфов представлен деформированными осадочно-вулканогенными, геосинклинальными и позднегеосинклинальными формациями раннепалеогенового, мезозойского и палеозойского возраста, выступающими на дневную поверхность в Корякском нагорье, на Чукотке и Аляске, а также на островах Св. Лаврентия и Св. Матвея. Этот геосинклинальный складчатый комплекс обычно служит акустическим фундаментом при НСП. В глубоких прогибах при специфических условиях возбуждения и регистрации в качестве акустического фундамента может выступать: кровля нижней, более уплотненной части разреза осадочного чехла. В геосинклинальных поднятиях акустическим фундаментом служат вулканиты кайнозойского возраста или деформированные и достаточно консолидированные осадочные отложения.

Во внешней части чукотско-аляскинского шельфа акустический фундамент обнажается на поверхности дна на склонах каньонов. Здесь же между акустическим фундаментом и осадочной толщей устанавливается угловое несогласие, которое становится менее отчетливым в глубоких прогибах вдоль края шельфа, а по направлению к Чукотке и Аляске, в центральной части шельфа, оно делается довольно резким и коррелируется с несогласием, отделяющим средневерхнекайнозойские отложения наложенных и унаследованных впадин от геосинклинальных мезозойско-палеогенового и палеозойского комплексов.

Судя по результатам драгирования акустического фундамента на континентальном склоне в каньоне Прибылова (Hopkins e.a., 1969), он сложен флишеидно переслаивающимися алевролитами и песчаниками поздне мелового возраста. В известковом песчанике, драгированном в каньоне Жемчуг (центральная часть чукотско-аляскинского континентального склона), вероятно, из акустического фундамента, v_p оказалась 4,5–4,9 км/с (Скорикова, 1975), а возраст, судя по ископаемым остаткам (Котенев, Петров, 1967; Hopkins e.a., 1969), позднепалеогеновый. Таким образом, в пределах осевых зон антиклинорий и антиклинальных зон вдоль края этого шельфа в состав фундамента, по-видимому, входят и палеогеновые консолидированные геосинклинальные отложения, а кроме того, здесь возможны вулканиты не только палеоген-неогенового, но и четвертичного возраста, аналогичные выступающим на дневную поверхность на островах Прибылова (Barth, 1956).

Акустический фундамент геосинклинальных поднятий Ширшова, Бауэрс и Командорско-Алеутского представлен главным образом вулканогенно-осадочным геосинклинальным кайнозойским комплексом с v_p от 3,4–3,9 до 6,0 км/с (Lidwig, 1974; Скорикова, 1975). Этот фундамент фактически представляет собой утолщения второго слоя океанической коры, мощность которого в глубоководных впадинах лишь около 2 км.

Кровля второго слоя в глубоководных впадинах служит жестким акустическим фундаментом, выше которого залегает осадочный чехол впадин. Она была достигнута скв. 191 в Командорской котловине на глубине 910 м ниже дна (при глубине моря 3854 м) и оказалась сложенной толеитовыми базальтами с калий-аргоновым возрастом 30 млн. лет (поздний олигоцен). Измеренная в лабораторных условиях в насыщенных водой образцах этих пород при давлении 0,4–0,6 кбар, v_p составляла 5,4–5,7 км/с (Initial Reports..., 1973).

Осадочный чехол чукотско-алюскинского шельфа, на основании сейсмических данных, а также бурения в Анадырской впадине и по южному борту впадины Бристоль (Scholl, Hopkins, 1969; Агапитов и др., 1973; Хаттен, 1974; Marlow e.a., 1976; Платоненков, 1976), отделяется вулканогенным промежуточным комплексом от собственно геосинклинальных отложений, которые и служат акустическим фундаментом при НСП. Этот промежуточный комплекс представляет собой вулканогенную молассу (Донцов, Розенблюм, 1975) палеогенового возраста, на которой с локальными несогласиями в антиклинальных поднятиях залегает неогеновый чехол. В глубоких прогибах разрез кайнозойских отложений непрерывен, и нижняя, относительно более уплотненная толща чехла включает и эоцен-олигоценовые терригенные отложения.

Граничные скорости продольных сейсмических волн (v_p) в кровле промежуточного комплекса (палеогеновые вулканиты и вулканогенно-осадочные отложения) находятся в пределах 3,4–3,5 км/с, а в кровле верхнемелового фундамента – 3,8–5,2 км/с, тогда как скорости в чехле варьируют от 1,7–2,4 до 3,2 км/с в его нижней части (Должанский и др., 1966). При переходе от подошвы неоген-четвертичного чехла к промежуточному комплексу общая пористость уменьшается с 20–14 до 5,5–6,5%, а плотность возрастает с 2,18–2,34 до 2,48–2,55 г/см³ (Скорикова, 1972, 1975).

Верхняя осадочная толща чехла мощностью до 0,5 км, включающая четвертичные отложения, которые с заметным региональным несогласием перекрывают нижнюю слоистую толщу, продолжается с шельфа в глубоководную котловину, где это несогласие исчезает.

Чехол в пределах шельфа характеризуется отражающими границами, прослеживающимися на десятки и сотни километров. Судя по результатам бурения (Агапитов и др., 1973; Хаттен, 1974) и драгирования (Котенев, Петров, 1967), эти границы обусловлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин с линзами и прослоями конгломератов, галечников, бурых и каменных углей, свидетельствующих о прибрежноморских и лагунно-континентальных обстановках осадконакопления в течение позднего палеогена, неогена и четвертичного времени. Плотные алевролиты и известковистые песчаники олигоцен-нижнемиоценового возраста из каньона Жемчуг (Hopkins e.a., 1969), вероятно, представляют самую нижнюю толщу чехла на внешнем шельфе.

На континентальном склоне осадочный чехол образует пологую флексуру в сторону глубоководной впадины, нарушенную системой горстов и грабенов, часть из которых полностью компенсирована осадками, а другие представляют собой впадины, связанные с каньонами склона. На внешнем шельфе чехол нивелирует позднемеловую-раннепалеогеновую поверхность фундамента, выполняя здесь систему впадин и прогибов, в которых мощность осадочного комплекса достигает 6–7 км.

В глубоководной впадине развита лишь верхняя часть осадочного чехла, сформировавшаяся в пелагической обстановке.

Осадочный чехол глубоководной впадины Берингова моря подразделяется на верхнюю (слоистую) и нижнюю (акустически прозрачную) толщи. Мощность верхней толщи достигает 0,5–0,7 км, редко – 1 км, а v_p – около 1,6–1,7 км/с. Эта толща представляет собой переслаивание дистальных турбидитов и алевролитистых диатомовых илов и глин с прослоями тонкозернистых песчаников, вулканических пеплов и редко известковистых илов и известняков с эрратической галькой пемзы, аргиллитов и граувакков. Стратиграфический диапазон турбидитной толщи – верхний миоцен – плейстоцен и голоцен (Initial Reports ..., 1973).

Мощность нижней, акустически прозрачной толщи от сотен метров до 3 км, $v_p = 1,7-2,4$ км/с в верхней части и 2,8 – 3,2 км/с в нижней (Ludwig, 1974). Сложена толща главным образом аргиллитами и алевролитистыми глинами с редкими прослоями глинистых алевролитов и в целом содержит незначительное количество (по сравнению с верхней толщей) остатков диатомей. Можно утверждать, что верхняя часть этой толщи относится к среднему миоцену, а нижняя – к позднему мелу или более раннему времени, если принять скорость осадконакопления для пелагических илов акустически прозрачной толщи в 40 м/млн. лет (Initial Reports..., 1973). Однако следует заметить, что эта скорость, по-видимому, значительно завышена.

Окраины континентов

На основе имеющихся данных о строении берингоморской подводной окраины континентов и прилегающих участков суши (см. рис. 4) составлена схема тектоники Берингоморского региона (рис. 5, вкл.). Здесь приводится ее краткий анализ.

Со стороны Аляски на шельф прослеживаются главнейшие структурные элементы: антиклинории и синклинории, поднятия и впадины. Антиклинории и синклинории в пределах Аляски и массив полуострова Сьюард сложены геосинклинальными формациями позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского возраста, тогда как впадины выполнены третичными орогенными и посторогенными формациями. Складчатый геосинклинальный комплекс формаций докембрия, палеозоя и мезозоя входит в состав фундамента приаляскинской части подводной окраины континента, который здесь перекрыт чехлом кайнозойских отложений. В фундаменте устанавливаются прогибы и поднятия, которые имеют отчетливую связь со структурными элементами суши (Гнибиденко, 1973). Так, располагающаяся к северу от полуострова Аляска впадина Бристоль выполнена палеогеновыми и неогеновыми отложениями мощностью до 4 км (LeMay, 1969; Grantz, Kirschner, 1976). Эта впадина имеет свое продолжение на северо-восток (в пределы суши) в виде впадины Нушагак, где под третичными отложениями погребены меловые геосинклинальные формации синклинория Аляскинского хребта (Hoare, 1961).

Между впадинами Бристоль и Бетел выделяется поднятие Гудньюс, фиксирующееся по уменьшению мощности чехла третичных отложений. Поднятие является продолжением антиклинория Гудньюс, сложенного комплексом интенсивно деформированных геосинклинальных формаций палеозойского и мезозойского возраста (Hoare, 1961).

Впадина Бетел от нижнего течения р. Кускоквим прослеживается в пределах континентальной окраины, где она устанавливается на основании увеличения мощности чехла до 1 км (Scholl, Hopkins, 1969), а по некоторым оценкам (Austin, Hopkins, 1976), возможная мощность осадочного комплекса до магнитного фундамента достигает здесь 4,2 – 4,3 км. Эта впадина располагается южнее обширного сводового поднятия Нунивак. Данных о западной границе впадины Бетел недостаточно, и, возможно, она замыкается на долготе о-ва Нунивак.

Обширное сводовое поднятие Нунивак занимает центральную часть плиты Дежнева (Тектоника Евразии, 1966). В целом поднятие отчетливо выделяется по изопахите 0,5 км. В его пределах располагается сложная по конфигурации впадина Св. Матвея с генеральным простиранием на северо-восток, где она через седловину в фундаменте соединяется с впадиной Нортон. Фундаментом в своде Нунивак, судя по его выходам на островах Нунивак, Св. Матвея и Св. Лаврентия (Patton, Dutro, 1969; Csejtey e.a., 1971; Patton, Csejtey, 1971; Patton e.a., 1976), служит комплекс мезозойских и более древних деформированных геосинклинальных отложений, но главным образом вулканиты базальт-риолитового состава, относящиеся к верхнему мелу – нижнему палеогену. Следует отметить, что излияния толеитовых лав на о-ве Нунивак продолжались и в плейстоцене (Сох e.a., 1967). На юге в фундамент свода входит

комплекс мезозойских и палеозойских геосинклинальных отложений, слагающих антиклинорий Руби и синклинорий Юкон-Коюкук и перекрытых в ряде районов вулканитами верхнего мела - палеогена (Hoare, Condon, 1971; Patton, 1973).

На северной оконечности свода Нунивак вал Св. Лаврентия соединяется с Сенявинским блоком юго-восточной части Чукотского полуострова, который сложен миогеосинклинальным комплексом (Геология СССР, т. 30, 1970), аналогичным по составу, выступающему на о-ве Св. Лаврентия.

Вал Св. Лаврентия является южным пограничным элементом впадины Нортон, выполненной третичными и четвертичными отложениями мощностью свыше 1,5 км. Чехол впадины на флангах осложнен складчатостью, которая, вероятно, обусловлена движениями фундамента (Scholl, Hopkins, 1969; Grim, McManus, 1970). Впадина наложена на разновозрастный фундамент, сложенный верхнепротерозойскими и палеозойскими геосинклинальными метаморфизованными отложениями Чукотского и Сьюардского массивов (Гнибиденко, 1969а; Sainsbury, 1969) на севере и средне-верхнепалеозойским и мезозойским геосинклинальными комплексами, выступающими в пределах юго-восточной оконечности Чукотского полуострова, о-ва Св. Лаврентия и южного побережья залива Нортон (Мишлер и др., 1961; Геология СССР, т. 30, 1970).

Анадырскому заливу соответствует обширный прогиб фундамента, в западной части которого располагается Анадырская впадина, а на востоке - впадина Анадырского залива, являющаяся северным ответвлением впадины Наварин.

В фундамент этой зоны входит комплекс складчатых эв- и миогеосинклинальных отложений Корякско-Аляскинской складчатой системы верхнепалеозойского и главным образом мезозойского и палеогенового возраста (Геология СССР, т. 30, 1970).

Северная ветвь Корякской складчатой зоны (от Майницкой антиклинальной зоны на юге) простирается в северо-восточном направлении под чехлом Анадырской впадины, где геосинклинальный комплекс мезозоя и палеогена перекрыт неоген-четвертичным чехлом с унаследованным характером деформаций. Мощность чехла в некоторых синклинальных прогибах достигает 3 км (Должанский и др., 1966; Беляев и др., 1970; Агапитов и др., 1973; Платоненков, 1976), во впадине Анадырского залива - вероятно, более 3 км (Верба, Ермаков, 1976), где в его состав, возможно, входят и верхнепалеогеновые отложения.

Седловина в фундаменте (Kummer, Creager, 1971) на продолжении Барыковской и Сарычевской антиклинальных зон служит южным ограничением впадины Анадырского залива, а на востоке границей этой впадины является разлом вдоль западного склона свода Нунивак.

В фундамент внешнего края чукотско-алаяскинского шельфа входит мезозойско-палеогеновый складчатый геосинклинальный комплекс, прослеживающийся от северо-восточного окончания Корякского нагорья до полуострова Аляски (Moore, 1974). Этот складчатый фундамент образует систему горст-антиклинорий и горст-антиклинальных зон, а также и разделяющих их грабен-синклинальных впадин и прогибов (Marlow e.a., 1976), компенсированных терригенными отложениями чехла неоген-четвертичного возраста. Вероятно, что в наиболее глубоких впадинах внешней зоны шельфа (Наварин, Св. Георгия) в нижнюю часть осадочного комплекса чехла входят и верхнепалеогеновые отложения, как это показано бурением во впадине Бристоль (Хаттен, 1974), расположенной в восточной части системы впадин внешнего шельфа. Наиболее крупная впадина Наварин располагается только в пределах акватории на юго-восточном продолжении Алькатваамского грабен-синклинория, сложенного складчатым геосинклинальным комплексом верхнего мела-палеогена (Геология СССР, т. 30, 1970), который, вероятно, входит в состав фундамента этой впадины. Мощность неоген-четвертичного и верхнепалеогенового осадочного чехла во впадине, возможно, превышает 6 км.

Горст-антиклинорий Наварин ограничивает одноименную впадину со стороны Алеутской глубоководной впадины. Этот антиклинорий послужил барьером

для осадков с континента, компенсировавших впадину Наварин в течение неогена; он является структурным продолжением Хатырского горст-антиклинория на суше, в осевой части которого на дневную поверхность выступает юрско-нижнемеловой эвгеосинклинальный комплекс (Геология СССР, т. 30, 1970). Известковистые аргиллиты, алевролиты и вулканогенные граувакки, драгированные на континентальном склоне в осевой части антиклинория Наварин (Maglow e.a., 1976), вероятно, характеризуют верхнюю часть разреза геосинклинального комплекса, входящего в состав фундамента этого антиклинория.

На юго-востоке горст-антиклинорий Наварин кулисно сочленяется с горст-антиклинорием Прибылова. В юго-восточной части последнего располагается о-в Св. Георгия, где в основании разреза вскрываются серпентиниты, перекрывающие верхнеплиоцен-четвертичными базальтами (Barth, 1956; Cox e.a., 1966; Hanna, 1970), а южнее (в Прибыловском каньоне) драгированы аргиллиты, алевролиты и граувакки с градационной слоистостью, относящиеся к верхнему мелу по остаткам фораминифер (Hopkins e.a., 1969).

Горст-антиклинорий Прибылова, в свою очередь, кулисно сочленяется с валом Св. Георгия, являющимся структурным продолжением горст-антиклинория Аляска. Судя по выходам складчатого геосинклинального юрско-мелового комплекса в антиклинальной зоне Блэк-Хилле (Burk, 1965), следует допустить, что в фундамент вала Св. Георгия входят геосинклинальные мезозойские и нижнепалеогеновые отложения, тогда как впадина Св. Георгия выполнена осадочной толщей позднепалеогенового и неоген-четвертичного возраста, мощность которой превышает 6 км.

Продольные разломы в чехле и фундаменте внешней зоны чукотско-аляскинского шельфа представляют собой нормальные сбросы и сбросы нарастания, обусловившие формирование системы горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных прогибов в условиях тангенциального растяжения и опускания края шельфа. Четвертичное опускание привело к трансгрессивному налеганию верхней (четвертичной) толщи чехла на нижнюю (неогеновую) толщу и фундамент свода Нунивак.

Камчатско-корякская подводная окраина континента представляет собой относительно узкий шельф, разделяющийся Олюторским горст-антиклинорием на камчатскую и корякскую части.

Лулу-Ватынский грабен-синклинорий, сложенный складчатыми эвгеосинклинальными отложениями верхнего мела и миогеосинклинальными формациями палеогена - нижнего миоцена, прослеживается на акваторию корякского шельфа, и здесь этот геосинклинальный комплекс образует фундамент наложенных впадин.

По краю корякского шельфа намечается погребенная Прикорякская горст-антиклинальная зона, западнее которой располагается Прикорякская впадина, выполненная осадочной толщей чехла, вероятно неоген-четвертичного возраста, мощностью до 5 км. Северо-восточнее Прикорякской горст-антиклинальной зоны, на долготе Пекульнейского озера выделяется прогиб, являющийся ответвлением глубоководной впадины, где мощность осадочных отложений также достигает 5 км.

Юго-западнее Укэляятского разлома корякский шельф становится значительно уже, и здесь мел-палеогеновые эвгеосинклинальные отложения Олюторского горст-антиклинория, вероятно, занимают всю акваторию шельфа до континентального склона и перекрываются лишь незначительным по мощности чехлом неоген-четвертичных отложений.

Морфоструктура камчатской части шельфа от Олюторского полуострова до полуострова Камчатского мыса представляет собой чередование горст-антиклинальных зон и грабен-синклинальных прогибов. В осевых частях антиклинальных зон выступает мел-палеогеновый (Серова, 1969) эвгеосинклинальный комплекс, тогда как унаследованные синклинальные прогибы выполнены флишевой и андезитовой формациями олигоцен-нижнемиоценового возраста и миоцен-плиоценовой молассой (Геология СССР, 1964, т. 30, 1970). Верхнемиоценовые и плиоценовые молассовые отложения, залегающие несогласно на под-

стилающем комплексе, следует рассматривать как комплекс чехла, который в Корфовской грабен-синклинальной зоне структурно связан с чехлом Командорской глубоководной впадины единым прогибом. Прогиб в юго-западной части Пахачинского синклинория отделен по краю шельфа от глубоководной впадины горст-антиклинальной зоной Олкторского залива и, таким образом, представляет собой самостоятельную унаследованную впадину на шельфе.

Унаследованный прогиб на месте синклинория пролива Литке выполнен молассовым миоцен-плиоценовым комплексом мощностью около 2 км, залегающим на подстилающих отложениях с заметным несогласием (Геология СССР, 1964), которое отделяет его от подстилающих палеогеновых и меловых геосинклинальных отложений. Поднятием вдоль осевой части Карагинской антиклинальной зоны этот прогиб отделяется от Командорской глубоководной впадины.

Характерным для неогенового осадочного комплекса прогибов на олюторско-камчатском шельфе является его значительная деформированность по сравнению с осадочным комплексом впадин чукотско-аляскинского шельфа. Выше неогенового складчатого комплекса с несогласием залегают (в Пахачинской грабен-синклинальной зоне) лишь верхнеплиоценовые и четвертичные андезит-базальтовые вулканиты.

Глубоководные впадины

Глубоководная часть акватории Берингова моря геоантиклинальными поднятиями Ширшова и Бауэрс разделяется на впадины: Алеутскую, Командорскую и Бауэрс (см. рис. 5).

Впадина Алеутская. Осадочный чехол этой впадины охватывает стратиграфический диапазон от верхнего мела до квартера, и в настоящее время впадина представляет собой бассейн с пелагическим и турбидитным осадконакоплением. Мощность осадочного чехла достигает здесь 4 км, а в прогибе у подножия чукотско-аляскинского континентального склона — 5 км.

Верхняя толща осадочного чехла состоит из турбидитного переслаивания алевритистых диатомовых илов и глин с прослоями тонкозернистых песчаников, вулканических пеплов с эрратической галькой пемзы, аргиллитов и граувакков. Возрастной диапазон этой толщи: поздний миоцен-голоцен. Скорость осадконакопления, судя по данным скв. 184, 185 и 190 (Initial Reports ..., 1973), оценивается в 60–200 м/млн. лет.

Нижняя толща чехла сложена аргиллитами и алевритистыми глинами, накопившимися в пелагических условиях. Скорость осадконакопления для этой толщи оценивается весьма приблизительно из-за незначительного количества остатков диатомей, по-видимому, она не превышает 50 м/млн. лет (Initial Reports ..., 1973), и в таком случае нижняя часть этой толщи относится к верхнему мелу и более низким горизонтам мезозоя. Следует отметить, что у подножия северного склона хребта Бауэрс нижняя толща чехла выполняет погребенный "глубоководный" желоб, в котором мощность уплотненных осадков достигает 5 км (см. рис. 5).

Осадочный чехол Алеутской впадины залегает на осадочно-вулканогенном комплексе второго слоя (Ludwig, 1974), раздувы которого образуют погребенные горы высотой до 2 км (хребет Бартлетт, плато Умнак). Мощность второго слоя в центральной части впадины около 2 км, и она увеличивается до 4 км по направлению к подножию чукотско-аляскинского континентального склона. Возраст осадочно-вулканогенного комплекса второго слоя неизвестен, но он в целом, вероятно, домеловой, хотя основные вулканиты, внедрившиеся в этот комплекс, могут быть моложе.

Впадина Бауэрс. Мощность осадочного чехла впадины Бауэрс около 2 км. Верхняя толща чехла представляет собой переслаивание верхнемиоценовых и плиоцен-четвертичных турбидитов и диатомовых илов и алевритов, мощностью около 1 км. Залегает она на немых глинах и аргиллитах доверхнемиоценового возраста (Initial Reports ..., 1973). Осадочный чехол впадины развит на мало-мощном (около 1,5 км) втором слое, который прослеживается по направлению

к хребтам Бауэрс и Алеутскому, где он выступает на поверхность дна и представлен эвгеосинклинальным кайнозойским комплексом.

Впадина Командорская. Осадочный чехол впадины мощностью от 1 до 2 км, а иногда, в линейных прогибах кровли второго слоя, — более. Верхняя часть чехла (мощность около 0,6 км) представляет собой турбидитное переслаивание алевритистых глин, диатомовых илов, алевритистых песков и песчанистых алевритов с прослоями вулканического пепла и эрратической гальки, а нижняя — консолидированные алевритистые глины и диатомитовые алевритистые глины с прослоями известняков и граувакковых песчаников. В целом разрез чехла этой котловины свидетельствует о турбидитном осадконакоплении в позднемиоценовом и плиоцен-четвертичном времени (Initial Reports ..., 1973).

В скв. 191 на глубине 900 м вскрыты толеитовые базальты среднеолигоценового возраста (калий-аргоновый возраст 29,6 млн. лет; Initial Reports ..., 1973), вероятно, излившиеся на поверхность дна. Базальты относятся к кровле второго слоя, мощность второго слоя в этой впадине около 2 км.

Топография кровли второго слоя Командорской впадины довольно сложная; судя по магнитным данным (Cooper e.a., 1976), погребенные хребты в восточной части впадины протягиваются субмеридионально, в соответствии с генеральным простираем геоантиклинального поднятия Ширшова.

Геоантиклинальные поднятия Ширшова и Бауэрс. Это — основные положительные морфоструктурные элементы глубоководной впадины Берингова моря, судя по батиметрическим данным (Bathymetric Atlas ..., 1973) и структуре магнитного поля (Воробьев, 1970; Cooper e.a., 1976), продолжают друг друга.

Антиклинорий Олюторского полуострова, сложенный складчатым эвгеосинклинальным комплексом мел-палеогенового возраста (Гнибиденко и др., 1975), протягивается в сторону глубоководной впадины в виде геоантиклинального поднятия хребта Ширшова (см. рис. 5). Структура верхней части земной коры хребта представляет собой систему прогибов и поднятий акустического фундамента, состоящего из вулканитов андезит-базальтового состава. Калий-аргоновый возраст андезитового туфа, драгированного на южном окончании хребта Ширшова, оказался равным 16,8 млн. лет (средний миоцен, Scholl e.a., 1974), и, следовательно, фундамент хребта Ширшова сложен вулканитами как мел-палеогенового возраста (на севере), так и ранне-среднемиоценового (на юге). Они перекрываются диатомовыми пелагическими илами и алевритами позднемиоценового и плиоцен-четвертичного возраста, мощность которых в интрагеоантиклинальных прогибах достигает 1,5 км.

В геоантиклинальном поднятии Бауэрс комплекс акустического фундамента выступает на поверхность дна моря почти вдоль всей осевой части хребта. Драгирование (Initial Reports ..., 1973) в северо-западной части поднятия (блок Ульм) показало, что в состав фундамента входят гранодиориты и граниты. Поскольку геосинклинальный комплекс основания этого поднятия перекрывается верхнемиоценовыми и плиоцен-четвертичными пелагическими диатомовыми илами, то можно заключить, что акустический фундамент имеет допозднемиоценовый возраст.

На геоантиклинальных поднятиях Ширшова и Бауэрс с позднего миоцена по настоящее время шло осадконакопление пелагического характера, современный вулканизм здесь отсутствует; это свидетельствует об установлении миогеоантиклинального режима лишь в позднем миоцене, тогда как районы глубоководных впадин характеризуются миогеосинклинальным режимом с позднего олигоцена.

Геоантиклинальное поднятие Командорско-Алеутское

Геоантиклинальное поднятие Командорско-Алеутской островной дуги представляет собой южный, пограничный структурный элемент Берингова моря. Поднятие сложено деформированным эвгеосинклинальным комплексом (Coats, 1956; Byers, 1959; Fraser, Barnett, 1959; Fraser, Snyder, 1959; Lewis e.a., 1960; Powers e.a., 1960; Coats e.a., 1961; Drewes e.a., 1961; Carr e.a., 1971; Scholl

е.а., 1970, 1974, 1976; Gates e.a., 1971; Шмидт и др., 1973; Marlow e.a., 1973; Шмидт, 1974).

Основание разреза этого поднятия представляет собой офиолитовый комплекс палеоцен-эоценового возраста. Основная часть офиолитовых вулканитов и сопровождающих их отложений относится здесь к верхнемеловым и более древним образованиям, аналогичным мезозойскому комплексу на островах Ближних (Gates e.a., 1971) и верхнемеловым офиолитам полуострова Камчатского мыса (Марков и др., 1969). Формирование офиолитового комплекса определило основные черты современной морфоструктуры Командорско-Алеутского геоантиклинального поднятия уже к позднему эоцену (Scholl e.a., 1974).

На офиолитовом комплексе залегают деформированные андезит-базальтовые вулканиты и вулканогенные отложения олигоцен-раннемиоценового возраста, местами метаморфизованные в цеолитовой фации и фации зеленых сланцев. Выше развита толща андезит-базальтовых вулканитов и вулканогенных образований среднего и верхнего миоцена, она значительно менее изменена. Формирование средне-верхнемиоценового комплекса в позднем миоцене сопровождалось образованием интрагеоантиклинальных грабен-синклинальных прогибов (Scholl e.a., 1975), в которых с конца миоцена - раннего плиоцена формируется турбидитная толща.

Бурением на южном склоне Алеутского геоантиклинального поднятия (скв. 186, 187, см. рис. 5; Initial Reports ..., 1973) был вскрыт разрез на глубину 926 м, который состоит из диатомовых алевритистых глин, переслаивающихся с прослоями вулканического пепла и песка. Верхнемиоценовый акустический фундамент был достигнут на глубине около 850 м. Литологических изменений в толще осадков на границе акустического фундамента установлено не было, однако толща диатомовых алевритистых аргиллитов, располагающаяся ниже этой границы, более деформирована по сравнению с вышележащей толщей.

Акустический фундамент погружается по направлению к глубоководному желобу, в центральной части которого залегают толща горизонтальнослоистых отложений мощностью около 1 км (см. рис. 5), вероятно, плиоцен-четвертичного возраста.

Современная андезитовая вулканическая дуга (Coats, 1962) заложилась в среднем миоцене на нижнемиоценовом и более древнем эродированном фундаменте северной части поднятия (Scholl e.a., 1974).

В целом верхнепалеогеновые и неоген-четвертичные вулканогенные отложения Командорско-Алеутского геоантиклинального поднятия составляют андезитовую группу формаций, наследующую офиолитовый комплекс. Само же поднятие характеризуется устойчивым эвгеоантиклинальным режимом с мелпалеогена или даже более раннего времени.

Глубинное строение

В Беринговоморском регионе отчетливо выделяются три типа земной коры, соответствующие основным морфоструктурным элементам этого района; мощность коры 8 - 30 км (рис. 6).

Под чукотско-аляскинской подводной окраиной земная кора мощностью 27 - 30 км относится к континентальному типу и состоит из осадочно-вулканогенного, гранитно-метаморфического и metabазальтового слоев. На разделе M v_r составляют 8,1 - 8,4 км/с, а на разделе K - 6,4 - 6,8 км/с. Кровля гранитно-метаморфического слоя, который выклинивается по направлению к глубоководной впадине, характеризуется v_r около 5,5 км/с (Гайнанов и др., 1968; Шор, 1970).

Мощность земной коры в Командорско-Алеутском геоантиклинальном поднятии около 25 км как в западной (Гайнанов и др., 1968), так и в восточной (Глов, 1973) его частях. Кора здесь континентального типа с достаточно развитым (мощностью около 5 - 10 км) гранитно-метаморфическим слоем, v_r в подошве которого (раздел K) около 6,6 км/с, а в кровле - 5,5 км/с. Осадочно-вулканогенный слой характеризуется v_{pcr} около 3,8 км/с.

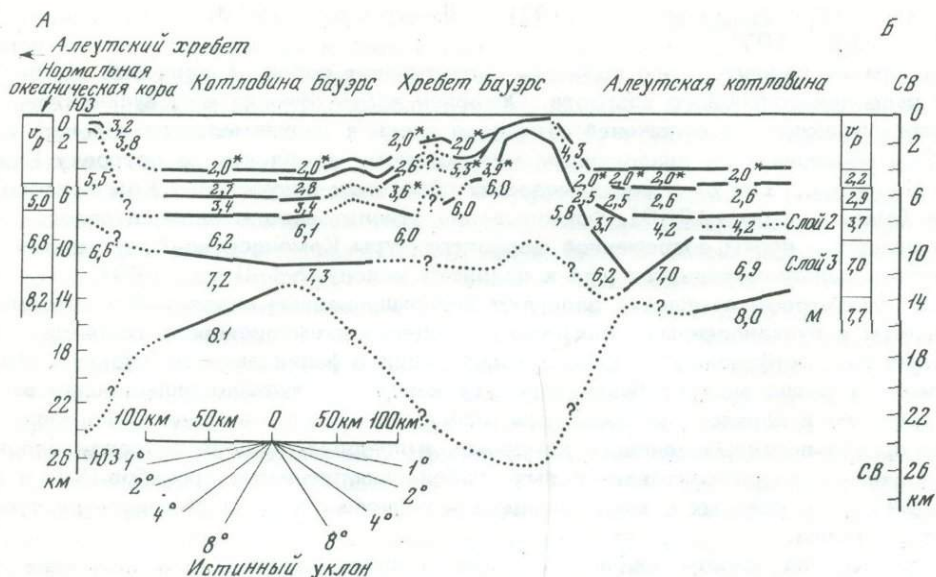


Рис. 6. Глубинный сейсмический разрез по профилю (А-Б) Алеутский хребет - хребет Бауэрс - Алеутская котловина, по В. Людвигу (Ludwig, e.a., 1971a); (местоположение профиля см. на рис. 4)

Цифры на рисунке - значения v_p км/с (со звездочкой - предполагаемые)

Раздел М под Командорско-Алеутским поднятием выделяется неотчетливо, $v_p < 7,6 - 8,1$ км/с (Shor, 1964; Grow, 1973). Показано (Helmberger, 1968; Jacob, Namada, 1972; Grow, Qamar, 1973), что верхняя мантия под вулканическими районами этого поднятия характеризуется аномальной, относительно разуплотненной переходной зоной к земной коре на глубинах от 20 до 40 км, где v_p изменяется от 6,7 до 7,6 км/с соответственно. Формирование этой переходной зоны, по-видимому, связано с подтоком разогретого, менее плотного вещества из волновода, т.е. с глубины более 70 км (Jacob, Namada, 1972), стирающим под вулканической частью дуги раздел М.

Мощность земной коры под центральными частями геоантиклинальных поднятий Ширишова и Бауэрс оценивается (Гайнанов и др., 1968; Ludwig e.a., 1971a, b; Павлов, Строев, 1975) в 20 - 24 и 26 - 28 км соответственно, она уменьшается к месту сочленения поднятий до 15 км. Земная кора обоих поднятий относится к субконтинентальному типу с относительно слабо развитым гранитно-метаморфическим слоем.

В глубоководных впадинах Берингова моря земная кора имеет мощность 8 - 12 км (Shor, 1964; Гайнанов и др., 1968; Ludwig, 1974; Павлов, Строев, 1975), причем на осадочно-вулканогенную толщу (первый и второй слой) приходится 3 - 6 км. В связи с этим кора впадин относится к субокеаническому типу. Мощность базальтового слоя составляет около 4 - 6 км, а переход от земной коры к верхней мантии здесь достаточно резкий, и мощность переходной зоны не превышает 1 км (Helmberger, 1968).

Следует отметить, что термодинамические условия в верхней мантии глубоководных впадин значительно различаются, судя по величине теплового потока, средние значения которого равны (Watanabe e.a., 1977) 1,96 (впадина Алеутская), 2,49 (впадина Бауэрс) и 3,70 ЕПТ (впадина Командорская), что указывает, по-видимому, на продолжающуюся магматическую активность во впадинах Командорской и Бауэрс.

Положительные изостатические аномалии геоантиклинальных поднятий Командорско-Алеутского, Ширишова и Бауэрс (Гайнанов и др., 1970) и особенно относительное разуплотнение верхней мантии под Командорско-Алеутским поднятием (Grow, Qamar, 1973) свидетельствуют о продолжающейся дифференциации

и подъеме вещества из верхней мантии, что ведет к недокомпрессии Командорско-Алеутского поднятия, ряда районов поднятий Ширшова и Бауэрс и внешней зоны чукотско-алаяскинского шельфа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Приведенные данные о структуре плиты Дежнева свидетельствуют о том, что этот участок земной коры в целом перешел к платформенной стадии развития только с позднего палеогена, когда на разновозрастном фундаменте плиты начал формироваться верхнепалеогеновый и неоген-четвертичный чехол.

В северной части плиты фундамент выступает на дневную поверхность в массивах Сьюард и Чукотском (Гнибиденко, 1969а; Churkin, 1973) и представлен докембрийско-нижнепалеозойским миогеосинклинальным комплексом мощностью до 5 км, метаморфизованным в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях. В основании этого комплекса появляются метаморфизованные основные вулканиты, и поэтому нижняя часть его может быть отнесена к эвгеосинклинальным образованиям.

В своде Нунивак в основании вскрытого разреза залегают среднепалеозойские (девонские) миогеосинклинальные отложения о-ва Св. Лаврентия (Patton, Dutro, 1969; Patton Csejtey, 1971) мощностью около 3 км, а восточнее, на левобережье р. Юкон, разрез начинается со среднего палеозоя (девона) и представлен здесь эвгеосинклинальным комплексом, охватывающим отложения от девона до юры включительно (Hoare, Condon, 1971; Patton, 1973).

Геосинклинальная система палеозойского и триасово-юрского времени занимала территорию всей Западной Аляски южнее полуострова Сьюард (Stoneley, 1971) и распространялась на территорию плиты Дежнева севернее впадины Еристойль, эта система простиралась к западу в пределы Западной Чукотки (Вельмайское поднятие) и северной части Корякского нагорья (Геология СССР, т. 30, 1970; Тильман, 1973; Белый и др., 1976), окаймляя, таким образом, Чукотско-Сьюардский массив ранней консолидации, на границе с которым располагалась миогеосинклинальная зона. Замыкание геосинклинальной системы и формирование орогенной группы формаций для этой территории наступило в конце юры - начале мела.

В поздне меловое время, когда на территории большей части плиты был орогенный режим, зрелая геосинклинальная система (островная дуга и глубоководный желоб) располагалась вдоль края современного шельфа, протягиваясь со стороны Корякского нагорья к юго-востоку, через район островов Унимак, Санак и Шумагина на о-в Кадьяк и полуостров Кенай (Jones, Clark, 1973; Моог, 1974). В комплекс основания этой геосинклинали на западе полуострова Кенай входят метаморфизованные эвгеосинклинальные отложения триаса или более древние (Forbes, Lanphere, 1973), а в Корякском нагорье мезозойско-верхнепалеозойские эвгеосинклинальные отложения (Гнибиденко, Роземблюм, 1966; Богданов, 1970; Загрузина, 1972; Александров и др., 1975).

В связи с тем, что комплексы оснований геосинклиналей палеозойско-раннемезозойского времени на месте плиты Дежнева сложены эвгеосинклинальными формациями, эти геосинклинали относятся к системам энсиматического типа, заложившимся в раннем палеозое, а в районе Чукотско-Сьюардского массива - в докембрии. От этого массива геосинклинальный процесс распространился в юго-западном направлении, постепенно охватив территорию современного шельфа. Таким образом, разновозрастный фундамент плиты Дежнева формировался в течение палеозоя и мезозоя до раннепалеогенового времени, с которого на этой территории установились квазиплатформенный, а в позднем палеогене и неогене и платформенный режимы, обусловившие образование осадочно-вулканогенного чехла.

С возникновением эвгеоантиклинальных поднятий Ширшова, Бауэрс и Командорско-Алеутского началось обособление глубоководной впадины Берингова моря от Тихого океана и ускоренная седиментация в ее пределах происходила

в допозднемеловое время (Scholl e.a., 1974), однако для поднятий Ширшова и Бауэрс геосинклинальное развитие замедлилось на стадии становления. Об этом можно судить, в частности, по выходам верхнемеловой — нижнепалеогеновой спилито-кремнистой формации на полуострове Олюторском, структурным продолжением которого является геоантиклинальное поднятие Ширшова. Вулканизм в южной части этого поднятия продолжался в олигоцене (базальт из скв. 191 с возрастом около 30 млн. лет) и миоцене (основной туф, драгированный с гребня поднятия, возраст 15–18 млн. лет; Scholl e.a., 1974), а с плиоцена поднятия Ширшова и Бауэрс характеризуются миогеоантиклинальным режимом.

Рост Командорско-Алеутского геоантиклинального поднятия и вулканизм, начавшиеся в мелу, а возможно, и еще ранее, продолжают и в настоящее время, сопровождаясь интенсивной сейсмичностью и нарушением изостазии (Stone, 1968; Гайнанов и др., 1970; Павлов, 1972), в его центральной и восточной частях. Для командорской ветви поднятия характерно отсутствие современного вулканизма.

Следует отметить, что вулканизм в пределах Командорско-Алеутского эвгеоантиклинального поднятия мигрировал по латерали, а современная вулканическая цепь сформировалась лишь около 2–3 млн. лет назад (Hays, Ninkovich, 1970; Scholl, Creager, 1973). В северной части поднятия под вулканической цепью располагается зона разуплотнения, достигающая кровли верхней астеносферы на глубине около 70–80 км, где верхняя мантия находится в состоянии частичного плавления (Jacob, Hamada, 1972; Grow, 1973), а сама зона разуплотнения, вероятно, представляет собой область, насыщенную магматическими очагами, аналогичную установленной для восточной части вулканической цепи на полуострове Аляска (Kubota, Berg, 1967; Matumoto, 1971).

Меловая "реликтовая" островная дуга, по-видимому, располагается на краю глубоководной террасы по тихоокеанской стороне Командорско-Алеутского поднятия. В структурном отношении эта терраса представляет собой систему впадин-ловушек вдоль океанской стороны поднятия.

Глубоководный желоб Командорско-Алеутского поднятия Дж. Гроу и Т. Эйтватер (Grow, Atwater, 1970) рассматривают как результат поддвижения плиты северной части Тихого океана под островную дугу в течение палеогена и первой половины миоцена, а со второй половины миоцена и по настоящее время эта плита, по их мнению, движется вдоль дуги в западном направлении и поддвигается только под восточную часть. Однако недеформированные осадочные отложения в желобе свидетельствуют о том, что под центральной частью Алеутской островной дуги отсутствует сколько-нибудь значительное поддвижение тихоокеанской плиты. Возникновение желоба, вероятно, обусловлено растяжением (Балакина, 1974) и вертикальными движениями (Шор, 1970), произошедшими не ранее миоцена для центральной части дуги (Marlow e.a., 1973) и плиоцена для восточной приаляскинской части желоба, компенсированной турбидитами (Von Huene, Shor, 1969; Von Huene, 1972; Piper e.a., 1973).

Таким образом, возникшее в меловое время Командорско-Алеутское эвгеоантиклинальное поднятие отделило глубоководную часть Берингова моря от Тихого океана. В глубоководной реликтовой впадине моря (Ludwig, 1974) пелагическая седиментация идет до позднего миоцена и затем сменяется турбидитно-пелагическим осадконакоплением (Initial Reports ..., 1973), продолжающимся в настоящее время и сопровождающимся интенсивным современным диатомовым кремнеосаждением (Лисицын, 1966). Такое изменение режима седиментации указывает на то, что вокруг бассейна глубоководной впадины к позднему миоцену сформировались значительные массивы относительно близко расположенной суши.

Оценка изостазии Берингоморского региона (Гайнанов и др., 1970) свидетельствует о том, что плита Дежнева и глубоководные впадины характеризуются состоянием, близким к равновесию, тогда как геоантиклинальное образование впадин (поднятия Ширшова, Бауэрс и Командорско-Алеутское) представляет собой районы значительной недокомпенсации. Для Командорско-Але-

утского поднятия недокомпенсацию можно объяснить действием сил (потоком вещества из верхней мантии), направленных против изостатического погружения. Дифференцированные изостатические аномалии поднятий Ширшова, Бауэрс и внешней части чукотско-аляскинского шельфа, вероятно, указывают на затухание таких процессов в верхней мантии, которые поддерживают эти поднятия в недокомпенсированном состоянии, и на продолжающееся опускание и компенсацию этих структурных элементов, которые, вероятно, еще в плиоцене-плейстоцене возвышались над уровнем моря, судя по абразионным поверхностям выравнивания в их осевых частях.

ОХОТСКОЕ МОРЕ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Основными элементами рельефа дна Охотского моря являются шельф, континентальный склон и глубоководная котловина (рис. 7, 8).

Шельф Охотского моря подразделяется на прикамчатскую, североохотскую и присахалинскую части, а также глубокий шельф с возвышенностями, впадинами и желобами в центральной части моря.

Со стороны открытого моря прикамчатский и североохотский шельфы ограничены неотчетливой бровкой на глубине около 200 м, отделяющей их от обширных районов глубокого шельфа, тогда как перегиб около изобаты 200 м на присахалинском шельфе выражен достаточно резко. Углы наклона поверхности шельфа изменяются от $2-3^{\circ}$ до $25-30^{\circ}$ (Удинцев, 1957).

Ширина прикамчатского шельфа изменяется от 100 км в центральной части до 150 км в горловине залива Шелихова. На юге этот шельф отделяется от шельфа Курильской островной системы желобом Атласова. Плавный переход прикамчатского шельфа в континентальный склон устанавливается в южной части, где по направлению к возвышенности Института Океанологии на расстоянии около 200 км глубины изменяются от 100 до 1000 м. Севернее этого участка шельф ограничивается от континентального склона желобом Лебеда, переходящим во впадину ТИНРО, а далее к северо-востоку — желобом Шелихова.

Североохотский шельф имеет ширину около 300 км; он плавно переходит в глубокий шельф, простирающийся на юго-восток до желоба Лебеда. В этом направлении глубины от бровки шельфа (изобата 200 м) до 500 м достигаются на расстоянии около 400 км.

Максимальная ширина присахалинского шельфа — 150 км — наблюдается севернее полуострова Шмидта и в заливе Терпения. На всем протяжении между этими полуостровами ширина шельфа составляет 50 — 75 км, от центральных районов глубокого шельфа он отделен впадиной Дерюгина и желобом Петра Шмидта. Шельф, прилегающий к южной части о-ва Сахалин и к о-ву Хоккайдо, имеет хорошо выраженную бровку на глубине около 200 м и четкий уступ к Курильской глубоководной котловине.

В центральной части Охотского моря поверхность глубокого шельфа плавно погружается (угол не превышает 2°) по направлению к Курильской котловине и на глубине около 1000 — 1500 м переходит в континентальный склон.

Субаэральные поверхности выравнивания на глубоком шельфе устанавливаются для возвышенностей Академии Наук СССР, Института Океанологии, банок Лебеда, Кашеварова и Св. Ионы. Глубина до выровненных вершинных поверхностей наиболее крупных возвышенностей: Академии Наук СССР и Института Океанологии — около 960 м. Склоны этих возвышенностей, особенно первой, расчленены довольно густой сетью подводных долин (каньонов) с глубокой врезкой до нескольких сотен метров (Удинцев, 1957).

Восточнее о-ва Сахалин по изобате 1500 м отчетливо выделяется впадина Дерюгина, в которую открываются желоба Св. Ионы, Лебеда, Макарова и Петра Шмидта. Средняя глубина впадины около 1600 м (максимальная — 1780 м).

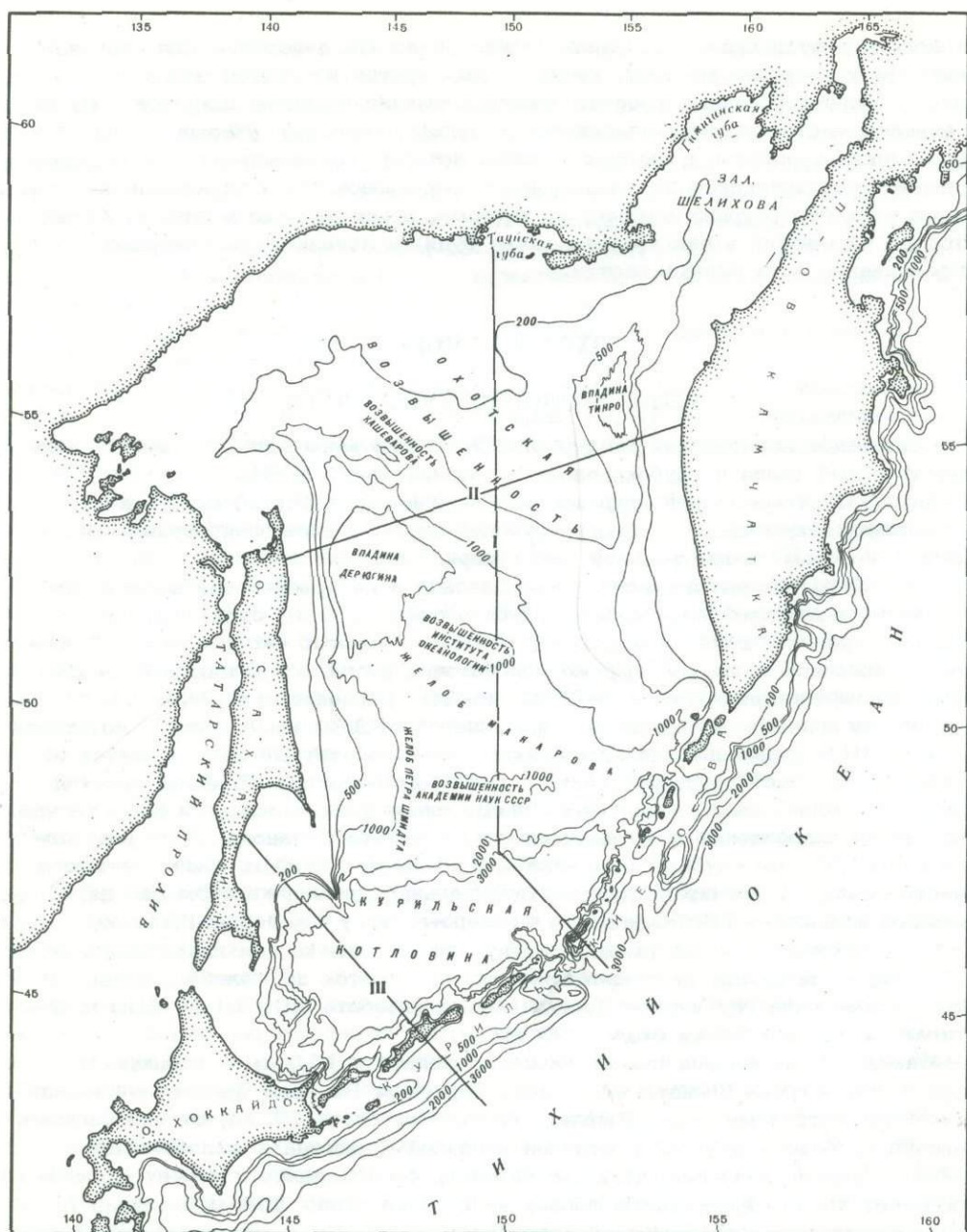


Рис. 7. Батиметрическая схема Охотского моря, по Батиметрическому атласу... (Bathymetric Atlas..., 1973), с дополнениями
I—III — местоположение геологических разрезов

Западнее Камчатки, в месте сочленения желоба Шелихова и субмеридионального отрезка желоба Лебеда, располагается относительно небольшая впадина ТИНРО со средней глубиной около 850 м (максимальная 991 м).

Континентальный склон по периферии Курильской котловины имеет наиболее значительную амплитуду в районе сахалино-хоккайдского и курильского шельфов, где его высота около 3000 м, а крутизна в средней части уступа склона около $8-10^\circ$. Углы наклона в отдельных местах уступа и на склонах вулканических построек Курильского подводного хребта достигают $20-28^\circ$.

Подножие континентального склона (глубина 3000 - 3200 м) в виде шель-

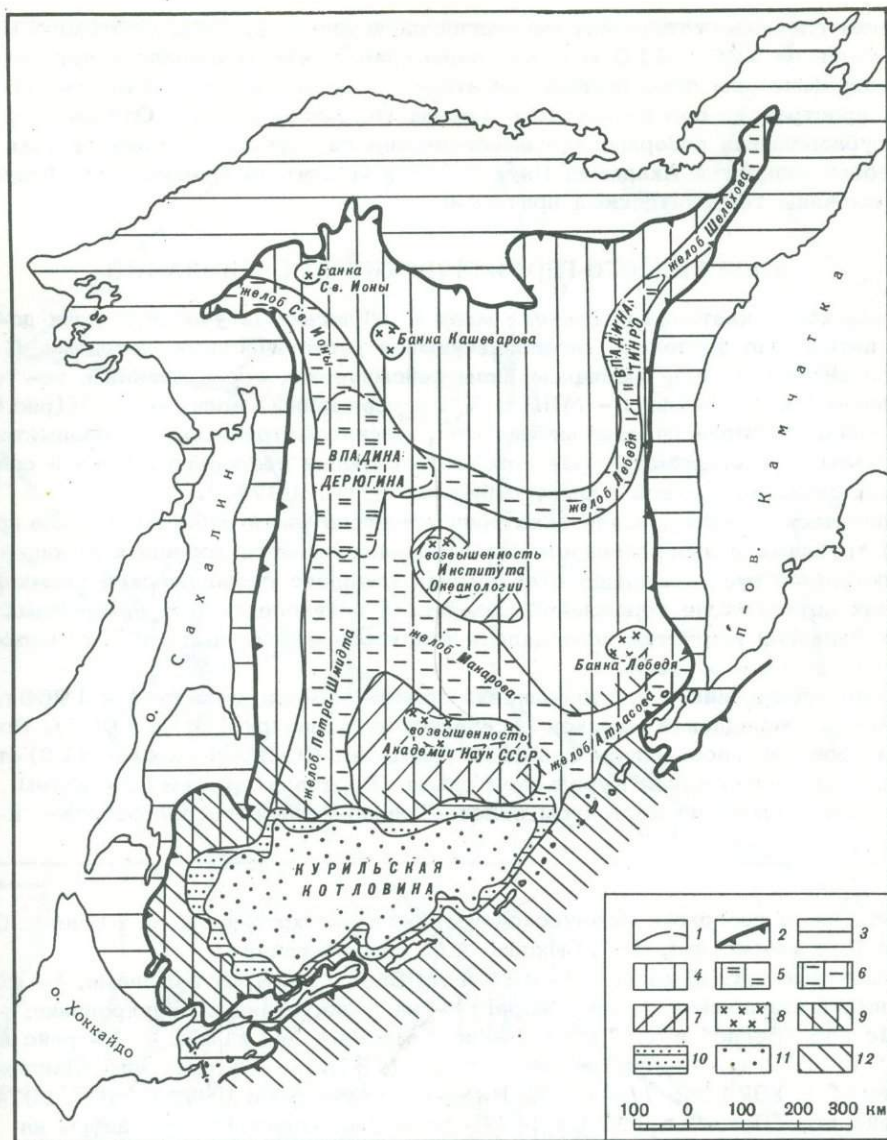


Рис. 8. Геоморфологическая схема Охотского моря. Составил Г.С. Гнибиденко

1 - границы районов; 2 - бровка внутреннего шельфа (изобата 200 м); 3 - зона внутреннего шельфа; внешний шельф: 4 - зона (глубокого) шельфа; 5 - впадины; 6 - желоба; 7 - возвышенности и банки; 8 - вершинные поверхности поднятий и банок; 9 - уступ континентального склона; 10 - подножие континентального склона; 11 - Курильская глубоководная котловина; 12 - Курильский подводный хребет

фа наклонных равнин окаймляет Курильскую котловину, а общий наклон поверхности подножия не превышает 1° . Эти равнины образованы слившимися конусами выноса, сформированными турбидитными потоками. Дно Курильской котловины представляет собой аккумулятивную равнину, расположенную на глубинах более 3200 м.

Курильский хребет протягивается на расстояние более 1200 км и возвышается на 3,5 - 4,0 км над дном Курильской котловины. Высота порогов в наиболее глубоких проливах составляет от 1000 м (пролив Буссоль) до 1400 м (пролив Крузенштерна).

В фазы гляциоэвстатических регрессий плейстоцена уровень Охотского моря мог быть на 100 – 110 м ниже современного, что приводило к крупным палеогеографическим перестройкам акватории, и в частности к осушению обширных пространств североохоотского шельфа (Кулаков, 1973). Однако погружения субаэральных поверхностей выравнивания на глубоком шельфе, в том числе возвышенностей Академии Наук СССР и Института Океанологии, безусловно, вызваны тектоническими причинами.

ОБЗОР ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Земная кора акватории Охотского моря и прилегающих участков суши довольно интенсивно изучалась геофизическими и геологическими методами. С этой целью применялись различные виды сейсмических исследований с использованием преломленных – МПВ и ГСЗ и отраженных волн – НСП (рис.9). Проводились сейсмологические наблюдения, магнитометрическая и гравиметрическая съемки, электромагнитные работы, измерения теплового потока и современных движений земной коры (Гнибиденко и др., 1975а).

Геологические исследования акватории ограничивались отбором осадков грунтовыми трубками и драгированием дна в районах выходов коренных пород, а на прилегающей суше выполнен стандартный комплекс геологической съемки, в районах нефтяных месторождений Сахалина и в перспективных прибрежных районах Западной Камчатки проводились поисково-разведочные работы, включающие и глубокое бурение.

Первые упоминания о драгировании в Охотском море относятся к 1966 г. и связаны с экспедицией морской обсерватории Майдауру (Aoki, 1967). Позднее драгирование проводилось СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Несколько (12) станций было выполнено вдоль Курильской гряды (Ерохов и др., 1972). Затем драгирование велось на восточном склоне Тонино-Анивского полуострова и

Рис. 9. Схема геолого-сейсмической изученности Охотоморского региона. Составили Г.С. Гнибиденко, Т.Г. Быкова, А.С. Сваричевский

Маршрутные исследования: 1 – ГСЗ и МПВ; 2 – МОВ со взрывами, 3 – НСП; площадные исследования: 4 – на море; 5 – на суше; станции драгирования: 6 – рейс нис "Пегас" в 1973 г.; 7 – по Ерохову и др. (1972); 8 – рейс нис "Пегас" в 1972 г., 9 – по Геодекяну и др. (1974); 10 – рейс нис "Дмитрий Менделеев" в 1974 г.; 11 – по М. Нагано с соавторами (Nagano e.a., 1974); 12 – рейс нис "Пегас" в 1974 г.; 13 – площадное драгирование, цифры на схеме – номер ссылки на источники информации и работы разных организаций: 1-20 – Строение земной коры..., 1964; 21 – Шушаков, 1962; 22 – Строение земной коры..., 1964; 23 – Тулина, 1969; 24, 25 – Зверев и др., 1969; 26-32 – Глубинное..., 1971; 33-35 – Зверев и др., 1969; 36, 37 – Тулина, 1969; 38 – Глубинное..., 1971; 39 – Гарньшев, Биккенина, 1969; 40-42 – Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; 43 – Гарньшев, Биккенина, 1969; 44 – Глубинное..., 1971; 45 – Биккенина, 1969; 46-48 – Супруненко, Шварц, 1967; 49-51 – Милашин, 1967; 52-55 – Геологические результаты..., 1967; 56-57 – Корсаков и др., 1968; 58 – работы ЮЖМОРГЕО в 1965 г.; 59 – Телегин и др., 1968; 60 – Сычев, 1966; 61-64 – Туезов и др., 1970; 65 – Биккенина, Трескова, 1970; 66-69 – Снеговской, 1974; 70-73 – Суворов, Жильцов, 1972; 74-75 – Снеговской, 1974; 76 – Лившиц, 1972; 77 – Снеговской, 1974; 78-80 – Потапьев и др., 1975; 81-83 – работы ЮЖМОРГЕО в 1970 г.; 84-86 – Снеговской, 1974; 87-98 – работы ЮЖМОРГЕО в 1971-1972 гг.; 99 – работы СахКНИИ в 1972 г.; 100-101 – работы СахКНИИ в 1973 г.; 102 – Геодекян и др., 1974; 103 – работы СахКНИИ в 1974 г.; 104 – работы Института океанологии АН СССР в 1974 г.; 105 – Nagano e.a., 1974; 106 – работы ЮЖМОРГЕО в 1973 г.

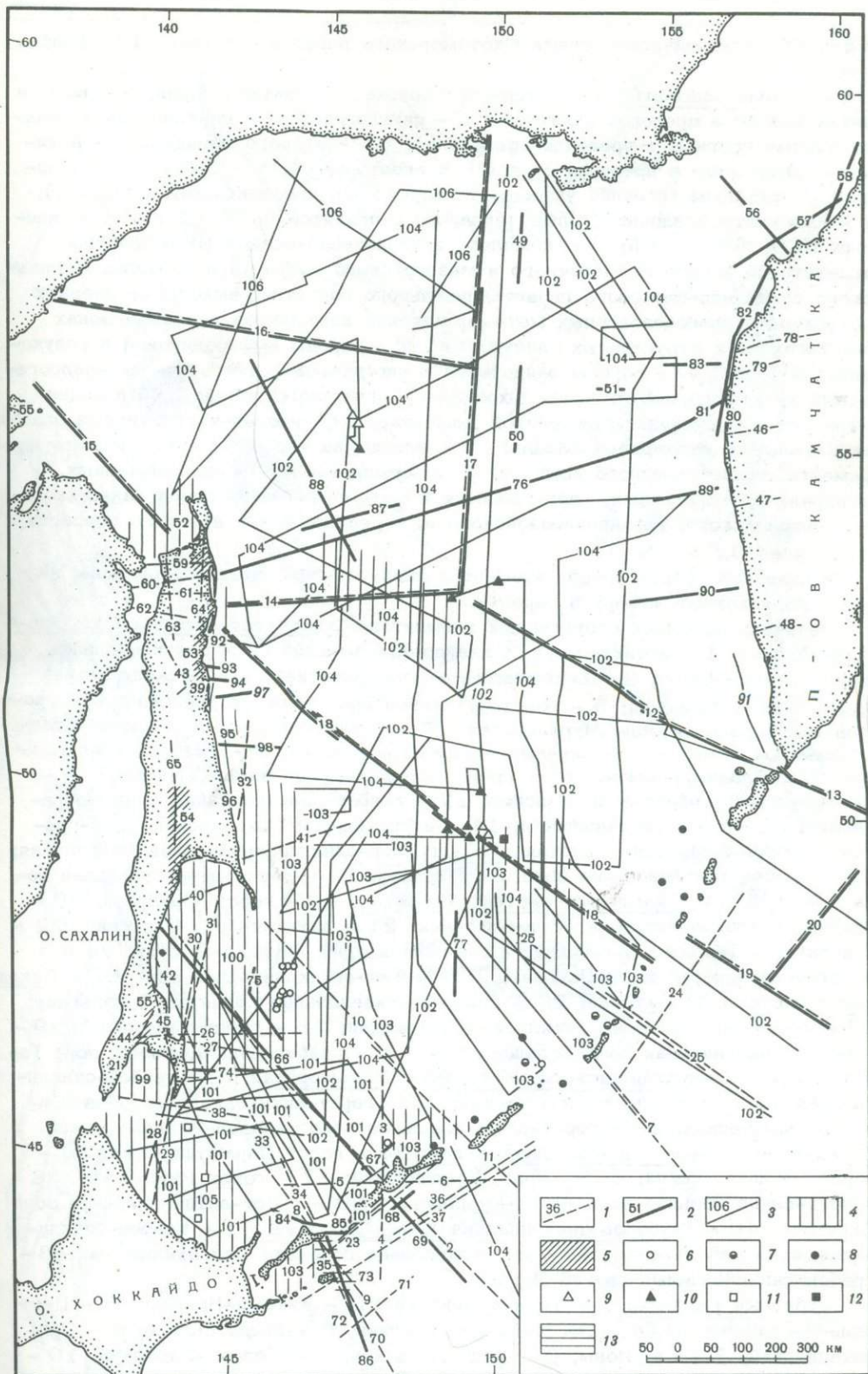


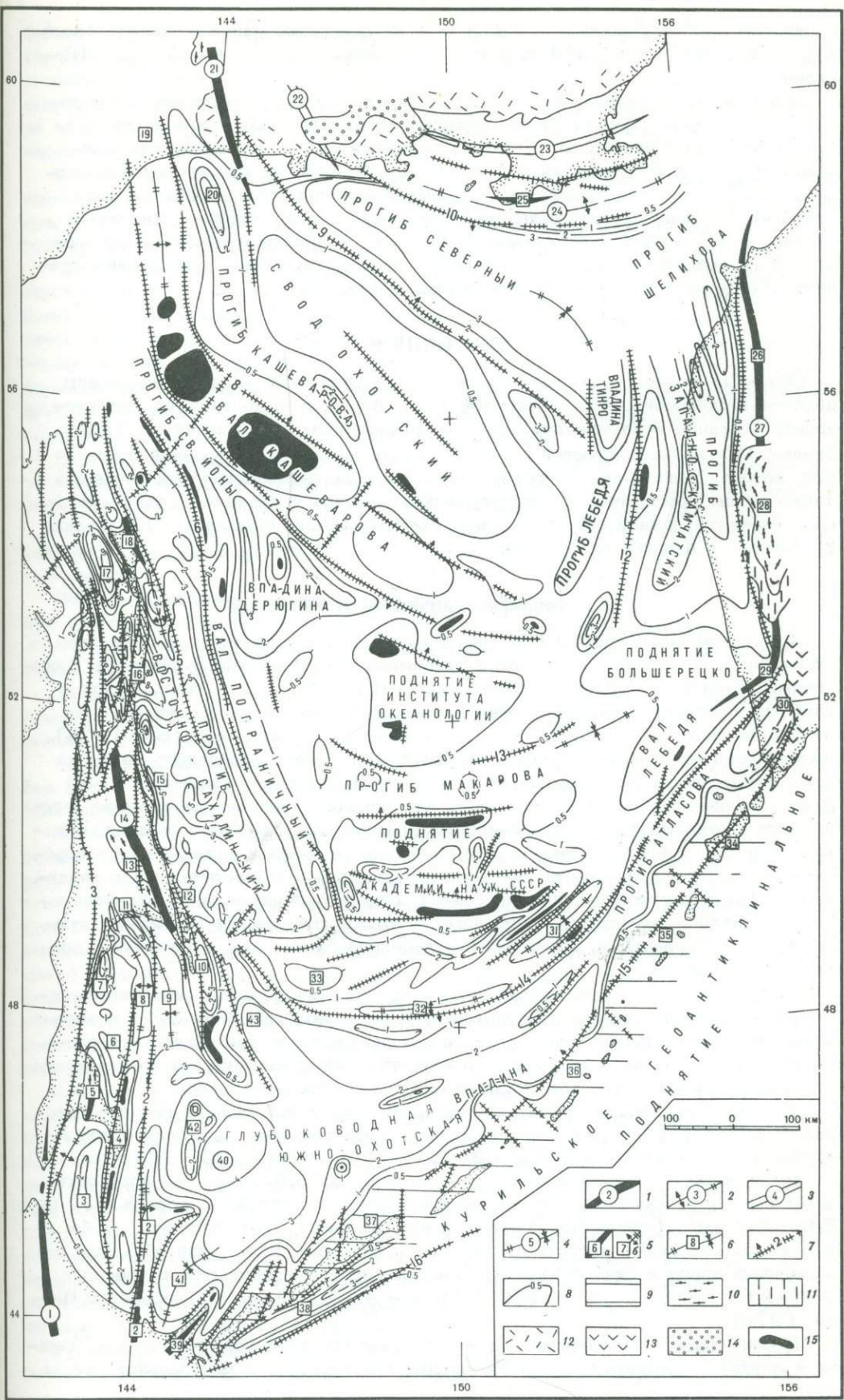
Рис. 10. Тектоническая схема Охотоморского региона. Составил Г.С. Гнибиденко.

Структурные элементы: 1-4 - первого порядка (1 - антиклинории; 2 - валы и антиклинории в пределах акватории; 3 - синклинории; 4 - синклинории и синклинальные прогибы в пределах акватории); 5-6 - второго порядка (5 - антиклинальные зоны в пределах суши (а) и акватории (б); 6 - синклинальные зоны); 7 - разломы (стрелка указывает направление преобладающего падения); 8 - изопахиты осадочной толщи чехла, км с принятой v_p $v_p = 2$ км/с, по данным НСП, МОВ и МПВ; 9 - комплекс вулканогенно-осадочных отложений андезитовой формации третичного и мезозойского возраста в пределах Курильского складчато-блокового геантиклинального поднятия; выходы на дневную поверхность разновозрастных метаморфических комплексов в осевых зонах положительных структурных элементов; 10 - породы амфиболитовой и глаукофановой фаций; 11 - породы эпидотовой и цеолитовой фаций; 12 - мел-палеогеновый вулканогенный комплекс Охотско-Катазиатского пояса; 13 - плиоцен-четвертичные вулканиты Восточной Камчатки; 14 - неоген-четвертичный осадочный комплекс наложенных впадин; 15 - выходы на дно моря акустического фундамента, представленного комплексом деформированных геосинклинальных осадочно-вулканогенных, изверженных и метаморфических пород палеогенового, мезозойского, верхнепалеозойского и, вероятно, более древнего возраста с v_p выше 3,5 км/с.

В линейных структурных элементах знак соответствует осевой зоне, цифры - порядковому номеру в перечне.

Перечень основных структурных элементов. Складчатая система Сахалино-Хоккайдская: 1 - антиклинорий Хоккайдо-Курильонский; 2 - антиклинальная зона Китами-Ямато; 3 - синклинальная зона Анивская; 4 - антиклинальная зона Тонино-Анивская; 5 - горст-антиклинальная зона Сусунайская; 6 - грабен-синклинальная зона Муравьевская; 7 - грабен-синклинальная зона Макаровская; 8 - горст-антиклинальная зона Поронайская; 9 - грабен-синклинальная зона Владимировская; 10 - грабен-синклинальная зона Терпения; 11 - грабен-синклинальная зона Невская; 12 - грабен-синклинальная зона Пограничная; 13 - горст Лангерийский; 14 - антиклинорий Сахалинский; 15 - грабен-синклинальная зона Лунская; 16 - грабен-синклинальная зона Чайвинская; 17 - грабен-синклинальная зона Байкальская; 18 - горст-антиклинальная зона Шмидтовская. Складчатая система Охотская: 19 - горст Юровский; 20 - грабен-синклинальная зона Усть-Охотская; 21 - антиклинорий Охотский; 22 - синклинорий Инийско-Кавинский; 23 - синклинорий Тауйско-Ямский; 24 - горст-антиклинорий Кони-Пьягина; 25 - горст-антиклинальная зона Кони. Складчатая система Камчатская: 26 - горст-антиклинальное поднятие Тигильское; 27 - горст-антиклинорий Тигильско-Малкинский; 28 - горст Срединный; 29 - горст-антиклинальная зона Большерецкая; 30 - грабен-синклинальная зона Голыгинская. Складчатая система Центрально-Охотоморская: 31 - грабен-синклинальная зона Восточно-Академическая; 32 - горст-антиклинальная зона Южно-Академическая; 33 - горст-антиклинальная зона Западно-Академическая. Складчато-блоковое поднятие Курильское: 34 - горст Парамуширский; 35 - горст Шиашкотанский; 36 - горст Симуширский; 37 - горст Итурупский; 38 - грабен-синклинальная зона Южно-Курильская; 39 - горст-антиклинальная зона Сиретоко. 40 - Глубоководная впадина Южно-Охотская: 41 - грабен-синклинальный прогиб Абасири; 42 - антиклинальное поднятие Присахалинское; 43 - грабен-синклинальный прогиб Пегаса.

Глубинные разломы: 1 - Тонино-Анивский; 2 - Китами-Невский; 3 - Центрально-Сахалинский; 4 - Восточно-Сахалинский; 5 - Шмидтовский; 6 - Присахалинский; 7 - Св. Ионы, 8 - Кашеваровский; 9 - Северо-Охотский, 10 - Тауйский; 11 - Западно-Камчатский; 12 - Прикамчатский; 13 - Южно-Океанологический; 14 - Академический; 15 - Прикурильский; 16 - Центрально-Курильский



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

подводном хребте Терпения, в 1973 г. — на подводной равнине вокруг Малой Курильской гряды и в 1974 г. — в районе залива Простор (о-в Итуруп) (Васильев, 1974).

В центральных районах Охотского моря в 1973 г. драгирование проводилось нис "Витязь" (Институт океанологии АН СССР). Объектами исследования были банки Кашеварова, Лебеда и северный склон возвышенности Академии Наук СССР (Геодекян и др., 1974). В 1974 г. драгирование проводилось нис "Дмитрий Менделеев". Каменный материал был поднят на семи станциях в районе банки Кашеварова, северо-восточнее поднятия Института океанологии и в желобе Макарова. В 1974 г. на северном склоне центральной части поднятия Академии Наук СССР нис "Пегас" были драгированы граниты (Геодекян и др., 1976; Гнибиденко, Ильев, 1976).

ТЕКТОНИКА

Основные морфоструктурные элементы дна Охотского моря представлены подводной окраиной северо-восточной части Азиатского континента, глубоководной впадиной и Курильским хребтом, отделяющим эту впадину от Тихого океана. Они характеризуются сложной, многопорядковой внутренней структурой, которая выявляется на основе анализа геолого-геофизических данных, а также путем прослеживания структурных элементов прилегающих участков суши (Камчатки, южной окраины Северо-Востока СССР, Сахалина и Курильских островов) на акваторию Охотского моря.

Структурно-формационные комплексы

По данным НСП, МОВ и ГСЗ (см. рис. 9), в верхней части земной коры Охотоморского региона выделяются фундамент (акустический фундамент) и осадочный чехол с v_p соответственно 4,0 — 6,2 и 2,0 — 2,3 км/с. Чехол в глубоких прогибах фундамента отчетливо подразделяется на две толщи с v_p от 1,6 до 3,2 км/с (Лившиц, 1972; Скорикова, 1972; Снеговской, 1974). Акустический фундамент в ряде мест выступает из-под осадочного чехла на поверхность дна в центральной части акватории Охотского моря (рис. 10). Драгирование этих выступов показало, что породные ассоциации выходов акустического фундамента в центральной части моря характеризуют геосинклинальный комплекс и представлены осадочно-вулканогенными и изверженными породами: филлитами и зелеными сланцами, граувакками, алевролитами и песчаниками, туфами и туфобрекчиями андезитов, андезито-дацитов, андезито-базальтов, риолитов и кремнистыми породами, а также кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами, андезитами и андезито-базальтами, кварцевыми порфирами и дацитами.

Присутствие среди драгированного материала пород низких ступеней метаморфизма (зеленых сланцев, филлитов и, редко, слюдяных сланцев) с развитым кливажем свидетельствует о далеко зашедшем процессе тектонического развития и дает основания считать, что акустический фундамент, по крайней мере в районах драгирования, представляет собой складчатый комплекс.

В катаклазированных гранитах, драгированных в центральной части акватории примерно в 50 милях севернее осевой зоны поднятия Института Океанологии, v_p оказались в пределах 4,3 — 5,5 км/с (плотность 2,60 — 2,63 г/см³), а во вмещающих их филлитах v_p — от 4,7 до 6,6 км/с при плотности 2,69 г/см³. В коренных породах, драгированных в прогибе Макарова, v_p — от 5,0 — 5,2 км/с (кварцевые порфиры с плотностью 2,49 г/см³) до 5,4 — 6,5 км/с (кварцевые диориты, плотность 2,68 г/см³). По пяти образцам изверженных пород и одному образцу филлита плотность находится в пределах 2,49 — 2,69 г/см³, а v_p в этих образцах — 4,3 — 7,6 км/с (Гнибиденко, Ильев, 1976).

Трудно сделать заключение о генезисе окатанного материала (гравия, гальки и валунов), поднятых на всех станциях драгирования в центральной части

Охотского моря. Отсутствие ледовой штриховки и экзотических пород, а также то, что породные ассоциации окатанного материала составляют комплекс андезитовой формации, аналогичный комплексу коренных пород, позволяют сделать вывод, что валунно-галечно-гравийный материал накапливался локально вблизи поднятий, которые представляют собой в настоящее время выступы акустического фундамента.

Следует иметь в виду, что ледовый разнос по акватории Охотского моря имеет место, но экзотический материал рассеивается равномерно, судя по присутствию полуокатанных и окатанных обломков пород в колонках прямо-точных трубок, и является лишь фоном в составе драгированного материала.

Судя по данным НСП, осадочный чехол на склонах и вершинах поднятий акустического фундамента залегает несогласно, тогда как для районов глубоких прогибов сделать заключение о несогласном залегании чехла на акустическом фундаменте затруднительно, а на ряде разрезов НСП соотношения между чехлом и фундаментом в таких прогибах могут расцениваться как конформные. Не исключено, что окатанный материал, драгированный на выступах фундамента, может происходить из конгломератов, залегающих в основании чехла в районах выступов акустического фундамента.

В целом несогласие между осадочной толщей и фундаментом в центральной части Охотского моря становится более отчетливым по направлению к Сахалину, Камчатке и Северо-Востоку СССР, где оно может быть коррелировано с несогласием, отделяющим в ряде мест кайнозойский квазиплатформенный осадочно-вулканогенный чехол от мезозойских и более древних складчатых комплексов.

Возраст фундамента Охотоморской плиты устанавливается по прослеживанию его со стороны прилегающих участков суши под осадочный чехол, а также основывается на радиометрических датировках драгированных изверженных пород, входящих в его состав.

Калий-аргоновый возраст коренных пород с выступов акустического фундамента центральной части акватории Охотского моря (Burk, Gribidenko, 1977) оказался позднемиоценовым и среднетриасовым (см. таблицу).

Возраст гранодиорита из осевой части поднятия Академии Наук СССР равен 113 - 122 млн. лет (ранний мел), а на о-ве Ионы - 45-53 млн. лет (Грибиденко, Ильев, 1976).

Имея в виду приведенные выше скорости прохождения продольных сейсмических волн в драгированных образцах и в кровле консолидированной коры, определявшиеся при ГСЗ (Строение земной коры..., 1964), можно заключить, что складчатое основание (акустический фундамент) в районе поднятия Института Океанологии не моложе позднего мела - раннего палеогена, а в районе северного склона поднятия Академии Наук СССР имеет позднемиоценовый - триасовый и, вероятно, позднепалеозойский возраст. Таким образом, акустический фундамент поднятий Института Океанологии и Академии Наук СССР включает в складчатый эвгеосинклинальный комплекс формации (Коренбаум и др., 1977) раннепалеогенового, главным образом мезозойского, и, вероятно, позднепалеозойского возраста.

Имеющиеся данные позволяют заключить (см. рис. 10), что фундамент северной части Охотоморской плиты представлен геосинклинальным комплексом Охотской позднемезозойской складчатой системы и верхнемеловыми-нижнепалеогеновыми вулканитами Охотского вулканогенного пояса. В Охотском своде и на северо-западе плиты фундамент, по-видимому, составляют палеозойские и отчасти докембрийские геосинклинальные складчатые формации. В целом же фундамент Охотоморской плиты сложен разновозрастными геосинклинальными складчатыми комплексами и вулканитами Охотского пояса, от верхнепалеозойских до эоценовых включительно, а в состав чехла входит осадочная толща, охватывающая стратиграфический интервал от олигоцена (в глубоких прогибах фундамента) до голоцена.

Фундамент поднятия Академии Наук СССР погружается в сторону Южно-Охотской глубоководной впадины, от которой он, однако, ограничивается глу-

Калий-аргоновый возраст пород центральной части Охотского моря

№ обр.	Местоположение	Порода	Возраст		Геологический
			абсолютный, млн. лет		
			по минеральным фракциям	по породе в целом	
962/1	50°30,2' с.ш. 149°43,05' в.д.	Риолитовый порфир	87,7±1,8 87,3±1,8 (полевой шпат)	84±4	Середина позднего мела
962/2	Северный край поднятия Академии Наук СССР	Гранодиорит	91,0±1,8 94,7±1,9 (биотит)	107±3	Начало позднего мела
962/3		Гранодиорит (средняя степень рассланцованности)	206±4 209±4 (биотит)		Средний триас
962/4		Гранит	75,8±1,5 74,6±1,5 (полевой шпат)		Конец верхнего мела
967/1	53°76,55' с.ш. 149°01,1' в.д.	Гранодиорит	93,5±1,9 95,4±1,9 (полевой шпат)	69±5	Начало позднего мела
967/2	Северный край поднятия Института Океанологии	Биотитовый сланец	74,0±1,5 73,0±1,5 (биотит)		Конец позднего мела

Примечание. Радиометрические определения калий-аргоновым методом по минеральным фракциям выполнены "Мобил Рисерч энд Дивелопмент Корпорейшен" (исполнитель - доктор Р.Е.Деннисон); по породе в целом ДВГИ ДВНЦ АН СССР (исполнитель - Э.С. Овчарек).

бинным разломом по подножию континентального склона. В некоторых случаях (район подводных хребтов Терпения и Китами-Ямато) фундамент прослеживается и в пределы глубоководной впадины на довольно значительные расстояния в виде валуобразных поднятий второго слоя под осадочным чехлом.

Осадочный чехол перекрывает и нивелирует неровную поверхность фундамента на большей части Охотоморской плиты. Мощность чехла варьирует от нескольких десятков метров до 0,2 - 0,5 км на поднятиях и до 1 - 3 км

и, редко, до 4–6 км в прогибах фундамента. В большинстве районов плиты чехол характеризуется хорошо отражающими горизонтами, прослеживающимися на десятки километров, а в ряде мест, по характеру записи на лентах сейсмографа, чехол может быть подразделен на две или даже три толщи, в нижней из которых v_p ср. около 3,0–3,2 км/с (Лившиц, 1972; Скорикова, 1972).

Материалы о составе чехла на акваторию пока отсутствуют, но по аналогии с данными, полученными для чехла Западно-Камчатского и Восточно-Сахалинского прогибов и впадин северного побережья Охотского моря (Скуратовский, Краснопевцев, 1973; Телегин, 1973; Алексейчик и др., 1974; Иванов и др., 1975), можно допустить, что чехол Охотоморской плиты сложен терригенным комплексом, а отражающие границы на разрезах НСП и МОВ обусловлены чередованием песков, глин, алевролитов, песчаников, аргиллитов и конгломератов. В ряде районов осадочный чехол Охотоморской плиты может быть прослежен в пределы прилегающих участков суши (Сахалина, Камчатки и Северо-Востока СССР) и сопоставлен здесь с неоген-четвертичным разрезом.

В центральной (поднятие Академии Наук СССР) и западной (Сахалин) частях континентального склона осадочная толща чехла подверглась интенсивной склоновой эрозии. Здесь установлены подводные оползни и крутые склоны, срезающие полого залегающие слои осадочной толщи. Из глубоководной впадины на шельф обычно прослеживается только маломощный (0,1–0,2 км) верхний слой слабоконсолидированных четвертичных отложений (Снеговской, 1974), который согласно залегает на верхней слоистой толще глубоководной впадины, но с заметным региональным несогласием, особенно вблизи выступов фундамента, перекрывает нижележащую толщу чехла Охотоморской плиты.

Осадочный чехол Южно-Охотской глубоководной впадины подразделяется на верхнюю слоистую и нижнюю акустически прозрачную толщу. Ниже приводится описание структуры чехла этой впадины в соответствии с работой С.С. Снеговского (1974).

Верхняя, слоистая толща мощностью до 0,8 км представляет собой переслаивание турбидитов с пелагическими илами и прослоями вулканического пепла; v_p варьирует в ней от 1 км/с вблизи дна до 2,0–2,5 км/с на глубине около 0,5 км от дна моря и до 1,5–2,0 км/с в нижней части толщи.

Нижняя, акустически прозрачная толща мощностью до 3,2 км, вероятно, состоит из пелагических глин и аргиллитов; v_p в этой толще постепенно возрастают с глубиной от 1,8 до 2,3 км/с и достигают 2,8 км/с в ее нижней части. Толща залегает на промежуточном осадочно-вулканогенном (втором) слое, мощность которого от 0,5 до 3,0 км, а v_p в кровле слоя около 4,2–4,7 км/с. Зондированием МПВ с нис "Пегас" в 1976 г. был выделен второй слой мощностью около 1,5 км в центральной части глубоководной впадины с $v_p = 4,8$ км/с (Попов, Аносов, 1978).

Начало накопления верхней турбидитной толщи относится к позднему миоцену – раннему плиоцену. Если же принять скорость седиментации для акустически прозрачной толщи в 40 м/млн. лет, аналогично принятой выше для глубоководной впадины Берингова моря (Initial Reports..., 1973), то даже без учета уплотнения осадков начало накопления осадочного чехла Южно-Охотской глубоководной впадины следует относить к позднему мелу, а если учесть и уплотнение осадков (приблизительно в 2 раза), то к поздней юре.

Окраина континента

На основе имеющихся данных о строении земной коры акватории Охотского моря и прилегающих участков суши составлена схема тектоники Охотоморского региона (см. рис.10). Ниже приводится ее краткий анализ.

Западно-камчатский шельф и Западная Камчатка. Судя по структуре осадочного чехла, на шельфе Западной Камчатки выделяется прогиб, вышлщенный осадочным комплексом мощностью до 4 км и, по-видимому, включающий толь-

ко неогеновые терригенные отложения кавранской и верхней части воямпольской серий (до кровли гакхинской свиты — нижний миоцен), где v_p — 3,0—3,2 км/с (Скорикова, 1972). По краю камчатского шельфа этот прогиб ограничивается Прикамчатской антиклинальной зоной (валом), а на юге — Большерецким выступом мелового и более древнего фундамента. На севере прогиб открывается во впадину ТИПРО.

Обширное Большерецкое поднятие намечается по изопахите чехла 0,5 км. Это поднятие прослеживается в западном направлении, к поднятию Института Океанологии. На побережье в районе Усть-Большерецка фундамент залегает на глубине 534 м, где бурением вскрыты амфиболизированные габброиды; v_p в кровле этого фундамента 5,0 — 5,2 км/с (Геология СССР, 1964; Супруненко, Шварц, 1967).

Вал Лебеда, представляющий собой юго-западное ответвление Большерецкого поднятия, оконтуривается изопахитой 0,5 км. В осевой части вала акустический фундамент выступает на поверхность дна и представлен песчаниками и глинистыми сланцами (Геодекян и др., 1974). В кровле фундамента v_p здесь около 5,5 км/с (Строение..., 1964).

Вал Лебеда и поднятие Академии Наук СССР, очевидно, структурно связаны и разделяются лишь седловиной с мощностью осадочного чехла не более 1 км.

Юго-восточнее вала Лебеда располагается довольно глубокий Гольгинский прогиб, замыкающийся в пределах Камчатского полуострова. На юго-западе Гольгинский прогиб отделяется поперечным выступом акустического фундамента от прогиба Атласова, который, в свою очередь, ограничен на широте о-ва Онекотан перемычкой акустического фундамента от Южно-Охотской глубоководной впадины. Мощность осадочного чехла в Гольгинском прогибе, вероятно, превышает 3 км (Строение..., 1964; Смирнов, 1971), а мощность чехла в прогибе Атласова, вероятно, около 2 км.

Северная и центральная части акватории и прилегающие участки суши. Имеющиеся данные позволяют заключить, что позднемезозойская складчатая система Северного Сихотэ-Алиня не продолжается на северо-восток, к северному побережью Охотского моря, как это предполагалось ранее (Марков и др., 1967; Чиков, 1970), а кулисообразно сочленяется с северным окончанием Сахалинского антиклинория. К северо-западу от Александровского глубинного разлома, который является морским продолжением Куканского глубинного разлома (Чеботарев, Усенко, 1967) и разделяет области позднеюрской и позднемеловой складчатости в пределах Северного Сихотэ-Алиня (Иванов, 1972), генеральное простираение складчатости — уже северо-восточное (синклинорий Николаевский).

Позднеюрская (Ульбанская) складчатая система занимает область, ограниченную Александровским разломом на юго-востоке (в Нижнем Приамурье) и Шантарским на северо-западе, и простирается в пределы акватории западнее прогиба Св. Ионы, ограничивая, таким образом, позднепалеозойско-раннемезозойскую складчатую систему Монголо-Охотского пояса (Нагибина, 1969) от позднемезозойской складчатой области Нижнего Приамурья и плиоценовой складчатой системы Северного Сахалина.

Северный отрезок сихотэ-алинской части Чукотско-Катазиатского вулканического пояса сложен андезит-дацито-риолитовой, андезитовой, базальтовой и терригенной угленосной формациями с комагматичным интрузивным комплексом (Левитан, 1969; Салун, 1969). Вулканы пояса наследуют юрско-нижнемеловой складчатый, эвгеосинклинальный комплекс, выступающий в ряде мест (озера Орель, Чля, Удыль) на дневную поверхность (Геология СССР, 1966; Вебер, 1970; Кянно, 1973; Врублевский, Пилацкий, 1974). На акваторию Охотского моря сихотэ-алинская часть вулканогенного пояса не прослеживается, и здесь на его продолжении лежит впадина Сахалинского залива, выполненная кайнозойско-верхнемеловым (?) осадочным комплексом мощностью около 7,0 км (Альперович, Чернявский, 1973; Кононов и др., 1973).

Позднепалеозойско-раннемезозойская Монголо-Охотская складчатая система сложена комплексом эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных отло-

жений от верхнедокембрийских до верхнетриасовых (Геология СССР, 1966; Караулов, 1967, 1969; Горохов, Караулов, 1969; Степанов, Школьник, 1972). В основании стратиграфического разреза здесь обычно залегают офиолитовые или флишевые, местами метаморфизованные формации (Шашкин, 1969, 1970). Верхнетриасовые и более молодые отложения входят главным образом в состав молассового комплекса.

Северо-восточная часть Монголо-Охотского пояса образует систему, состоящую из Аянского и Шантарского антиклинориев и разделяющего их Торомского синклиория (Караулов, 1970), которые довольно далеко прослеживаются на акваторию Охотского моря. Здесь складчатый комплекс перекрывается чехлом кайнозойских отложений, выполняющих довольно обширную Западно-Охотскую впадину, осевая часть которой, по-видимому, располагается примерно в 200 км восточнее Аянского полуострова.

С северо-запада Монголо-Охотская складчатая система отделяется Джугджурским глубинным разломом от Джугджуро-Становой протерозойской складчатой системы, которая не выходит на побережье Охотского моря (Глуховский и др., 1972), а протягивается под покровом юрско-меловых вулканитов по направлению к Сетте-Дабанской складчатой системе. Монголо-Охотская складчатая система, по-видимому, прослеживается по выходам из-под юрско-меловых вулканитов ниже-среднепалеозойских (Гольденберг, 1968, 1970), частично метаморфизованных (Гнибиденко, Шашкин, 1969) геосинклинальных формаций (Бельтнев, Лебедев, 1968; Чернявский, 1969). Она распространяется в направлении к Ульяновскому наложенному прогибу (Миц, Самозванцева, 1971; Белый и др., 1972), фундамент которого, вероятно, слагает и где она соединяется с Южно-Верхоянской складчатой системой.

Юровский блок на северо-востоке Ульяновского прогиба сложен в основании разреза карбонатно-терригенными отложениями ордовика-верхнего кембрия (?) мощностью около 1 км, согласно залегающими на метаморфическом комплексе допозднекембрийского возраста (Геология СССР, т. 30, 1970; Корольков, 1972). Этот блок располагается на северном продолжении вала Кашеварова, который и служит восточным ограничением Монголо-Охотской складчатой системы на северо-востоке.

Вал Кашеварова протягивается на юг от Юровского блока через блок Св. Ионы и далее на юго-восток через выступ фундамента банки Кашеварова на расстояние, превышающее 800 км. Ширина вала по ограничивающим его разломам около 50-75 км. На юго-востоке вал, по-видимому, структурно связан с Большерецким поднятием Западной Камчатки, от которого он отделяется лишь седловиной в фундаменте.

Акустический фундамент вала Кашеварова состоит из комплекса геосинклинальных складчатых формаций, в том числе метаморфизованных (Юровский блок и блок банки Кашеварова) и представленных вулканитами и терригенными образованиями, прорванными гранодиоритами. Этот геосинклинальный комплекс охватывает возрастной интервал от триаса и среднего-раннего палеозоя и докембрия (?) в Юровском блоке (Корольков, 1972) до позднего мела-палеоцена в блоке Св. Ионы, где на о-ве Св. Ионы обнажаются эоценовые гранодиориты с калий-аргоновым возрастом 45-53 млн. лет (Гнибиденко, Ильев, 1976).

С поднятием Института Океанологии вал Кашеварова связан выступом фундамента. Гранодиорит с поднятия имеет калий-аргоновый возраст $94,4 \pm 1,5$ млн. лет (граница раннего и позднего мела), а возраст биотитовых сланцев (роговиков) оказался равным 73,5 млн. лет (поздний мел; Burk, Gnibidenko, 1977).

Судя по тому, что осадочный чехол вала Кашеварова перекрывает акустический фундамент, а верхняя возрастная граница фундамента не поднимается выше олигоцена, можно допустить, что осадочный чехол в прилегающих к валу прогибах формировался в олигоцен-четвертичное время.

Небольшая мощность чехла (0,25-0,5 км) в осевой зоне вала Кашеварова, а также отсутствие чехла на значительных площадях при глубинах моря

около 200 м (выступ Св. Ионы, банка Кашеварова) дают основания считать, что вал в виде участков островной суши выступал над уровнем моря еще в позднем плиоцене-плейстоцене.

Северо-восточнее вала параллельно ему располагается прогиб Кашеварова длиной около 700 км и шириной 50-100 км, отделяющий вал от Охотского свода. Юго-западнее и южнее вала находятся впадина Дерюгина с прогибом Св. Ионы и прогиб Лебеда, ограничивающие вал от основной части глубокого шельфа.

По простиранию прогиб Кашеварова отчетливо подразделяется на две впадины. Северная (Охотская) наиболее глубокая впадина выполнена терригенными отложениями неогена мощностью более 3 км. Впадина замыкается на суше, где выделяется Охотский грабен (Чиков, 1970), выполненный толщей верхнеплиоценовых (мареканская угленосная свита мощностью около 0,7 км) и четвертичных отложений, залегающих на меловых вулканитах. Мощность осадочного чехла в юго-восточной впадине прогиба Кашеварова, по-видимому, превышает 2 км.

Охотский свод протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 750 км при максимальной ширине в 150 км (по изопахите чехла 0,5 км). На северо-востоке и востоке параллельно своду располагаются прогиб Северный, впадина ТИНРО и на юго-востоке - прогиб Лебеда. Свод, вероятно, затухает на широте 54°.

На северо-западе через седловину в фундамент свода прослеживается Охотский мегантиклинорий, осевая зона которого (Кухтуйский блок) представляет собой массив ранней консолидации (Гнибиденко, 1969), сложенный в основании разреза протерозойскими метаморфизованными эвгеосинклинальными отложениями, на которых залегает верхнедокембрийский, палеозойско-среднеюрский миогеосинклинальный комплекс, в свою очередь перекрытый мел-палеогеновыми вулканитами Чукотско-Катазиатского пояса (Гринберг, 1968; Вельдяков и др., 1970). Можно ожидать, таким образом, что в акустический фундамент Охотского свода входят докембрийские и палеозойско-мезозойские геосинклинальные образования.

Так как метаморфический комплекс погружается со стороны суши под толщу более молодых отложений и залегает в осевой части свода на глубине лишь около 1 км под дном моря в его северо-восточном выступе (рис. 11), то возможно, что здесь докембрийский метаморфический комплекс (судя по гранич-

Рис. 11. Геологический разрез (I) по профилю Магадан - о-в Симушир (местоположение см. на рис. 7). Составил Г.С. Гнибиденко по различным данным (Строение земной коры..., 1964; Глубинное..., 1971; Геодэж и др., 1974; рейс нис "Дмитрий Менделеев" в 1974 г.).

1 - верхняя мантия; слои; 2 - метабазальтовый; 3 - метадiorитовый и второй слой океанической коры; 4 - гранитно-метаморфический; 5 - вулканогенно-осадочный, геосинклинальный складчатый комплекс с выступами акустического фундамента (крестики) на дно моря в пределах внешнего (глубокого) шельфа; 6 - нижняя деформированная терригенная толща чехла (неоген и отчасти палеоген) на шельфе и андезитовая формация Курильского складчато-блокового поднятия; 7 - толща пелагических отложений (глин и алевроитов) глубоководной впадины; 8 - плиоцен-четвертичная верхняя толща чехла на шельфе, верхняя осадочная толща глубоководной впадины и первый океанический слой талассократона; 9 - зоны разломов; а - глубинных (до верхней мантии), б - коровых; 10 - сейсмические разделы, геологические границы и значения v_p , км/с; 11 - предполагаемые границы слоев; 12 - зона расположения мантийных магматических очагов.

Глубинные разломы: 1 - Северо-Охотский, 2 - Кашеваровский, 3 - Южно-Кашеваровский, 4 - Океанологический, 5 - Макаровский, 6 - Академический, 7 - Западно-Курильский, 8 - Глубоководный

ной скорости в 5,2 км/с) перекрыт только маломощным чехлом мел-палеогеновых вулканитов.

Мощность мезозойской толщи в акустическом фундаменте свода, по-видимому, увеличивается по направлению к Северному прогибу и особенно в осевой зоне свода (до 3 - 4 км), где, вероятно, акустический фундамент сложен мезозойским геосинклинальным комплексом с гранитоидами мел-палеогенового возраста, а маломощный осадочный чехол в центральной части свода (до изопахиты 0,5 км) скорее всего не древнее верхнего миоцена.

Длина Северного прогиба около 350 км при максимальной ширине около 150 км. Он ограничен глубинными разломами северо-западного простирания. Со стороны суши по направлению к прогибу простирается осевая зона Инийско-Кавинского синклинория, сложенная пермско-нижнемезозойским молассовым комплексом, прорванным меловыми гранитоидами, и перекрытая мел-палеогеновыми вулканитами. Мощность континентальных неогеновых отложений на побережье между полуостровами Лисянского и Хмиевского не превышает 100 м (Геология СССР, т. 30, 1970; Чиков, 1970); таким образом, на северо-западе прогиб замыкается в пределах акватории.

В состав акустического фундамента прогиба, вероятно, входит комплекс дислоцированных геосинклинальных отложений перми и нижнего мезозоя, а в его северо-западной части, по-видимому, и мел-палеогеновые вулканогенные образования.

Мощность осадочного чехла в Северном прогибе около 3 км и, очевидно, достигает 4 и даже 5 км (Строение земной коры..., 1964). Чехол подразделяется на верхнюю плиоцен-четвертичную толщу мощностью около 1,5 км и нижнюю, вероятно, миоценовую толщу мощностью 2-3 км. Прогиб асимметричен, поскольку зона максимальной мощности (и соответственно максимального компенсированного прогибания) располагается ближе к Охотскому своду.

С северной стороны прогиба располагается антиклинорий Кони-Пьягина позднемезозойской Охотской складчатой системы (Геология СССР, т. 30, 1970). В осевой зоне этого антиклинория на дневную поверхность выступает триасово-юрская андезитовая формация, прорванная раннемеловыми гранитоидами. По-видимому, этот дислоцированный геосинклинальный комплекс и входит в состав акустического фундамента на северном склоне прогиба.

На меридиане полуострова Пьягина, судя по имеющимся данным (Беляев и др., 1966; Корсаков и др., 1968; Городничий и др., 1970; Шимараев, 1971), позднемезозойская Охотская складчатая система приобретает северо-восточное направление и прослеживается далее через полуостров Тайгонос. На юго-востоке она граничит с Камчатско-Корякской складчатой системой (Некрасов, 1971; Некрасов и др., 1971).

Возраст глубокометаморфизованного эвгеосинклинального комплекса, вскрывающегося в Авековском и Пареньском блоках, до сих пор еще проблематичен, однако имеющиеся данные (Гнибиденко, Быкова, 1969; Гринберг, Шкодзинский, 1973; Загрузина, Смирнов, 1973; Мишкин и др., 1973; Жуланова, 1974) по составу комплекса и геологии окружающих районов (Заборовская и др., 1972; Леоненко, 1974) позволяют рассматривать исходные геосинклинальные формации метаморфического комплекса как допермские (нижнепалеозойские и, вероятно, докембрийские).

Авековский массив ранней консолидации выделяется в осевой зоне Тайгоносского антиклинория. Располагающийся юго-восточнее Тайгоносский синклинорий в осевой зоне сложен юрско-нижнемеловой андезитовой формацией, перекрытой нижнемеловым молассовым комплексом. Офиолитовый комплекс юрско-мелового и, возможно, каменноугольного возраста (Геология СССР, т.30, 1970; Заборовская, 1974) выступает на дневную поверхность юго-восточнее, в Поворотной антиклинальной зоне.

Тайгоносский синклинорий простирается в залив Шелихова, на его продолжении располагается прогиб Шелихова, у южного окончания которого находится впадина ТИНРО. В состав акустического фундамента прогиба Шелихова, по-

видимому, входит складчатый юрско-меловой геосинклинальный комплекс, который перекрыт осадочным чехлом мощностью более 2 км (Корсаков и др., 1968), вероятно, неоген-четвертичного возраста.

Впадина ТИНРО выполнена осадочным комплексом мощностью, по-видимому, более 3 км (по данным НСП не более 1,5 км). Еще в 53-м рейсе нис "Витязь" в 1972 г. было отмечено, что рельеф дна впадины представляет собой чередование гребней и понижений субмеридионального направления, совпадающих с удлинением впадины (Удинцев и др., 1976). Сейсмопрофилированием в 13-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" было установлено широкое распространение этого "волнистого" рельефа во впадине с мощностью осадочного чехла около 1,5 км. Судя по записям НСП, можно предположить, что в толще чехла, по-видимому, плиоцен-четвертичного возраста развита конседиментационная складчатость, а нижние горизонты осадочного чехла (глубже 1 - 1,2 с) консолидированы настолько, что служат акустическим фундаментом. Если это так, то во впадине ТИНРО наблюдается четвертичная складчатость, аналогичная описанной для западного континентального склона в Мексиканском заливе (Garrison, Martin, 1973). По-видимому, акустический фундамент прогиба Шелихова распространяется на центральную и южную части впадины ТИНРО, и в этом случае он представляет собой меловой геосинклинальный складчатый комплекс.

Мощность верхней толщи осадочного чехла, залегающего на неровной поверхности акустического фундамента в центральной части прогиба Лебеда, между поднятием Института Океанологии и юго-восточной частью вала Кашеварова, около 0,75-1 км, а в относительно небольших, но глубоких впадинах, где выделяется нижняя толща, мощность чехла превышает 2 км. Акустическим фундаментом этого прогиба служит геосинклинальный складчатый комплекс, прорванный гранодиоритами с калий-аргоновым возрастом 73,5 млн. лет и драгированный с выступа в прогибе севернее поднятия Института Океанологии (см. рис. 11). Можно допустить, таким образом, что нижняя толща осадочного чехла здесь не древнее раннего палеогена, а верхняя толща, по-видимому, неоген-четвертичная.

Впадина Дерюгина имеет размеры около 250 × 250 км и выполнена осадочной толщей, залегающей на весьма неровной поверхности акустического фундамента. Чехол в относительно небольших прогибах акустического фундамента разделяется на две толщи. Максимальная мощность верхней, вероятно, плиоцен-четвертичной толщи около 1,5 км, а нижней - более 1 км. Акустический фундамент с $v_p = 4,1 - 5,3$ км/с (Строение..., 1964), как было показано ранее (Лившиц и др., 1972), довольно интенсивно расчленен, особенно в восточной части впадины. Здесь фундамент в ряде мест выступает на дне моря, а в центральной и северной частях впадины выступы фундамента возвышаются на 150 - 200 м над ее дном. В западной части впадины Дерюгина мощность осадочного чехла уменьшается до 0,25 км и акустический фундамент выступает на поверхность дна моря у подножия сахалинского шельфа. Следует только отметить, что некоторые выступы фундамента в чехле выглядят как диапиры.

Возраст и состав акустического фундамента впадины Дерюгина проблематичны. Следует, по-видимому, допустить, что в восточной ее части, которая структурно связана с прогибом Лебеда, акустический фундамент такого же состава и возраста, как в прогибе Лебеда. Поскольку v_p , измеренные на образцах гранодиорита со станции 967 (см. таблицу) в прогибе Лебеда, оказались в пределах 4,3 - 5,5 км/с, а в филлитах - от 4,7 до 6,6 км/с, вполне возможно, что драгированный акустический фундамент здесь тот же, в котором ранее были определены v_p в 4,1 - 5,3 км/с (Строение..., 1964). В таком случае, вероятно, фундамент восточной части впадины Дерюгина имеет меловой раннепалеогеновый возраст, а нижняя толща осадочного чехла только в конседиментационно развивавшихся прогибах будет иметь эоцен-олигоценный возраст, тогда как его верхняя часть представлена, по-видимому, неоген-четвертичными отложениями.

Поднятие Института Океанологии вытянуто в субширотном направлении и, очевидно, структурно связано с Большерецким поднятием. На западе выступ поднятия Института Океанологии служит южным ограничением впадины Дерюгина. Поверхность поднятия выровнена и осадочный чехол залегает на абрадированном акустическом фундаменте. Обширные выходы этого фундамента установлены в его северо-западном и западном выступах, и располагаются они обычно в поднятом крыле сбросов.

Маломощный осадочный чехол поднятия Института Океанологии представлен, по-видимому, только плиоцен-четвертичными отложениями, залегающими на акустическом фундаменте с $v_r = 6,0$ км/с (Строение..., 1964) на востоке поднятия, и, вероятно, фундамент в таком случае должен быть представлен относительно высокометаморфизованным комплексом.

Прогиб Макарова разделяет поднятия Института Океанологии и Академии Наук СССР. На западе он соединяется с прогибом Шмидта, а на востоке открывается в прогиб Атласова. Прогиб Макарова выполнен верхней толщей осадочного чехла, по-видимому плиоцен-четвертичного возраста, мощностью около 1 км. Рельеф акустического фундамента довольно неровный, а по осевой зоне прогиба располагается несколько поднятий, перекрытых осадочным чехлом мощностью 0,25 - 0,5 км и имеющих в поперечнике размеры около 25-30 км.

Поднятие Академии Наук СССР протягивается в широтном направлении на расстояние около 400 км. На западе поднятие отделяется от Пограничного вала довольно глубоким прогибом Шмидта, мощность осадочного чехла в котором превышает 2,5 км. На востоке, через седловину в фундаменте (мощность чехла около 1 км) северный блок поднятия структурно связан с валом Лебеда, а центральный блок простирается по направлению к седловине, отделяющей прогиб Атласова от Южно-Охотской глубоководной впадины. Не исключено, что этот участок представляет собой структурный узел, соединяющий центральную часть поднятия с Южно-Камчатским антиклинорием.

Поверхность фундамента поднятия Академии Наук СССР абрадирована и находится на средней глубине моря около 1 - 1,1 км. По изопахитам 0,25; 0,5 и 0,75 км конфигурация поднятия довольно сложная, что, по-видимому, обусловлено дифференцированными движениями отдельных блоков поднятия по сбросам субширотного и северо-западного простираний.

На уступе континентального склона поднятия Академии Наук СССР к глубоководной впадине установлены два крупных прогиба в акустическом фундаменте, выполненные осадочным чехлом мощностью более 1,5 км (прогиб Восточный). Формирование этих структурно-седиментационных прогибов обусловлено поднятиями акустического фундамента, которые служили дамбой в виде эшелонированной системы, протягивающейся вдоль подножия склона. На границе с глубоководной впадиной устанавливается глубинный разлом, вдоль которого в восточной части впадины фундамент поднятия выступает на поверхность dna уступом высотой 800 м.

Акустический фундамент в центральной и северной частях поднятия Академии Наук СССР выступает на поверхность dna в виде обширных районов, свободных от осадочного чехла или покрытых незначительным по мощности чехлом голоценовых отложений. Драгирование в северной и центральной частях поднятия Академии Наук СССР (Гнибиденко, Ильев, 1976; Коренбаум и др., 1977; Burk, Gnibidenko, 1977) показало, что фундамент представляет собой эвгеосинклинальный мезозойско-верхнепалеозойский комплекс, так как по калий-аргоновым датировкам возраст изверженных пород 84 - 209 млн. лет (см. табл.). Ассоциация драгированных пород представляет собой андезитовую формацию.

Определенные в лабораторных условиях, v_p (Гнибиденко, Ильев, 1976) для пород фундамента находятся в хорошем соответствии с v_r в его кровле, определявшимися при ГСЗ (Строение земной коры..., 1964), и находятся главным образом в пределах 6,0 - 7,0 км/с.

В заключение следует подчеркнуть важную роль глубинных и коровых разломов северо-западного простирания, разграничивающих структурные элементы

наиболее низкого порядка. Большинство разломов отчетливо выделяется на записях НСП, а об их глубинности свидетельствуют характер глубинных границ и порядок ограничиваемых ими структурных элементов. Структурные элементы (первого и второго порядков) дна Охотоморского региона отражаются в структуре земной коры до раздела М.

По глубинным разломам, главным образом северо-западного и субширотного простираний, большинство из которых представляют собой нормальные сбросы (и сбросы нарастания), происходили кайнозойские движения, обусловившие формирование рифтовой системы в фундаменте Охотоморской плиты (Гнибиденко, 1976), которая погребена под неоген-четвертичным чехлом. Данные НСП позволяют сделать вывод, что разрывными деформациями на Охотоморской плите захватываются и четвертичные отложения. Это обстоятельство наряду с данными о землетрясениях для северо-западной части акватории (Charman, Solomon, 1976) свидетельствует о современной сейсмической активности по разломам.

Складчатая система Сахалино-Хоккайдо. Эта система является восточным обрамлением Охотоморской плиты (см. рис. 10, рис. 12). На Сахалине в качестве структурного элемента первого порядка выделяется Сахалинский антиклинорий (Gnibidenko, 1971), осевая зона которого прослеживается по выходам на дневную поверхность офиолитового комплекса (набильская серия) юрско-мелового возраста (Жамойда, 1969; Савицкий, Краснов, 1970) и его метаморфизованной части — вальзинской серии мезозойско-позднепалеозойского (?) возраста (Метаморфические..., 1969; Гнибиденко и др., 1975б).

На северо-западе Сахалинский антиклинорий кулисообразно сочленяется с Шмидтовской антиклинальной зоной и Пограничным валом. Система унаследованных и наложенных прогибов на Восточно-Сахалинском шельфе между осевыми зонами Пограничного вала и Сахалинского антиклинория, по-видимому, располагается в осевой зоне Восточно-Сахалинского синклинория.

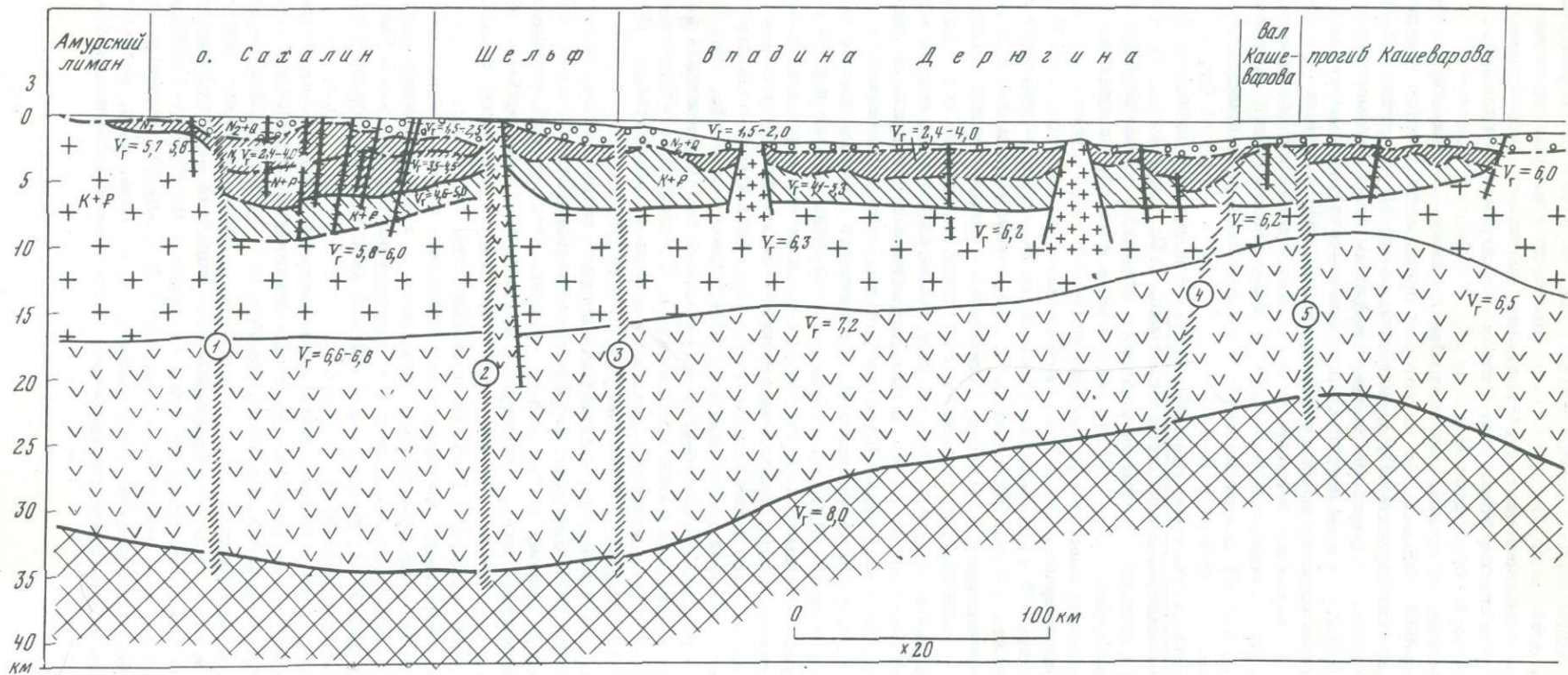
На юге осевая зона Сахалинского антиклинория прослеживается через полуостров Терпения и затухает в глубоководной впадине, где в ряде мест акустический фундамент выступает на поверхность дна или перекрыт незначительной по мощности толщей неоген-четвертичных отложений. Драгированием (Васильев и др., 1975а) в составе акустического фундамента подводного продолжения антиклинория установлены основные измененные эффузивы мезозойского возраста, судя по калий-аргоновым датировкам (измененный базальт — 108 млн. лет; ранний мел — поздняя юра). Следует отметить, что вулканизм в осевой зоне антиклинория продолжался по плиоцен включительно (Геология СССР, т. 33, 1970).

К востоку от южного окончания Сахалинского антиклинория, отделяясь от него зоной Восточно-Сахалинского разлома, располагается прогиб Пегаса, открывающийся в сторону глубоководной впадины. Этот прогиб выполнен толщей верхнемиоценовых и плиоцен-четвертичных отложений мощностью более 2 км. На северо-западе прогиб Пегаса через седловидную перемычку в акустическом фундаменте соединяется с Пограничным прогибом.

Мощность верхнемиоцен-плиоценовой (борская, уранайская и хузинская свиты) толщи в Пограничном прогибе превышает 3 км. Кремнистые аргиллиты и алевролиты раннесреднемиоценового возраста (пиленгская свита; Геология СССР, т. 33, 1970), по-видимому, служат акустическим фундаментом в осевой части этого прогиба.

Восточнее прогиба Пегаса выделяется система поднятий акустического фундамента вала Пограничного, который прослеживается в глубоководную впадину и затухает в ее центральной части. Данные НСП, МОВ и ГСЗ позволяют наметить продолжение Пограничного вала к северу, вдоль западного борта впадины Дерюгина, в виде системы эшелонированных поднятий акустического фундамента по краю внешнего шельфа Сахалина примерно по изобате 1000 м.

Пограничный вал, по-видимому, является краевым структурным элементом Сахалино-Хоккайдской складчатой системы на востоке, и он, вероятно, играл роль барьера для осадков, поступающих с Сахалина в неогеновое время.



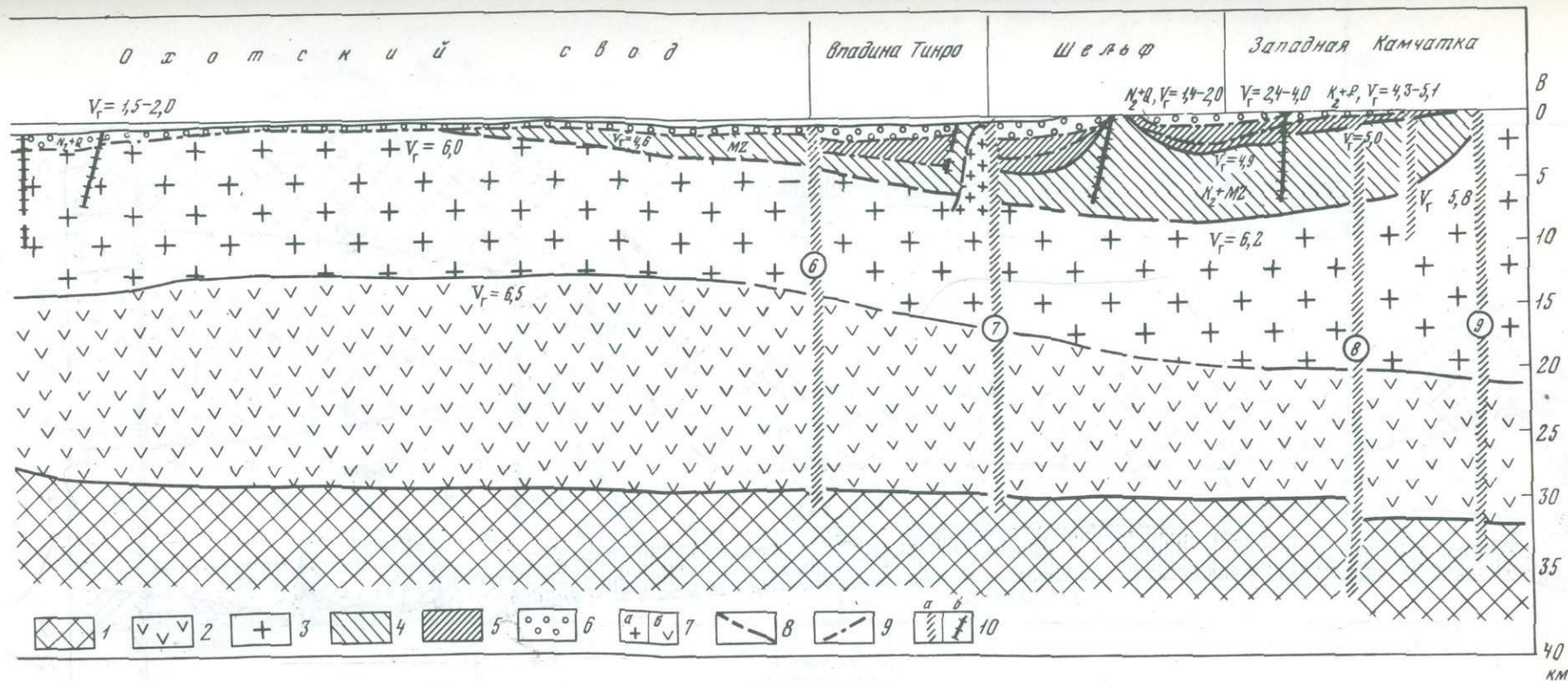
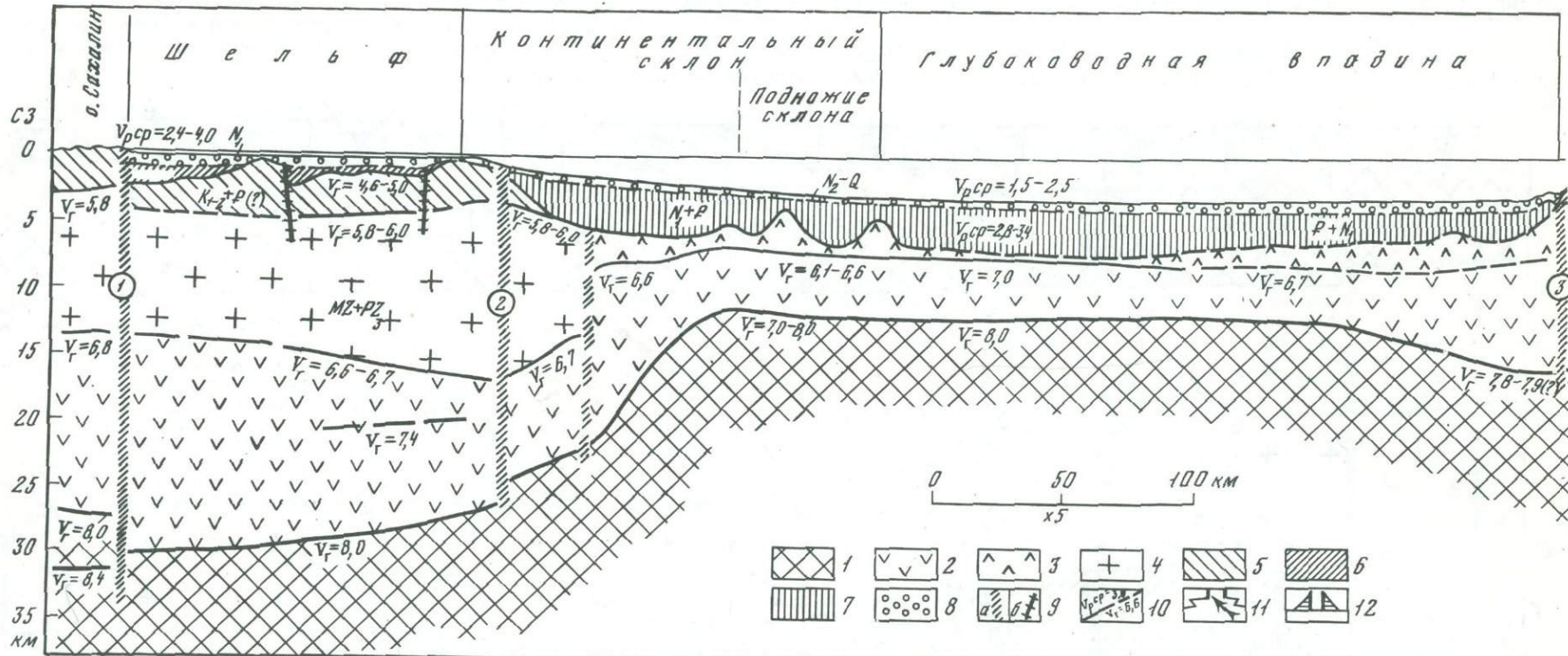


Рис. 12. Геологический разрез (II) по профилю Сахалин - Западная Камчатка (местоположение см. на рис. 7). Составил Г.С. Гнибиденко по различным данным (Строение земной коры..., 1964; Глубинное..., 1971; Лившиц и др., 1972а; Алексейчик и др., 1974 г.; рейс нис "Дмитрий Менделеев" в 1974 г.)

1 - верхняя мантия; слои: 2 - метабазальтовый; 3 - гранитно-метаморфический; 4 - вулканогенно-осадочный складчатый геосинклинальный комплекс; 5 - нижняя деформированная терригенная толща чехла (неоген, отчасти палеоген); 6 - верхняя, плиоцен-четвертичная толща чехла; 7 - выступы акустического фундамента на дно моря: а - складчатый геосинклинальный комплекс, прорванный гранитоидами, б - офиолитовый комплекс; границы разделов и скорости продольных сейсмических волн, км/с: 8 - в земной коре, 9 - в чехле; 10 - зоны разломов: а - глубинных (до верхней мантии), б - коровых.

Глубинные разломы (цифры в кружках): 1 - Центрально-Сахалинский, 2 - Восточно-Сахалинский, 3 - Присахалинский, 4 - Южно-Кашеваровский, 5 - Кашеваровский, 6 - Северо-Охотский, 7 - Прикамчатский, 8 - Крутогоровский, 9 - Западно-Камчатский



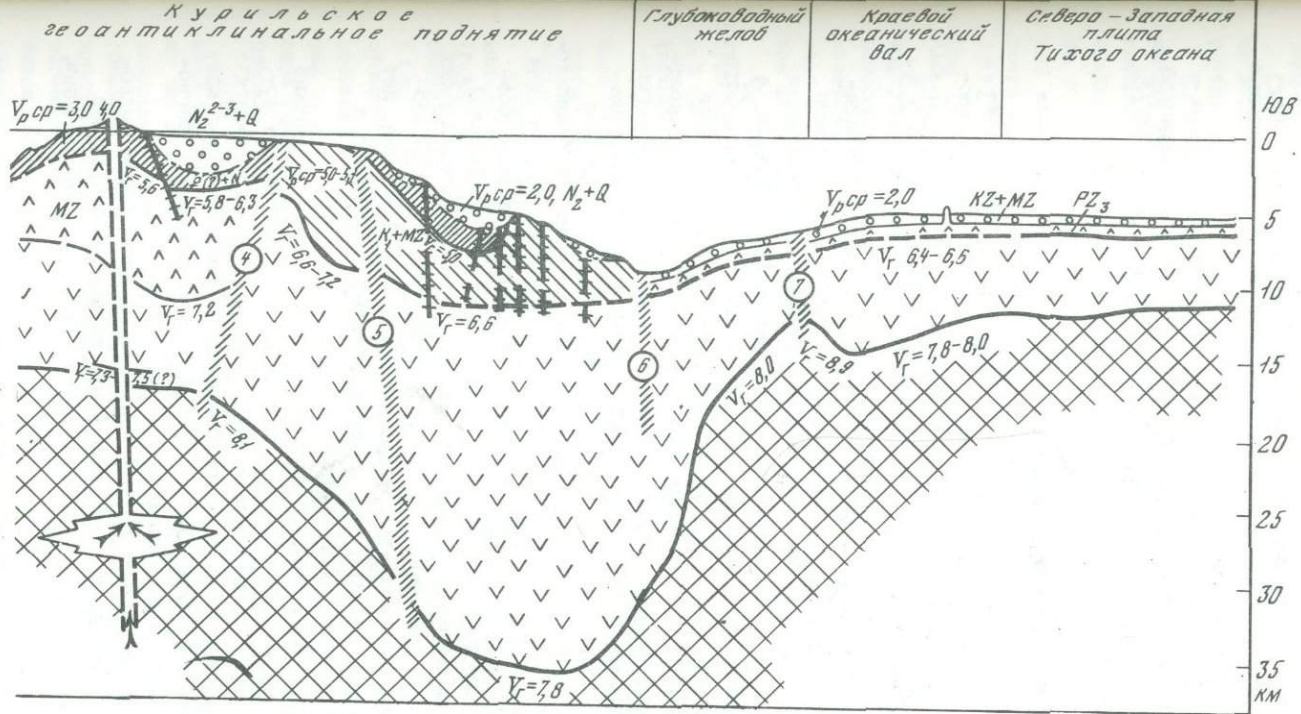


Рис. 13. Геологический разрез (III) по профилю залив Терпения (Сахалин) – о-в Ируруп – Тихий океан (местоположение см. на рис. 7). Составил Г.С. Гнибиденко по различным данным (Строение..., 1964; Глубинное..., 1971; Лившиц и др., 1972а; Снеговской, 1974; рейс нис "Дмитрий Менделеев" в 1974 г.)

1 – верхняя мантия; слои: 2 – метабазальтовый; 3 – метадiorитовый и второй слой океанической коры; 4 – гранитно-метаморфический; 5 – вулканогенно-осадочный складчатый геосинклиальный комплекс; 6 – нижняя деформированная толща чехла (миоцен) на шельфе Сахалина и андезитовая формация Курильского геоантиклинального поднятия; 7 – толща пелагических отложений (глин и алевроитов) глубоководной впадины; 8 – верхняя плиоцен-четвертичная толща чехла на шельфе Сахалина, верхняя осадочная толща глубоководной впадины, осадочные отложения седиментационных ловушек Курильского складчато-блокового поднятия и первый слой талассократона; 9 – зоны разломов: а – глубинных (до верхней мантии), б – коровых; 10 – сейсмические разделы, геологические границы и значения v_p ср. и v_r , км/с; 11 – зона расположения мантийных магматических очагов; 12 – четвертичные вулканические постройки.

Глубинные разломы (цифры на рисунке): 1 – Центрально-Сахалинский, 2 – Анивско-Поронайский, 3 – Западно-Курильский, 5 – Восточно-Курильский, 6 – Глубоководный, 7 – Зенкевича

На юго-западе Сахалинский антиклинорий в целом кулисно сопрягается с северной оконечностью Хоккайдского антиклинория. По структурным элементам более высокого порядка (антиклинальным зонам) устанавливается структурная связь этих двух антиклинориев (см. рис. 10). Так, Тонино-Анивская антиклинальная зона прослеживается через залив Терпения (Снеговской и др., 1974; Соловьев и др., 1974) до осевой зоны Сахалинского антиклинория. Судя по драгированию на профиле севернее мыса Свободного (Васильев и др., 1975а), в состав осадочного комплекса залива Терпения входят миоценовые и, возможно, более древние отложения.

В пределах шельфа от пролива Лаперуза на западе до линии мыс Анива — мыс Ноторо на востоке сочленяются структурные элементы Южного Сахалина и Северного Хоккайдо (Гнибиденко, Снеговской, 1975; Красный и др., 1975; Туезов, 1975; Туезов и др., 1976).

Глубоководная впадина

Осадочный комплекс глубоководной впадины Охотского моря имеет максимальную мощность около 3,5–4,0 км и отчетливо разделяется на две части: верхнюю, слоистую, толщу мощностью около 0,8 км с $v_p = 1,8 - 2,3$ км/с и нижнюю, акустически прозрачную, толщу мощностью 2–3 км с $v_p = 2,5 - 3,0$ км/с (рис. 13; Soloviev e.a., 1977).

Верхняя толща, по-видимому, представляет собой переслаивание турбидитов и вулканогенных прослоев (пейлов) и охватывает интервал от верхнего миоцена по голоцен. Нижняя толща, вероятнее всего, сложена пелагическими глинами и аргиллитами. Вблизи Курильского геантиклинального поднятия в них появляются редкие прослои, по-видимому, вулканогенного материала. Стратиграфический диапазон нижней толщи, с учетом скорости осадконакопления (см. раздел "Охотское море. Структурно-формационные комплексы") — вероятно, от верхнего мела и более низких горизонтов мезозоя до миоцен-палеогена.

Осадочный комплекс глубоководной впадины подстилается осадочно-вулканогенным вторым слоем мощностью около 1,5 км, v_T в котором 4,8 км/с, по устному сообщению А.А. Попова, ниже залегает кровля базальтового слоя с v_T около 6,7 км/с (Строение..., 1964). Кровля второго слоя неровная, а вблизи Сахалина и Курильского поднятия ее раздувы в виде возвышенностей имеют амплитуду до 2 км (Лившиц и др., 1972а; Снеговской, 1974). Гранитоиды, драгированные с подводных гор, вероятно представляющих собой выступы второго слоя у подножия Курильского поднятия, к северо-западу от пролива Буссоль, имеют калий-аргоновый возраст 144–155 млн. лет (Ерохов и др., 1972; Сергеев, 1976), что свидетельствует о том, что в состав второго слоя входят юрские образования.

В целом осадочный чехол глубоководной впадины прислоняется у подножий континентального склона и Курильского геантиклинального поднятия, за исключением маломощной (около 0,2 км) толщи неконсолидированных четвертичных отложений, которая прослеживается из глубоководной впадины через континентальный склон на глубокий шельф Охотоморской плиты, где она с региональным несогласием залегает на подстилающей толще чехла.

Глубоководная впадина ограничивается глубинными разломами вдоль подножия континентального склона и Курильского поднятия, которыми осадочный чехол впадины отчетливо отделяется от акустического фундамента обрамления.

Курильское геантиклинальное поднятие

В качестве структурных элементов второго порядка здесь выделяются поднятия Большой и Малой Курильских гряд.

Внутренняя структура всего поднятия, сложенного верхнемеловым-палеогеновым вулканогенно-осадочным комплексом (Бевз и др., 1971; Гаврилов, Соловьева, 1973; Сергеев, 1976), составляющим андезитовую формацию (Пискунов, Гаврилов, 1970; Пискунов, 1975), и вулканогенно-осадочной молас-

сой в прогибах, представляет собой чередование горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных прогибов, осложненных брахиформными складками и вулканотектоническими депрессиями. Вулканотектонические формы, созданные четвертичным вулканизмом, представлены элементарными, многоосевыми постройками и группами многоосевых построек (Федорченко, 1969).

Система продольных, диагональных и поперечных разломов свидетельствует о левостороннем сдвиге вдоль Курильского геантиклинального поднятия по глубинному разлому, разделяющему поднятия Малой и Большой гряд.

На северо-востоке поднятия Парамуширская горст-антиклинальная зона и южная часть Восточно-Камчатского вулканогенного пояса располагаются на северо-западном фланге Южно-Камчатского антиклинория. Осевая зона последнего находится в пределах шельфа, а на суше выступает лишь его крыло, в котором вскрываются (снизу вверх): олигоцен-нижнемиоценовый флишевый комплекс (мощность 2 км); миоценовая андезитовая формация (мощность 1,5 км); вулканогенная моласса верхнего миоцена-плиоцена (Апрелков, 1971) и, наконец, ниже-среднечетвертичные плато-базальты (Ермаков и др., 1969).

Юго-западный фланг Курильского геантиклинального поднятия, судя по выступающим на островах Большой Курильской гряды отложениям, сложен комплексом дислоцированных (Стрельцов, 1976) неогеновых вулканитов андезитовой формации, мощность которой в пределах Большой гряды оценивается в 5-6 км. Нижняя часть этого комплекса метаморфизована в цеолитовой фации (Бевз и др., 1971).

Четвертичная андезито-базальтовая (Кепежинская, 1970) вулканическая дуга сформировалась на эродированном неогеновом фундаменте северо-западной части Курильского геантиклинального поднятия, наследуя андезитовую формацию неогена.

Антиклинальная зона Малой Курильской гряды отделяется от антиклинального поднятия Большой гряды Срединно-Курильским интрагеоантиклинальным прогибом, компенсированным плиоцен-четвертичной терригенной толщей мощностью около 3 км (Снеговской, 1974).

Антиклинальная зона Малой Курильской гряды сложена вулканогенным флишевым верхнемеловым-нижнепалеогеновым комплексом мощностью около 4,5 км (Геологическое..., 1968; Kiminami, 1974), интродуцированном в осевой части базальтами и трахибазальтами с калий-аргоновым возрастом 84 - 88 млн. лет (Yagi, 1969); последние, как показано (Ishikawa e.a., 1971), являются результатом фракционной кристаллизации щелочной оливин-базальтовой магмы, сформировавшейся за счет частичного плавления флогопитовых перидотитов верхней мантии. Уже с позднемелового времени антиклинальная зона Малой Курильской гряды была областью устойчивого эвгеоантиклинального режима и отчасти развивалась в субаэральных условиях (Гаврилов, Соловьева, 1973).

Для верхней части неогенового вулканогенного комплекса Большой Курильской гряды v_p (3,2 - 4,5 км/с; Скорикова, Дуничев, 1969) в среднем ниже по сравнению с v_p для верхней части верхнемелового вулканогенного комплекса Малой Курильской гряды (4,6-5,6 км/с; Строение..., 1964; Снеговской, 1974). Верхнемеловой фундамент Малой Курильской гряды погружается в сторону глубоководного желоба и перекрывается на склоне вулканогенно-осадочной толщей с v_p ср - 2,8 км/с, эта толща залегает во впадинах, выполненных средне-верхнемиоценовыми и плиоцен-четвертичными вулканогенно-осадочными отложениями мощностью до 2 км в верхней части склона (Жильцов, 1970; Васильев, 1974; Туезов и др., 1975).

В осевой части глубоководного желоба, прилегающей к юго-западному блоку Курильского геантиклинального поднятия от пролива Буссоль до полуострова Немуро, осадочная толща имеет незначительную мощность (Мурдмаа и др., 1970), а нижняя часть склона поднятия, по устному сообщению Б.И. Васильева, сложена жестким акустическим фундаментом, представленным вулканитами основного и среднего состава.

Наличие вулканогенного комплекса Большой Курильской гряды, составляющего андезитовую формацию, свидетельствует о том, что уже с раннего мiocена эта гряда существует как зрелое эвгеоантиклинальное поднятие (Гаврилов, Соловьева, 1973). Ниже неогенового комплекса здесь следует ожидать палеогеновый (возможно, и мезозойский) метаморфизованный геосинклинальный комплекс, который, судя по ксенолитам (Федорченко, Родионова, 1975), представлен главным образом метаморфизованными основными породами (метагаббро, амфиболитами и кристаллическими сланцами основного состава), характерными для донеогенового офиолитового комплекса.

В районе Малой Курильской гряды зрелое эвгеоантиклинальное поднятие сформировалось уже в позднем мелу (Гаврилов, Соловьева, 1973), и здесь, вероятно, под верхнемеловым флишевым и трахиандезитовым комплексом залегают доверхнемеловые геосинклинальные образования, представленные, судя по ксенолитам (Федорченко, Родионова, 1975), амфиболитами и метагаббро, основными мегавулканитами, составляющими, по-видимому, офиолитовый комплекс.

Глубинное строение

Тип земной коры Охотоморского региона обычно соответствует основным морфоструктурным элементам; континентальный тип коры характерен для складчатого обрамления Охотоморской плиты — Камчатки, Северо-Востока СССР и Сахалина, а также и для флангов Курильского геоантиклинального поднятия; субконтинентальный — для центральной части плиты (поднятий Института Океанологии и Академии Наук СССР) и центральной части Курильского геоантиклинального поднятия; субокеанический — для Южно-Охотской глубоководной впадины. Мощность земной коры изменяется в пределах 12–35 км (Строение..., 1964; Туезов, 1975).

Земная кора Охотоморского региона состоит из metabазальтового, метадиоритового, гранитно-метаморфического и осадочно-вулканогенного слоев, суммарной мощностью не превышающих 25 – 30 км (см. рис. 11, 12, 13). На разделе M v_r около 8 км/с, а на разделе K – 6,6 – 6,7 км/с; при этом следует отметить, что раздел K в этом регионе прослеживается неустойчиво. Гранитно-метаморфический слой отчетливо выделяется в северной части моря, на юге континентальной окраины он сменяется метадиоритовым слоем. В кровле гранитно-метаморфического слоя v_r обычно находятся в пределах 5,5 – 6,0 км/с, а в осадочно-вулканогенной толще – 3,5 – 5,0 км/с (Строение..., 1964; Тулина, 1969; Глубинное..., 1971).

Мощность земной коры под Курильским геоантиклинальным поднятием изменяется от 25 – 30 км на флангах поднятия до 12 – 15 км в его центральной части. В самом поднятии, в свою очередь, мощность коры почти вдвое меньше под Большой (вулканической) грядой: от 12 км в ее центральной части до 25 км на флангах, что вдвое меньше, чем под Малой грядой. На юго-западе и северо-востоке геоантиклинального поднятия кора — континентального типа, с маломощным гранитно-метаморфическим слоем (v_p от 5,5 до 6,2 км/с), который перекрывается осадочно-вулканогенной толщей v_p от 3,6 до 5,2 км/с. В центральной части поднятия кора представлена утолщенным базальтовым слоем (субконтинентальная кора) с v_p от 6,3 до 6,9 км/с в его кровле (Строение..., 1964; Суворов, 1975).

Раздел M под вулканической частью Курильского геоантиклинального поднятия выделяется повсеместно и v_r вдоль него варьируют от 7,5 до 8,0 км/с (Туезов, 1975). Верхняя мантия под поднятием (Тараканов, 1972) характеризуется аномальной структурой и представляет собой чередование четырех астеносферных слоев в пределах сейсмофокальной зоны, с которыми связываются области магмообразования, что также подтверждается аномальным поглощением объемных волн на глубине 70–100 км под вулканической зоной (Федотов, Болдырев, 1969). Таким образом, интенсивным транзитом магмы и флюидов через раздел M , по-видимому, и объясняется его размытость и прерывистость.

На основе изучения землетрясений показано (Аверьянова, 1975), что в целом структура верхней мантии под Курильским геосинклинальным поднятием состоит из локализованных объемов сжатия и расширения, которые, вероятно, соответствуют областям уплотнения и разуплотнения вещества мантии в результате ее дифференциации.

Земная кора Южно-Охотской глубокоководной впадины мощностью около 10 км (см. рис. 10, 13) относится к субокеаническому типу, поскольку здесь мощность осадочного слоя от 2,5 до 4 км, а базальтового слоя — около 5 — 8 км; в кровле последнего $v_r = 6,6 - 6,8$ км/с (Строение..., 1964).

Аномалии теплового потока на акватории Охотского моря свидетельствуют о различиях в термодинамических условиях на сопоставимых глубинах (Тихомиров, 1970) и об активных тектонических процессах в земной коре и верхней мантии. Значительная изостатическая неуравновешенность центральных районов моря (Гайнанов и др., 1971) указывает, по-видимому, на продолжающиеся вертикальные движения коромантийных блоков, хотя современная сейсмическая активность здесь и невысокая.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Сведения о структуре Охотоморской плиты и ее складчатого обрамления, глубокоководной впадины и Курильского геосинклинального поднятия дают возможность наметить основные черты геологического развития региона. Эти данные в целом приводят к выводу, что разновозрастные складчатые геосинклинальные формации образуют фундамент плиты, на котором чехол начал формироваться не раньше олигоцена, поскольку включает лишь верхнепалеогеновые и неоген-четвертичные отложения.

Наиболее древним структурным элементом Охотоморской плиты является Охотский свод, на месте которого, если судить по его северному блоку — Охотскому массиву ранней консолидации (Гнибиденко, 1969б), — эвгеосинклинальная система заложилась в раннем протерозое (Гринберг, 1968) или архее (около 4 млрд. лет; Корольков и др., 1974).

Таким образом, на месте Охотского свода уже в архее и раннем протерозое сформировалась зрелая геосинклинальная система, которая к позднему протерозою трансформировалась в срединный массив, в котором миогеосинклинальный и орогенный режимы существовали, если основываться на данных о части свода в пределах суши (Гавриков, 1965; Вельдяков и до., 1970; Чиков, 1970), со среднего протерозоя до раннего палеогена. По-видимому, с середины палеогена до плиоценового времени Охотский свод в виде жесткого массива возвышался над уровнем моря, а затем опустился и был перекрыт маломощным (около 0,5 км) чехлом плиоцен-четвертичных отложений.

Заложение геосинклинали на месте Охотской складчатой системы севернее Охотского свода (Геология СССР, т. 30, 1970; Белый, Котляр, 1975) относится к докембрийскому времени. Эта геосинклинальная система уже с позднего палеозоя характеризовалась миогеосинклинальным режимом, сменившимся в триасово-юрское время андезитовым вулканизмом в осевых частях геосинклинальных поднятий, а затем, в мел-палеогене, здесь формировались вулканы (Осипов, 1975) охотской ветви вулканогенного пояса. Тафрогенез в конце палеогена приводит к обширным опусканиям в Охотоморской плите, которые, по-видимому, как постумные движения, захватывают в первую очередь геосинклинальные бассейны, на месте которых к этому времени формировались синклиории; и, таким образом, формируются прогибы Северный и Шелихова, компенсирующиеся затем терригенными отложениями неогена и палеогена.

На месте вала Кашеварова по юго-западному краю Охотского свода миогеосинклинальное поднятие в северной части сформировалось к позднему кембрию — ордовику, судя по данным для Юровского блока (Корольков, 1972). Однако на большей части вала в пределах акватории эвгеосинклинальный режим, по-видимому, существовал в течение палеозоя-мезозоя вплоть до эоцена.

К этому времени вал представлял протяженную островную дугу, которая отмерла к неогену и затем была эродирована, а ее южная часть опустилась на 0,5–1 км и была перекрыта верхнеплиоцен–четвертичными отложениями.

Геосинклиналь, располагавшаяся на месте Монголо–Охотской складчатой системы, разделяющей Алданский щит и Охотский свод, заложилась, вероятно, как энсиматическая геосинклиналь (Шашкин, 1969, 1970) в докембрии, а замкнулась в середине мезозоя (Нагибина, 1969). В течение мела здесь формировался вулканический пояс и к палеогену возникла суша, впоследствии денудированная. К плиоцену эта суша опустилась и была перекрыта чехлом неоген–четвертичных отложений.

На месте складчатых систем Западной Камчатки и Сахалино–Хоккайдо энсиматические геосинклинали (Сычев, 1966; Gribidenko e.a., 1974; Грибиденко и др., 1975) заложилась, по–видимому, в позднем или среднем палеозое, а к палеогену на их месте сформировались зрелые геосинклинальные поднятия преимущественно с вулканогенно–молассовым типом седиментации. Складчатые деформации центробежно распространялись из осевых зон этих систем к их периферии с позднемелового по позднемiocеновое время, а постплиоценовые пликативные деформации в Сахалинской складчатой системе как постумные движения продолжаются и в четвертичное время (Соловьев, 1972). Четвертичные пликативные деформации можно предполагать и во впадине ТИПРО.

Процесс тектонического разрастания плиты в северной части акватории Охотского моря (Алексеев и др., 1975), по–видимому, продолжается и в настоящее время. При этом следует иметь в виду, что гляциоэвстатические регрессии в четвертичное время приводили к понижению уровня моря на 100 – 110 м, что повлекло за собой осушение обширных пространств на севере Охотского моря (Кулаков, 1973). Однако маловероятными кажутся гляциоэвстатические понижения уровня океана на 1000 м, и поэтому погружения фундамента плиты ниже 150 – 200 м от современного уровня океана (Гильше, 1974), по–видимому, необходимо связывать с тектоническими причинами.

Основываясь на данных о возрасте фундамента и чехла, а также на структурной связи со складчатым обрамлением суши и центральной части Охотоморской плиты, можно заключить, что энсиматическая геосинклинальная система (Марков и др., 1967) заложилась здесь, по–видимому, в позднем или даже среднем палеозое; к эоцену здесь сформировалась система эв– и миогеоантиклинальных поднятий, которые выступали в виде островных дуг и разделяющих их некомпенсированных миогеосинклинальных прогибов, занимая область от южного края Охотского свода до современного континентального склона. Прекращение вулканизма и денудация в конце палеогена привели к формированию пенеплена, а в плиоцене последовало погружение центрального района Охотоморской плиты примерно на 1000 м. Однако это погружение было достаточно постепенным и центральные районы поднятий Института Океанологии и Академии Наук СССР были вовлечены в этот процесс и опускались примерно до их современного уровня, по–видимому, в верхнеплиоцен–четвертичное время.

Такой характер развития вертикальных движений по разломам Охотоморской плиты (см. рис. 10, 11) в течение неогенового и четвертичного времени свидетельствует о нормальном сбросообразовании, для которого необходимы растягивающие напряжения субмеридионального, северо–восточного и юго–западного направлений.

Вулканизм и связанный с ним рост Курильского геоантиклинального поднятия начались, по–видимому, в домеловое время, а к началу палеогена на месте Малой Курильской гряды образовалось эвгеоантиклинальное поднятие (Гаврилов, Соловьева, 1973), вероятно, протягивающиеся вдоль всей Курильской гряды до юга Камчатки. Скорее всего, в палеогене интенсивно развивалась и морфоструктура Большой Курильской гряды, которая к неогену превратилась в настояще зрелое геоантиклинальное поднятие, что неогеновый андезитовый комплекс островной дуги формировался как геоантиклинальная формация.

Возникшее в мелу (и ранее) Курильское геоантиклинальное поднятие отделило от Тихого океана акваторию Южно-Охотской глубоководной впадины, где пелагическая седиментация, обусловившая накопление нижней акустически прозрачной толщи, сложенной, по-видимому, глинами и аргиллитами, проходила до позднемiocенового времени, а затем сменилась турбидитно-пелагической седиментацией, продолжающейся и в настоящее время и сопровождающейся интенсивным диатомовым кремненакоплением (Безруков, 1960).

Изостатическое состояние Охотоморского региона (Гайнанов и др., 1974) свидетельствует о том, что Охотоморская плита и Южно-Охотская глубоководная впадина характеризуются дифференцированной неуравновешенностью. Половое чередование участков перекомпенсации и недокомпенсации для центральных районов Охотоморской плиты вместе с аномальным тепловым потоком указывают на продолжающиеся процессы дифференциации вещества в верхней мантии. Положительные изостатические аномалии Южно-Охотской глубоководной впадины и особенно интенсивные положительные изостатические аномалии Большой (вулканической) Курильской гряды, по-видимому, свидетельствуют о процессах, поддерживающих эти районы в состоянии недокомпенсации.

Большая Курильская гряда только в течение плейстоцена испытала воздымание на 200 - 250 м (Грабков, Павлов, 1972; Федорченко, Пискунов, 1974), что вместе с интенсивной современной сейсмической и вулканической активностью и значительными плотностными неоднородностями в верхней мантии (Вашилов, Гайнанов, 1970; Аверьянова, 1972; Тараканов, 1972) также указывает на продолжающуюся активность процессов дифференциации вещества верхней мантии, обуславливающих воздымание гряды.

ЯПОНСКОЕ МОРЕ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Основными элементами дна Японского моря являются шельф, континентальный склон и система возвышенностей, впадин и желобов, включающая обширную Центральную глубоководную котловину и котловину Ямато (рис. 14, 15).

Ширина шельфа в Японском море редко превышает 50 км (в среднем около 35 км). Внешняя бровка шельфа лежит на глубине около 132 м. Средний уклон в сторону открытого моря около 21° . Прибрежная полоса шельфа шириной от 2 до 23 км имеет средний наклон около $1^\circ 34'$ и, судя по наличию реликтовых форм рельефа (затопленные и частично погребенные долины корейско-сихотэ-алинского шельфа), сформировалась в результате эвстатического подъема уровня моря в четвертичное время (Липкин, 1973; Липкин, Гун, 1973).

Ширина шельфа в прикорейской части всего около 10 км и только в Восточно-Корейском заливе около 50 - 60 км. За бровкой шельфа глубины быстро возрастают до 1000 - 1500 м на Корейском плато и до 2000 м в желобе Гензан и во впадине Цусима.

Сихотэ-алинский шельф на севере соединяется с западносахалинским шельфом. Довольно обширный шельф залива Петра Великого (до 100 км) обусловлен продолжением структурных элементов континента на акваторию, тогда как в центральной части сихотэ-алинского шельфа (ширина около 30 км) береговая линия и бровка следуют генеральным простираниям структурных элементов суши.

Шельф Западного Сахалина и Северо-Западного Хоккайдо имеет ширину от 10 до 60 - 70 км, а бровка располагается здесь на глубине около 140 - 165 м. Наклон шельфа в сторону бровки около 7° и редко достигает 1° , а южнее 47° с. ш. уменьшается до $30'$. В районе пролива Лаперуза и на шельфе Северо-Западного Хоккайдо он не превышает $12'$ (Зенкевич, 1961).

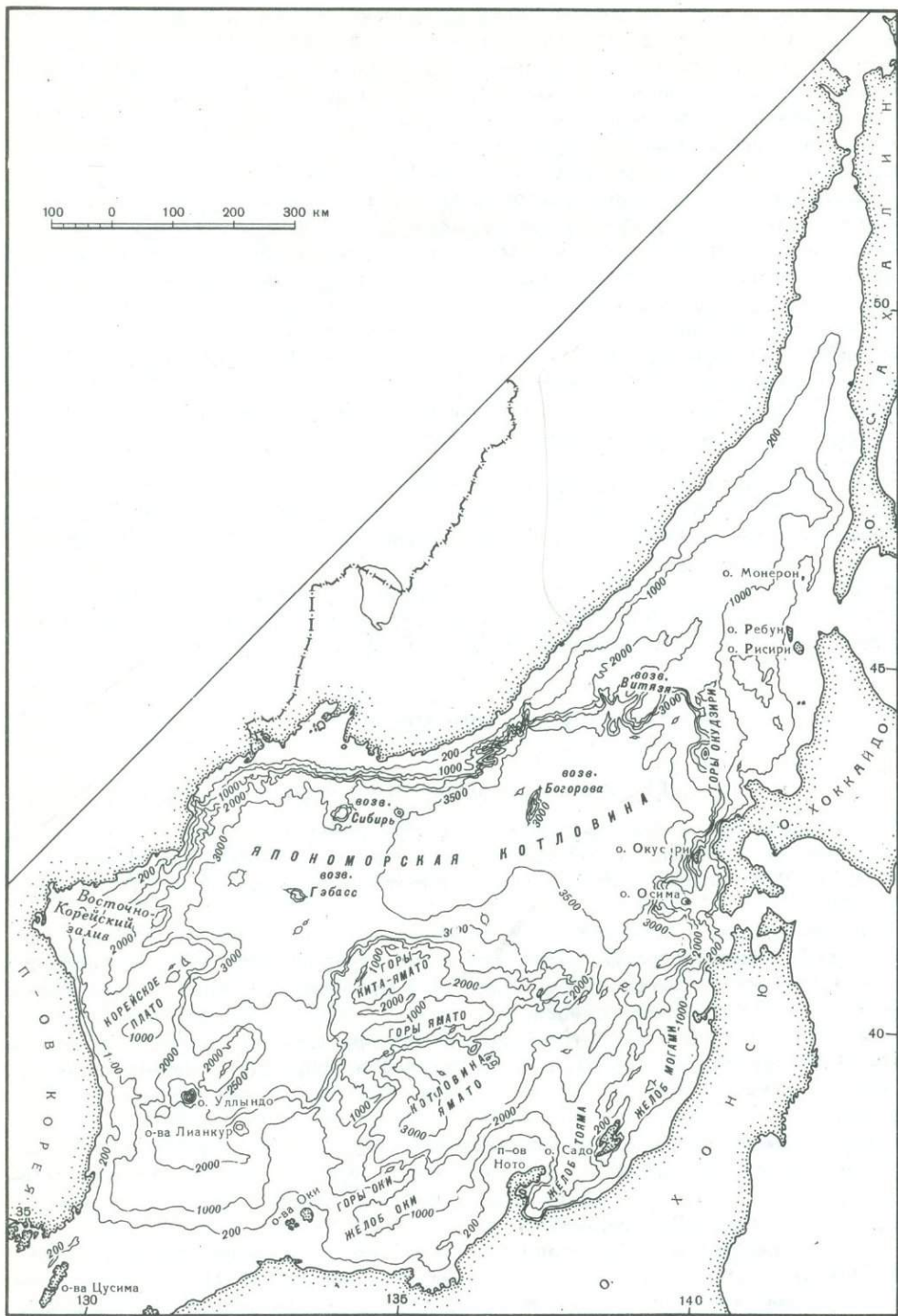


Рис. 14. Батиметрическая схема Японского моря

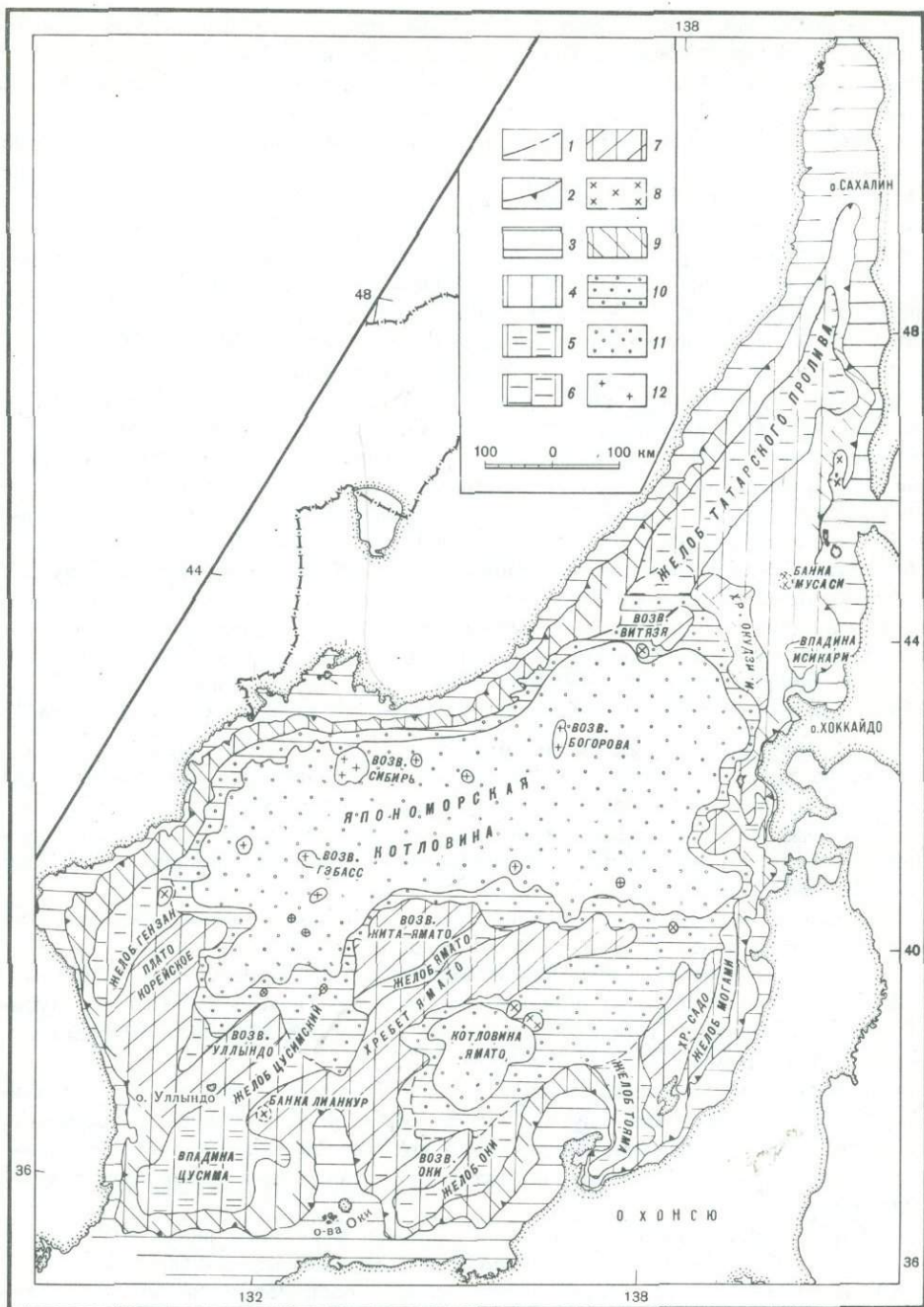


Рис. 15. Геоморфологическая схема Японского моря. Составил Г.С. Гнибиденко

1 - границы районов; 2 - бровка шельфа (изобата 200 м); 3 - шельф; подводные горные районы; 4 - плато Мусаси, 5 - впадины, 6 - желоба, 7 - хребты, 8 - банки; 9 - уступ континентального склона; 10 - зоны подножия континентального склона (интенсивной турбидитной аккумуляции); 11 - абиссальные равнины; 12 - отдельные горы и возвышенности

Япономорский шельф о-ва Хонсю и Юго-Западного Хоккайдо характеризуется весьма изменчивой шириной (от 1 - 2 до 100 км). На юге шельф о-ва Хонсю сливается с обширным шельфом Корейского пролива, на котором западнее о-ва Цусима располагается желоб глубиной до 300 м.

Континентальный склон отчетливо выражен для большинства районов Япономорского моря.

Сихотэ-алинский континентальный склон представляет собой наклоненную (10-20°) в сторону глубоководной впадины поверхность, интенсивно расчлененную каньонами. Подножие континентального склона шириной около 20 км располагается здесь на глубинах около 3000-3500 м. Континентальный склон Корейского полуострова представляет собой уступ между бровкой шельфа и изобатой 1000 м, а затем склон продолжается между изобатой 2000 м и подножием на глубине 3000 м в глубоководной впадине.

Уступ континентального склона вдоль Хонсю и Хоккайдо имеет в плане довольно сложную конфигурацию, согласующуюся с подводным продолжением структурных элементов этих островов. За исключением небольшого участка вблизи Сангарского пролива, уступ расположен между изобатами 150 - 200 м (бровка шельфа) и 2000 м в прилегающих впадинах и желобах и имеет максимальную крутизну (10 - 15 и редко 30°) в центральной части.

Топография южной части моря, прилегающая к Корейскому полуострову и о-ву Хонсю, представляет собой эшелонированную систему подводных хребтов, желобов и впадин, в большинстве случаев являющихся структурным продолжением прилегающей суши. Осевые части хребтов лежат на глубинах 1000-1500 м, а днища желобов и впадин - 2000-2500 м, и только в юго-западной части котловины Ямато глубина моря немногим больше 3000 м. Минимальные глубины на хребтах: менее 400 м на Кита-Ямато и менее 300 м на Ямато, на хребте Уллындо и Корейском плато соответственно менее 1000 и 700 м. Для хребтов этого района характерны довольно крутые склоны (до 20 - 25 и реже 30°) и выровненные процессами седиментации и эрозии верхинные поверхности, осложненные неоген-четвертичными вулканическими постройками (хребет Кита-Ямато).

Для впадин и желобов этого района обычны отдельные возвышенности, представляющие собой почти погребенные по осадочным чехлом вершины гор (в желобах Гензан и Цусима, котловине Ямато) высотой около 500 - 1500 м над дном. Характерно наличие протяженных каналов (в желобах Гензан, Цусима, Тояма), по которым турбидитные потоки достигают абиссальной равнины Япономорской котловины (Hilde, Wageman, 1973).

Центральная глубоководная впадина Японского моря оконтуривается изобатой 3000 м. Максимальные глубины около 3650 м установлены в восточной части котловины. Над предельной равниной неволновой аккумуляции возвышаются отдельные горные массивы, вероятно представляющие собой вулканические постройки.

Желоб Татарского пролива отчетливо выражен в рельефе дна с 49° с.ш. Глубины в желобе постепенно увеличиваются к юго-западу с 500 (на севере) до 2500 м на 44° 30' с.ш. Осевая часть желоба располагается ближе к уступу сихотэ-алинского континентального склона. Сложная конфигурация юго-восточного склона желоба обусловлена главным образом вторжением в его пределы поднятия Мусаси.

В осевой части желоба выявлены турбидитные каналы, заканчивающиеся в Центральной глубоководной впадине западнее и восточнее возвышенности Витязя (Hilde, Wageman, 1973). Поперечная зональность желоба обусловлена наличием трех ступеней с "уступами" между ними, имеющими наклон в 2° (Зенкевич, 1961).

Эвстатические понижения уровня океана, особенно в плиоцен-четвертичное время, превращали море в почти замкнутый бассейн и приводили к формированию мостов суши на месте северной части пролива Татарского и проливов Лаперуза, Сангарском и Корейском, но не изменяли существенно контуров моря (Кулаков, 1973). Тектонические движения кайнозойского времени вызывали

лишь спорадические подъемы отдельных районов (хребтов Кита-Ямато и Ямато) над уровнем моря и формирование в их пределах вершинных поверхностей выравнивания.

ОБЗОР ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На акватории Японского моря и прилегающих участках суши проведен большой объем геофизических и геологических исследований (рис. 16, вкл.). С этой целью применялись различные виды НСП, ГСЗ, проводились сейсмологические наблюдения, магнитометрическая и гравиметрическая съемки, измерения теплового потока, а на прилегающей суше (Япония и Приморье) проведены электромагнитные исследования и измерения современных движений земной коры.

Геологические наблюдения в пределах этой акватории включали отбор осадков грунтовыми трубками и драгирование дна в районах выходов коренных пород (Гнибиденко, Быкова, 1975), а также глубоководное бурение (Initial Reports ..., 1975).

На прилегающих участках суши выполнен стандартный комплекс геолого-геофизической съемки, а в перспективных районах Северо-Западного Хонсю и Юго-Западного Сахалина проведены поисково-разведочные работы, включающие и глубокое бурение.

ТЕКТНИКА

Основные морфоструктурные элементы дна Японского моря представлены подводной окраиной сихотэ-алинской и корейской частей Азиатского континента, глубоководной впадиной и желобом Татарского пролива, системой горных хребтов южной части моря и Сахалино-Японской складчатой системой, отделяющей бассейн Японского моря от Тихого океана. Эти морфоструктурные элементы характеризуются многопорядковой внутренней структурой, которая выявляется при анализе геолого-геофизических материалов по акватории моря, а также экстраполяцией данных по структуре прилегающих участков суши в пределы Японского моря.

Структурно-формационные комплексы

По результатам НСП и МПВ - ГСЗ (см. рис. 16) в составе верхней части земной коры акватории Японского моря выделены фундамент и осадочный чехол (рис. 17, вкл.).

В акустическом фундаменте v_p составляют 3,0 - 6,2 км/с, а в осадочном чехле - от 1,5 - 1,6 до 2,5 - 3,5 км/с при v_p ср. - 2,2 км/с (Ludwig e.a., 1975).

В составе фундамента, выходящего на поверхность окружающей суши, могут быть выделены структурно-формационные комплексы, представляющие собой стратиграфическую последовательность и характеризующие развитие земной коры исследуемого региона.

Акустический фундамент выступает на дно моря как на континентальном и островных шельфах и склонах, так и в районах за их пределами - на поднятии Ямато, Корейском плато, в районе возвышенностей Уллындо и Лианкур, Богорова и Витязя и на многочисленных банках к западу от Северного Хонсю и Хоккайдо.

Драгирование этих выступов показало, что акустический фундамент Японского моря представлен осадочно-вулканогенными (песчаники, алевролиты, сланцы, туфогенные песчаники, аркозовые песчаники, туфы андезитов, дацитов и риолитов) и магматическими (базальты, андезиты, дациты, риолиты, роговообманковые и биотитовые граниты, биотит-роговообманковые гранодиориты) разновозрастными и дислоцированными геосинклинальными формациями. Присутствие среди драгированного материала метаморфических пород (сланцев, гнейсов, мигматитов) свидетельствует о далеко зашедшем процессе тектонического раз-

вития, по крайней мере для районов, прилегающих к драгированным выступам фундамента, а также указывает на то, что этот фундамент характеризуется значительной акустической жесткостью (Iwabuchi, Mogi, 1973; Леликов, Берсенев, 1975).

Определенные в лабораторных условиях на образцах из акустического фундамента возвышенности Ямато v_p оказались в пределах 4,0 – 4,9 км/с (граниты, порфириды, роговики и песчаники с плотностью 2,50 – 2,68 г/см³). Максимальная v_p (5,1 км/с) отмечена в кайнозойских базальтах (плотность 2,50 г/см³). В песчаниках, туфах андезито-базальтах и конгломератах (плотность 2,50 – 2,45 г/см³) v_p = 3,6 – 3,9 км/с. В песчаниках, алевролитовых илах и песках с плотностями от 2,45 до 1,21 г/см³ v_p от 2,9 км/с до 1,71 – 1,21 км/с соответственно (Васильев и др., 1975).

Гравийно-галечные отложения относительно широко распространены в Японском море на континентальном и островном шельфах и у подножия континентального склона, куда они переносятся турбидитными потоками. Кроме того, в районах подводных возвышенностей центральной части моря широко распространен хорошо окатанный материал (валуны, галька и гравий). Хотя ледовый разнос в северной части моря, вероятно, существует (Репечка, 1973), однако основная часть окатанного материала, судя по сходству петрографического состава драгированного коренного и окатанного материала, сформировалась в пределах поднятий, отчасти во время эвстатического понижения уровня моря до 110 – 120 м (Кулаков, 1973) или же, вероятнее всего, когда эти участки располагались над уровнем моря в виде островной суши. Не исключено, что окатанный материал может происходить из конгломератов, залегающих в основании неогенового осадочного чехла в районах поднятий, где чехол, судя по данным НСП (Hilde, Wageman, 1973; Initial Reports ..., 1975; Ludwig e.a., 1975), залегает несогласно на фундаменте. Особенно отчетливо это несогласие устанавливается на континентальном склоне южного Приморья (Берсенев и др., 1974).

Выводы о возрасте акустического фундамента основываются главным образом на прослеживании его со стороны прилегающих участков суши под осадочный чехол акватории, а также на радиометрических датировках драгированных изверженных пород.

Возраст фундамента в основании неогенового чехла на континентальном склоне Южного Приморья, по калий-аргоновому методу, 51 – 52 млн. лет (эоценовый базальт), 79 млн. лет (верхнемеловой биотитовый гранит) и до 98 млн. лет (нижнемеловой риолитовый туф) (Берсенев и др., 1974).

Более широкий диапазон калий-аргоновых датировок получен для акустического фундамента возвышенности Ямато. Наиболее древний возраст (ранняя юра – средний триас) определен для биотит-роговообманкового гранодиорита – 197 млн. лет и для роговообманкового гранита – 220 млн. лет (Iwabuchi, Mogi, 1973). Позднее (Васильев и др., 1975) для серых гранитов хребта Кита-Ямато был определен калий-аргоновый возраст в 156 млн. лет (средняя юра), а для розовых, лейкократовых гранитов из юго-западной части этого хребта – 110, 128 и 136 млн. лет (ранний мел). Для базальтов и андезитов возвышенности Ямато калий-аргоновый возраст (по шести образцам) оказался в пределах 23 – 46 млн. лет (от раннего миоцена до среднего эоцена). Ранее (Уено и др., 1972) в осевой зоне хребта Ямато были обнаружены базальты с калий-аргоновым возрастом $21,6 \pm 5$ и $19,3 \pm 5$ млн. лет (средний миоцен). Олигоценные базальты (калий-аргоновый возраст 28,5 – 35,5 млн. лет по трем образцам) драгированы к юго-западу от хребта Ямато на глубинах около 1000 м. По одному образцу калий-аргоновый возраст базальтов равен 76 млн. лет (Васильев и др., 1975).

В юго-западной части моря акустический фундамент драгирован в 20 км северо-восточнее о-ва Уллындо, где подняты метаморфические породы амфиболитовой фации: биотит-роговообманковые плагиогнейсы, биотитовые гнейсограниты, микроклиновые гнейсограниты, биотит-мусковитовые граниты, плагиограниты и мигматиты. Рубидий-стронциевый возраст для этих пород нахо-

дится в пределах 2729 млн. лет (архей; плаггиогнейс) - 2231 - 1938 млн. лет (ранний протерозой; четыре образца; два мигматита и два биотитовых гнейсо-гранита; Леликов, Берсенов, 1975). Калий-аргоновый возраст этих же образцов оказался равным: плаггиогнейс - 110, 117 млн. лет (ранний мел), мигматиты - 248 и 423 млн. лет (поздняя пермь и граница девона и силура), а гнейсо-граниты - 262 млн. лет (ранняя пермь) и 380 млн. лет (поздний девон, по личному сообщению Е.П. Леликова).

Следует отметить, что в состав акустического фундамента восточной части моря, прилегающей к о-ву Хонсю, входят и довольно молодые, плиоценовые вулканы: калий-аргоновый возраст андезитов, драгированных к северу от полуострова Ното (примерно в 180 км), оказался равным $7,7 \pm 0,81$ млн. лет, а андезитов возвышенности Мэтсу $4,16 \pm 0,16$ млн. лет (Уено и др., 1972).

Таким образом, акустический фундамент северной и южной частей Японского моря представлен различными формационными комплексами и является разновозрастным. В пределах поднятий и выступов на нем с несогласием залегает неоген-четвертичный осадочно-вулканогенный чехол. На значительных участках в центральной и южной частях моря акустический фундамент выступает на дно или покрыт незначительным по мощности осадочным чехлом.

Из районов поднятий и выступов на дне моря этот акустический фундамент прослеживается под осадочный чехол глубоководных впадин, где он замещается вторым (надбазальтовым) слоем с v_p 4,2-5,8 км/с в его кровле (Ludwig, e.a., 1975).

Осадочный чехол перекрывает и нивелирует разновозрастный акустический фундамент на большей части дна Японского моря. Мощность чехла изменяется от десятков и сотен метров на вершинах и склонах поднятий до 1,5-2,5 км реже - 3-4 км и более во впадинах, прогибах и желобах (см. рис. 17).

Чехол в южной части Татарского пролива и в глубоководных впадинах Центральной, Цусима и Ямато отчетливо разделяется на две толщи: верхнюю, слоистую, характеризующуюся хорошо отражающими горизонтами, прослеживающимися на десятки километров, и нижнюю, акустически прозрачную, с редкими непротяженными отражениями вблизи поднятий и выступов фундамента.

Мощность слоистой толщи варьирует в пределах 0,5-1,0 км в глубоководных впадинах и достигает 3-5 км в северной части прогиба Татарского пролива. Акустически прозрачная толща имеет мощность около 0,5-1,0 км в южной части Татарского пролива и во впадине Ямато и достигает 1,5-2,5 км в глубоководных впадинах Центральной и Цусима.

В осадочном чехле Японского моря v_p варьирует от 1,6 км/с вблизи поверхности дна и до 3,0 км/с в нижней части акустически прозрачной толщи; v_p ср. составляет 2,2 км/с (Ludwig e.a., 1975); v_p в 3,5 км/с характеризуют, по-видимому, уже осадочно-вулканогенный комплекс акустического фундамента во впадинах, который следует относить к верхней части второго слоя.

Верхняя слоистая толща чехла представляет собой переслаивание турбидитных отложений и вулканогенных пепловых прослоев и включает верхнемиоценовые и плиоцен-четвертичные отложения. Акустически прозрачную толщу составляют диатомовые и алевритистые глины и аргиллиты миоценового возраста и более древние. Если принять скорость осадконакопления этой толщи в 25 м/млн. лет (Initial Reports ..., 1975), то время ее накопления в Центральной глубоководной впадине составит как минимум 80 млн. лет и начало ее формирования, таким образом, следует относить к раннему мелу. Если же учесть уплотнение глинистой толщи, а также предположить значительно меньшую скорость осадконакопления акустически прозрачной толщи (около 5 м/млн. лет), то, по-видимому, начало накопления ее нижней части можно относить к верхнему палеозою.

В осевых частях крупных поднятий в центральном и южном районах моря на фундаменте залегает слабо дислоцированная вулканогенно-осадочная толща, которая представлена (Iwabuchi, Mogi, 1973; Васильев и др., 1975) песчаниками, конгломератами, базальтами, андезитами, андезито-базальтами и их туфами миоценового и палеогенового возраста с v_p 3,5 - 4,0 км/с, по дан-

ным лабораторных определений, и 3,6–4,9 км/с, по результатам МПВ (Mugauchi, 1972). Верхняя часть слоистой толщи чехла глубоководных впадин Центральной и Ямато обычно прислонена к этому вулканогенному комплексу (Hilde, Wageman, 1973; Ludwig e. a., 1975).

Из глубоководных районов на шельф прослеживается обычно только мало-мощный (0,1–0,2 км) слой верхнеплиоцен-четвертичных отложений. На сихотэ-алинском и корейском континентальных склонах на шельф прослеживаются и миоценовые отложения. Они подверглись интенсивной склоновой эрозии и прорезаны каньонами. На континентальном склоне Северо-Западного Хонсю в верхней слоистой плиоцен-четвертичной толще отмечены конседиментационные деформации (Hilde, Wageman, 1973).

Окраина континента

Окраина Азиатского континента включает прибрежную часть щита Цзяодун-Нанним Китайской платформы и его складчатое обрамление, прибрежные части Тайпинлинской и Сихотэ-Алинской складчатых систем вместе с прилегающими шельфами и континентальным склоном (см. рис. 17).

Корейский полуостров и прикорейский шельф. Важнейшей структурной единицей Корейского полуострова является Наннимский массив ранней консолидации, представляющий собой восточный блок щита Цзяодун-Нанним. Массив Нанним сложен гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами и крупными массивами анатектических гранитов, сформировавшихся в результате метаморфизма мио- и эвгеосинклинальных отложений раннепротерозойского и, возможно, позднеархейского возраста в среднем протерозое (1,5 – 2 млрд. лет). *Метаморфический комплекс массива собран в складки и нарушен разломами.*

Наннимский массив расположен в западной части Восточно-Корейского залива и прослеживается до долготы $128^{\circ}20'$. С северо-востока Наннимский массив окаймляется Хесан-Ивонской грабен-синклинальной зоной, сформированной на месте протерозойской (возможно, и палеозойской) геосинклинальной системы. Эта зона выполнена серией Мачхоллен, мощность которой достигает 10–12 км (Кобаяси, 1959; Геология Кореи, 1964; Геологическое строение..., 1966).

На юге складчатый комплекс Хесан-Ивонской зоны простирается по направлению к массиву Кёнги через акваторию Восточно-Корейского залива, с которым он, вероятно, структурно связан.

Массив Кёнги сложен мезозойскими гранитами (Танчхонский комплекс), прорываемыми филлитами и кристаллические сланцы докембрийского (протерозойского) возраста (Gaudette, Hurley, 1973; Hurley e. a., 1973).

Таким образом, Кёнги-Хесан-Ивонская докембрийско-ранне-среднепалеозойская складчатая система, окаймляющая Наннимский массив с востока, занимает шельф и континентальный склон Восточно-Корейского залива и протягивается до долготы $129^{\circ}30'$. На этот складчатый фундамент в южной части района наложена грабен-синклинальная зона Гензан, выполненная осадочной толщей, вероятно, неогеновых отложений мощностью более 2 км.

Восточнее Кёнги-Хесан-Ивонской складчатой системы располагаются Тайпинлинская (на северо-востоке) и Окчхонская (на юго-востоке) складчатые зоны, по-видимому кулисно сочленяющиеся в западной части Японского моря.

Осевая часть Тайпинлинской антиклинальной зоны располагается на участке шельфа от советско-корейской границы до мыса Орандан (см. рис. 17), а на суше, судя по характеру залегания палеозойского комплекса (Геологическое строение..., 1966), выступает лишь северо-западное крыло этой зоны. Таким образом, конфигурация этого участка континентального склона согласуется с палеозойским структурным планом. Южнее, на продолжении Тайпинлинской складчатой системы, располагаются Килчжу-Менчхонский грабен и горст Санмебон.

Килчжу-Менчхонский грабен выполнен кайнозойской вулканогенной молассой мощностью более 3 км, а горст Санмебон сложен гранитами пермско-триасо-

вого и палеогенового возраста, с небольшими полями метаморфического комплекса в южной части горста, перекрытыми контрастной толщей плиоценовых эффузивов (Геологическое..., 1966). Погребенное продолжение этого горста (на юге) играло, очевидно, роль дамбы в желобе Гензан и обусловило заполнение последнего осадочной толщей. Южная часть горста Санмебон кулисно сочленяется с горст-антиклинальным поднятием Корейского плато — подводным продолжением Очхонского горст-антиклинория.

Продолжением горст-антиклинальной зоны Чунбонсан на акваторию Японского моря является горст-антиклинальное поднятие Уллындо, которое затухает к северо-востоку. На его продолжении располагается Западно-Яматская впадина, где мощность кайнозойских отложений превышает 1,5 км. Осевая часть поднятия сложена здесь метаморфическим комплексом докембрийского возраста, прорванным палеозойскими и мезозойскими гранитами (Леликов, Берсенов, 1975). Венчается разрез неоген-четвертичными вулканитами (лавами и туфами базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов), выступающими на дневную поверхность на о-ве Уллындо (Геология Кореи, 1964).

Юго-восточнее антиклинория Очхон расположен синклинирий Пусан, сложенный юрско-меловым осадочно-вулканогенным и относительно слабо дислоцированным молассовым комплексом мощностью около 3 км (Кобаяси, 1959; Геология Кореи, 1964; Hurley e.a., 1973). Судя по магнитным и гравиметрическим данным (Красный, 1969; Tomoda, 1973), восточнее синклиниория Цусан, по склону впадины Цусима, прослеживается погребенное продолжение антиклинальной зоны Цусима, которая на севере сочленяется с горст-антиклинальным поднятием Уллындо.

Западнее антиклинальной зоны Цусима располагается синклиналиный прогиб с осадочной толщей мощностью в 1,5 км (Ludwig e.a., 1975), являющийся структурным продолжением Ульской синклиналиной зоны синклиниория Пусан.

Таким образом, структурный план прикорейской части Японского моря обусловлен продолжением структурных элементов суши на акваторию. Важно отметить конкордантность палеозойско-докембрийских Тайпинлинской и Кёнги-Хенсан-Ивонской складчатых систем по отношению к Наннимскому массиву, что свидетельствует об их унаследованном развитии вокруг этого ядра раннедокембрийской консолидации. Катазиатская, главным образом палеозойско-мезозойская, складчатая система юга Корейского полуострова также прослеживается на акваторию Японского моря и затухает на широте поднятия Ямато; структурно с этим поднятием она, по-видимому, не связана. Северо-восточнее Катазиатской системы (по простиранию) располагается палеозойско-мезозойская Сихотэ-Алинская складчатая система, отделенная от нее лишь западной частью Центральной глубоководной впадины. Погребенные в глубоководной впадине поднятия и глубинная структура этого участка дна Японского моря (Кулинич, Строев, 1973; Кулинич и др., 1974) указывают на то, что эти складчатые системы имеют структурную связь.

Складчатая система Сихотэ-Алинская и шельф. Структурными элементами наиболее низкого порядка здесь являются Ханкайский массив ранней консолидации, Главный Сихотэ-Алинский и Прибрежный антиклинорий и Главный Сихотэ-Алинский синклинирий (см. рис. 17).

Ханкайский массив сложен докембрийским метаморфическим комплексом мощностью около 3 км, который в осевой части массива перекрыт нижнепалеозойским миеоантиклинальным комплексом. Данные по глубинной структуре (Аргентов и др., 1976) свидетельствуют о том, что Ханкайский массив не продолжается к югу и востоку до континентального склона, а окаймляется Сихотэ-Алинской и Тайпинлинской складчатыми системами.

Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий в осевой части сложен офиолитовым комплексом палеозойского и, вероятно, позднедокембрийского возраста (Геология СССР, 1969; Силант'ев, 1971). Выше залегает геосинклиналиный терригенно-андезитовый комплекс, имеющий мощность около 4 км и возраст от поздней перми до позднего мела включительно.

Крайним юго-западным структурным элементом Главного Сихотэ-Алинского антиклинория является Муравьевская антиклинальная зона, в осевой части которой вскрывается офиолитовый комплекс нижне-среднего палеозоя, перекрытый андезитовой формацией средне-верхнего палеозоя мощностью около 5 км, выше с несогласием залегает триасовая моласса мощностью около 0,5 км (Геология СССР, 1969; Мельников, Бурого, 1974).

Главный Сихотэ-Алинский синклиорий сложен триасово-юрскими отложениями терригенно-кремнистой и вулканогенно-кремнистой формаций офиолитовой группы, флишевой группой формаций нижнего-верхнего (нижняя часть) мела, андезит-риолитовой группой формаций верхнего мела и палеогена (на юго-западе синклиория палеоген представлен песчано-алевролитовой толщей), базальтами и андезито-базальтами неогена. Юго-юго-западным элементом синклиория является Шкотовская синклиальная зона, выполненная мощными (более 5 км) отложениями терригенной и вулканогенной молассы мезозоя (Геология СССР, 1969).

В осевой зоне Прибрежного антиклинория выступает верхнепалеозойский офиолитовый комплекс мощностью около 2 км, который сменяется вверх по разрезу миеоантиклинальной терригенно-кремнистой молассой и рифовыми известняками, выше которых залегают верхнемеловые вулканиты (Геология СССР, 1969; Киреева, Бурилина, 1970; Киреева, 1973). Судя по структуре магнитного и гравитационного полей (Кулинич, 1972) и ГСЗ (Аргентов и др., 1976; Потапьев, 1977), Прибрежный антиклинорий прослеживается вдоль континентального склона Сихотэ-Алиня до северного побережья Татарского пролива и с обеих сторон ограничивается глубинными разломами.

Поворотная антиклинальная зона - юго-западный структурный элемент Прибрежного антиклинория. Эта зона сложена среднепалеозойским метаморфическим комплексом фации зеленых сланцев мощностью около 3 км, образовавшемся по офиолитовым отложениям (Геология СССР, 1969). Метаморфический комплекс прорван крупным массивом габброидов и перекрыт верхнепермской терригенной молассой, интродуцированной мезозойскими и палеозойскими гранитоидами.

К западу Поворотная антиклинальная зона, вероятно, продолжается в виде поднятия фундамента на континентальном склоне, ограничивающем Шкотовскую синклиальную зону. Юго-восточнее Поворотной зоны намечается погребенное поднятие, прослеживающееся через континентальный склон и возвышенность Сибирь и затухающее в глубоководной впадине.

Геологические данные свидетельствуют о том, что Прибрежный антиклинорий как геоантиклинальное поднятие возник в раннем-среднем палеозое, а с позднего палеозоя это поднятие обусловило очертания сихотэ-алинской части Японского моря, от бассейна которого антиклинорий отделяется глубинным разломом у подножия континентального склона. Этот разлом прослеживается почти вдоль всего подножия склона до северной части Татарского пролива.

Прогиб Татарского пролива

Как единый структурный элемент прогиб Татарского пролива прослеживается от залива Тык ($51^{\circ}45'$ с.ш.) на западном побережье Сахалина до широты $44^{\circ}00'$ с.ш. (см. рис. 17). На севере он замыкается в пределах Сахалина, а на юге прогиб ограничен поднятием Витязя, располагающимся западнее этого поднятия выступом континентального склона и несколькими почти погребенными поднятиями между ними. Прогиб находится в пределах относительного утонения земной коры (до 25 км) по сравнению с прилегающими районами Сихотэ-Алиня и Сахалина-Хоккайдо, где ее мощность превышает 30 км. Под прилегающей к прогибу частью Сихотэ-Алиня выявлена совпадающая по простиранию с северо-восточной частью Прибрежного антиклинория область земной коры мощностью около 20 км (Глубинное..., 1971), которая, однако, не прослеживается южнее линии мыс Ламанон - Советская Гавань (Потапьев, 1977).

Судя по поперечным разрезам, прогиб асимметричен и имеет относительно пологую поверхность акустического фундамента на западе и сравнительно крутой восточный борт.

Ось прогиба представляет собой зону максимальной мощности осадочного комплекса с v_p , по-видимому, не превышающей 3 км/с у его подошвы. Осевая зона прогиба располагается ближе к Сахалину и почти параллельна берегу в северной части этого прогиба, а южнее мыса Ламанон отклоняется в сторону Сихотэ-Алиня, и на широте пролива Лаперуза она ближе к сихотэ-алинскому склону и следует вдоль него.

Такая конфигурация прогиба в плане подчеркивается структурой магнитного и гравитационного полей и рельефом сейсмического раздела с $v_T = 5,8-6,2$ км/с, отвечающим, по-видимому, кровле гранитно-метаморфического слоя. Этот раздел располагается ниже кровли акустического фундамента, в котором v_p около 4,0-5,5 км/с (Скорикова, 1970; Шельф Сахалина..., 1975). Таким образом, между подошвой осадочного комплекса прогиба и кровлей гранитно-метаморфического слоя находится толща мощностью до 3-4 км, которая обнажается из-под осадочного чехла в бортах прогиба в виде акустического фундамента и представлена здесь главным образом палеоген-неогеновыми дислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями.

Так, акустический фундамент подходит близко к поверхности дна или выступает в пределах поднятий вдоль сахалино-хоккайдского склона прогиба и представлен здесь комплексом осадочно-вулканогенных отложений (моласса) палеоген-неогенового возраста, когда как в локальных прогибах присахалинской части прогиба акустическим фундаментом служит кровля толщи с $v_T = 3,2-3,5$ км/с, вероятно, соответствующая миоценовой курасийской свите (Скорикова, 1970; Шельф Сахалина..., 1975), сложенной плотными кремнистыми аргиллитами (Геология СССР, т. 33, 1970). Залегающий выше осадочный комплекс в пределах прогиба, по-видимому, отвечает толще верхнего миоцена-плиоцена (маруямская свита). На сихотэ-алинском склоне прогиба фундаментом для верхней части осадочной толщи служат палеогеновые и меловые вулканиты сихотэ-алинской части вулканогенного пояса.

Осадочный чехол прогиба разделяется на верхнюю, слоистую, и нижнюю, акустически прозрачную, толщи. Акустически прозрачная толща появляется в разрезе южной, не компенсированной осадконакоплением части прогиба (Лившиц и др., 1972). Севернее мыса Ламанон прогиб почти заполнен осадками верхней слоистой толщи, максимальная мощность которой в отдельных его впадинах достигает 4-5 км. Судя по характеру взаимоотношений с акустическим фундаментом на бортах прогиба (Юнов, 1971), эта толща не древнее неогена, и в таком случае скорость ее накопления - около 150-200 м/млн. лет, что сопоставимо со скоростью накопления верхней турбидитной толщи в центральной части акватории Японского моря (Initial Reports..., 1975).

Морфология дна и структура осадочной толщи прогиба свидетельствуют о том, что его заполнение осадками шло главным образом с севера, причем на сахалинском борту прогиба неогеновые отложения вовлечены в складчатость, а на сихотэ-алинской стороне они залегают довольно полого и в основном нарушены лишь разломами.

Северная часть прогиба от залива Тык до широты мыса Ламанон представляет собой вытянутую в меридиональном направлении впадину длиной около 375 км и шириной до 50-75 км (по изопаките 0,5 км), ограниченную системой меридиональных разломов. Здесь осадки компенсировали донеогеновую, наложенную структуру, состоящую из впадин более высокого порядка.

Южная часть прогиба Татарского пролива (от мыса Ламанон до $44^{\circ}00'$ с.ш.) является некомпенсированной впадиной, в которой присутствие акустически прозрачного слоя в основании осадочного комплекса свидетельствует о режиме довольно медленной седиментации в донеогеновое время. Конфигурация этой части прогиба обусловлена заложившимися в среднем-позднем палеозое линейными структурными элементами северо-восточного простирания в Прибрежном антиклинории Сихотэ-Алиня и периклинальными частями антикли-

нальных зон Западного Хоккайдо, имеющими меридиональное простирание и заложившимися, судя по геологии Хоккайдо (Геологическое..., 1968), в мезозойское или даже: позднепалеозойское время.

Система поднятий акустического фундамента на широте $44^{\circ}00'$ с. ш. - дамба, отделяющая прогиб Татарского пролива от Центральной глубоководной впадины, - образовалась до формирования акустически прозрачной части чехла и, следовательно, имеет довольно древнее, вероятно, допалеогеновое заложение. Однако вулканизм в пределах поднятия Витязя, возможно, проявился и в палеоген-неогеновое время, отсюда подняты андезиты и андезито-базальты с калий-аргоновым возрастом 53,2-14,5 млн. лет (эоцен-миоцен; Васильковский и др., 1976).

Таким образом, в прогибе Татарского пролива выделяются наложенная северная и унаследованная южная части; он выполнен осадочным комплексом, мощность которого в среднем в 2 раза превышает мощность осадочного чехла большинства впадин акватории Японского моря. Особенно следует отметить значительную мощность (до 4-5 км) верхней терригенной (неогеновой) части осадочного чехла. Ускоренному осадконакоплению в прогибе способствовало то, что он представляет собой крупную седиментационную впадину-ловушку с "дамбой" на месте, где прогиб открывается в глубоководную впадину Японского моря.

Поднятие Сахалино-Хоккайдской складчатой системы в течение кайнозоя (Мельников и др., 1969; Мельников, 1970; Маргулис, Савицкий, 1974) обусловило конседиментационную складчатость присахалинской части неогенового чехла Татарского прогиба, а также, вероятно, и компенсационное прогибание сихотэ-алинского борта северной части прогиба, на которую трансгрессивно ложится этот чехол.

Складчатая система Сахалино-Японская

Сахалино-Японская складчатая система является пограничным структурным элементом Охотского и Японского морей, и ее формирование привело к отделению Японского моря от Тихого океана.

Геолого-геофизические данные по структуре земной коры Сахалино-Японской складчатой системы (Kanamori, 1973; Глубинное..., 1971; Yoshii, 1972; Crustal structure ..., 1973) свидетельствуют о том, что она представляет область континентальной коры, в которой структурными элементами первого порядка являются антиклинории и синклинории. На эту складчатую систему наложены разрывные нарушения, обусловившие на позднеорогенной стадии развития формирование системы унаследованных и наложенных впадин и поднятий (см. рис. 17).

В пределах Сахалина как структурный элемент первого порядка выделяется Сахалинский антиклинорий. На юго-западе этот антиклинорий сопрягается с северной периферией Хоккайдского антиклинория, в осевой части которого выступает пермско-мезозойский офиолитовый комплекс, метаморфизованный в нижней части разреза (Bikerman e.a., 1971; Kizaki, 1972; Hashimoto, 1975).

Западнее осевой зоны Хоккайдского антиклинория располагается Вакканайская синклиналильная зона, сложенная кайнозойской молассой. Осевую часть этой зоны занимает Монеронский прогиб, выполненный осадочной толщей мощностью около 3 км, возрастной диапазон которой - средний миоцен - квартал. На широте около $47^{\circ}00'$ с.ш. Вакканайская зона открывается в прогиб Татарского пролива. На юге эта зона по простиранию переходит в синклиналильную зону Му, выполненную кайнозойской молассой мощностью более 6 км (Den, 1972; Павлов, Парфенов, 1974). Обе эти синклиналильные зоны составляют Западно-Хоккайдский синклинорий, западнее которого располагается Рисири-Монеронская антиклиналильная зона.

Рисири-Монеронская антиклиналильная зона прослеживается до северной широты $47^{\circ}00'$ и далее затухает в прогибе Татарского пролива. На юге эта зона прослеживается на Хоккайдо и, вероятно, является северо-восточным струк-

турным элементом антиклинория Оу. В осевой части Рисир-Монеронской зоны вскрывается неоген-палеогеновый комплекс вулканитов андезито-базальтового состава и осадочно-вулканогенных образований мощностью до 1,5 км, которые перекрывают офиолитовый комплекс мезозойского, главным образом юрско-мелового возраста; мощность этого комплекса, вскрытая скважиной на о-ве Монерон (Пискунов, Хведчук, 1976; Скорикова, 1976), превышает 3,5 км, а наиболее древний калий-аргоновый возраст андезито-базальтов равен 143 ± 3 млн. лет. На юге зоны вулканическая деятельность продолжается и в четвертичное время (Ерохов и др., 1971; Оба, 1972).

Антиклинорий Оу является основным структурным элементом Северо-Восточной Японии и протягивается от горст-антиклинальной зоны Мусаси (на севере) до горст-антиклинальной зоны Абукума (на юге) на расстояние более 1000 км. Антиклинорий отчетливо выявляется в структуре гравитационного поля (Tomoda, 1973), отражающей увеличение мощности земной коры под его центральной частью. Большая часть осевой зоны антиклинория погребена под неоген-четвертичными вулканитами зоны "зеленых туфов" мощностью до 3 км (Kimura, Onuki, 1973).

Акустический фундамент обнажается в осевой части горст-антиклинальной зоны Мусаси и представлен, по данным драгирования (Ishii e.a., 1973), вулканитами андезито-дацитового состава, сланцами, песчаниками и роговиками формации "зеленых туфов" неогенового возраста. Судя по находкам остатков верхнепалеозойской и триасовой фауны на Западном Хоккайдо (Minato, Rowett, 1967; Sakagami e.a., 1969; Yoshida, Kakimi, 1970; Minato, 1975), в осевой зоне горст-антиклинальной зоны Мусаси под формацией зеленых туфов, вероятно, залегает верхнепалеозойско-нижнемезозойский геосинклинальный комплекс.

Западнее горст-антиклинальной зоны Мусаси, отделяясь от нее синклинальным прогибом и простираясь параллельно ей до широты Сангарского пролива, располагается горст-антиклинальная зона Окудзири, интенсивно нарушенная продольными и поперечными разломами. В ее осевой части обширные участки акустического фундамента выходят на поверхность дна моря. Судя по интенсивным магнитным аномалиям (Красный, 1970; Isezaki, Uyeda, 1973) вдоль этой зоны и выходам неоген-четвертичных базальтов и андезитов на островах Окудзири и Одзима в ее южной части (Isshiki e.a., 1968), фундамент представлен неоген-четвертичными вулканитами.

На юге Северо-Восточной Японии в осевых частях горстов выступают в основном верхнепалеозойские эвгеосинклинальные формации (Geological Map..., 1971; Kimura, 1973, 1974), но в горст-антиклинальной зоне Окутоне, располагающейся восточнее синклинальной зоны Ниигата, установлен и верхнетриасовый-нижнемеловой офиолитовый комплекс (Yamashita, Fujita, 1973). Продолжением горста Окутоне к северу является зона Окудзири. Таким образом, в пределах акватории Японского моря под неоген-четвертичными вулканитами в горст-антиклинальной зоне Окудзири слудует предполагать мезозойские офиолиты.

Синклинальная зона Ниигата в осевой части сложена неоген-четвертичной молассой мощностью около 3 км, собранной в складки северо-восточного прогибания. На юге эта зона центриклинально замыкается у разлома Итоигавы-Сидзуока, а на северо-востоке ее продолжением служит синклинальная зона Акита. На северо-западе, вдоль края шельфа, зона ограничивается поднятием фундамента, и, таким образом, она представляет собой замкнутый структурно-седиментационный бассейн (Kimura, 1968; Mitsunashi, 1973).

Хотя структурные связи Северо-Восточной и Юго-Западной Японии маскируются наложенным грабеном Фосса-Магна, палеозойский и мезозойский планы отчетливо прослеживаются из Северо-Восточной Японии в Юго-Западную (Kimura, 1967; Inoue, 1974).

Структурным элементом наиболее низкого порядка во внутренней зоне Юго-Западной Японии является антиклинорий Тюгоку. Через блоки Сангун, Хида и горст-антиклинальную зону Садо он прослеживается до $40^{\circ}00'$ с.ш. к востоку. На западе он сопрягается с антиклинорием Оки.

Горст-антиклинальная зона Садо представляет собой систему горстов и разделяющих их поперечных грабен. В осевой части этой зоны акустический фундамент выступает на дно моря и, судя по результатам драгирования (Iwabuchi, Mogi, 1973), сложен главным образом плотными неогеновыми осадочными и в меньшей степени эффузивными породами. На о-ве Садо, расположенном в пределах этой зоны, фундамент представлен эвгеосинклинальными отложениями, метаморфизованными в фации зеленых сланцев и прорванными мел-палеогеновыми габбро-диоритами и гранитоидами, перекрытыми третичными вулканами (Hattori, 1966).

С запада и востока горст-антиклинальная зона Садо ограничена грабен-синклинальными прогибами Тояма и Могами соответственно, в которых неогеновые отложения имеют мощность около 2 км. Акустический фундамент в прогибе Могами сопоставляется (Sakurai; Sato, 1971) с раннемиоценовой вулканогенной молассой синклинальной зоны Акита на побережье Хонсю. Примечательным для грабен-синклинальной зоны Тояма является турбидитный канал, который прослежен на расстояние свыше 250 км (Taguchi e.a., 1973; Ludwig e.a., 1975) до Центральной глубоководной впадины. Не исключено, что обе грабен-синклинальные зоны наследуют верхнепалеозойско-мезозойские синклинальные зоны. Однако как некомпенсированные осадками прогибы они, вероятно, сформировались в неоген-четвертичное время.

На юго-западном продолжении горст-антиклинальной зоны Садо, на побережье Хонсю, располагается метаморфизованные эвгеосинклинальные палеозойские отложения краевого пояса блока Хида. Блок Хида в целом сложен метаморфическим комплексом амфиболитовой фации, образовавшемся в результате метаморфизма известняково-сланцевых отложений, мощность которых, как полагают (Геологическое развитие..., 1968), превышает 15 км. По-видимому, такая мощность комплекса сильно завышена. По другим данным (Nozawa e.a., 1975), мощность метаморфического комплекса Хида не превышает 7 км.

Судя по выходам метаморфического комплекса на полуострове Ното (Kaseno e.a., 1964), массив Хида распространялся до северной части этого полуострова, где он перекрывается чехлом плиоцен-четвертичных отложений и третичных и меловых андезитов-базальтов (Ishida e.a., 1962; Iwabuchi, Mogi, 1973; Taguchi e.a., 1973).

Западнее блока Хида антиклинорий Тюгоку сложен складчатым эвгеосинклинальным офиолитовым комплексом средне-позднепалеозойского возраста мощностью около 5 км (Geologic Profile ..., 1973; Matsumoto, Kimura, 1974), который частично метаморфизован в фации зеленых сланцев.

Южнее осевой зоны Тюгоку располагается антиклинальная зона Мино-Тамба, сложенная складчатым флишем и молассой верхнего карбона и перми мощностью до 10 км. Суммарная мощность всего палеозоя оценивается здесь в 12 км (Geologic Profile ..., 1973).

Геосинклинальный комплекс антиклинория Тюгоку и зоны Мино-Тамба прорван верхнемеловыми-нижнепалеогеновыми гранитоидами (Nozawa, 1970; Hattori, Shibata, 1974) и перекрыт несогласно вулканогенно-терригенной молассой мезозоя и кайнозоя (Geologic Profile ..., 1973).

Южнее антиклинальной зоны Мино-Тамба располагается синклинорий Рёке, сложенный флишем и молассой верхнего карбона-перми (мощностью до 10 км). Эти отложения прорваны синскладчатыми и постскладчатыми верхнемеловыми и палеогеновыми (80-50 млн. лет) гранитами, обусловившими формирование контактово-региональной метаморфической зоны Рёке.

Разломом Медиана синклинорий Рёке отделяется от антиклинория Самбагава, основного структурного элемента внешней зоны Юго-Западной Японии.

На акватории Японского моря складчатая система Хонсю прослеживается в виде антиклинория Оки (см. рис. 17). Осевая зона этого антиклинория намечается по простиранию интенсивных гравитационной и магнитной аномалий (Красный, 1970; Isezaki, Uyeda, 1973; Tomoda, 1973) через острова Оки на северо-восток, в пределы горст-антиклинальной зоны Оки. На севере антиклинорий Оки кулисно сочленяется с горст-антиклинорием Ямато.

В осевой зоне антиклинория Оки драгированы меловые, палеогеновые и неоген-четвертичные эффузивные и интрузивные породы (главным образом в пределах горст-антиклинальной зоны Оки и вблизи островов Оки), которые представлены основными, кислыми и промежуточными разновидностями, а также неогеновые осадочные породы (Iwabuchi, Mogi, 1973). Драгированные породы частично аналогичны неоген-четвертичным вулканитам островов Оки, Мисима, Ики и Гото, выступающим в осевой части антиклинория. На островах Оки под неогеновыми вулканитами залегают биотитовые и очковые гнейсы и мигматиты, образование которых связывают с внедрением гранитов Фунатцу (Ohta, 1963). Возраст по рубидий-стронциевым и калий-аргоновым датировкам биотита из гнейсов Оки оказался равным 187 и 165 млн. лет (верхний триас - нижняя юра) соответственно (Matsumoto e.a., 1968).

Пограничным структурным элементом между складчатыми системами Хонсю и Катазиатской является антиклинальная зона Цусима, ответвляющаяся от антиклинория Оки в северном направлении и протягивающаяся вдоль западного склона впадины Цусима до горст-антиклинального поднятия Чунбонсан. В осевой части этой антиклинальной зоны располагаются острова Цусима, сложенные складчатой палеогеновой осадочно-вулканогенной молассой мощностью до 2,5 км (Okada, 1969).

Разделяющая антиклинорий Оки и горст-антиклинальную зону Цусима синклинальная зона Цусима открывается во впадину Цусима и выполнена неогеновыми отложениями мощностью более 1 км. В северной части Кюсю толща алевритов и песчаников неогена мощностью в 1,5 км залегает без перерыва на палеогеновых отложениях (Геологическое..., 1968), и, таким образом, в синклинальной зоне Цусима мощность кайнозойского осадочного комплекса, вероятно, около 3 км. По данным МПВ (Ludwig e.a., 1975), мощность осадочной толщи в этой впадине, по-видимому, превышает 3 км. В проливе между островами Цусима и Кюсю осадочных чехол имеет мощность около 1,5 км, а ниже залегает толща с $v_{пл} = 4,0$ км/с, кровля которой, вероятно, отвечает границе между вулканогенно-осадочным миоценом и палеогеном для синклинальной зоны Цусима (Inoue, 1975).

Таким образом, анализ данных по геологии Сахалино-Японской складчатой системы приводит к выводу, что геосинклиналь на месте этой системы заложилась в раннем палеозое (Сахалин-Хоккайдо) и в докембрии (Хонсю). Масивы ранней консолидации в районе блоков Хида и Катаками, геосинклинальное поднятие в осевой зоне антиклинория Самбагава (Каппега, 1974) и, вероятно, геосинклинальное поднятие на тихоокеанском склоне внешней зоны Юго-Западной Японии уже в раннем палеозое представляли собой зрелые морфоструктурные элементы этой геосинклинали.

Сахалино-Японская геосинклинальная система в целом заложилась как энсиматическая геосинклиналь, однако внутригеосинклинальные прогибы завершающей стадии развития в позднем палеозое, такие, как Мино-Тамбо и Симанто, вероятно, имеют сиалическое основание (Sugisaki e.a., 1971).

Следует иметь в виду, что в Сахалино-Японской геосинклинали вулканиты (Sugisaki e.a., 1970; Sugisaki, Tanaka, 1971) и продукты их дезинтеграции в офиолитовой части разреза (Гнибиденко и др., 1975б), так же как и граниты (Aramaki e.a., 1970; Shimizu, 1970; Miyazaki e.a., 1973), являются мантийными дериватами и почти не контаминированы сиалическим материалом.

Развитие структурно-формационных зон внутри Сахалино-Японской геосинклинальной системы было моноциклическим, но в целом она развивалась как полициклическая геосинклиналь, трансформировавшаяся в складчатую систему с постумными деформациями, продолжающимися и в настоящее время.

Поднятие Ямато. Поднятие является центральным морфоструктурным элементом акватории Японского моря, возвышающимся на 2000 м над прилегающими равнинами глубоководных впадин. Это поднятие составляют горст-антиклинорий Ямато (на юге) и горст-антиклинальная зона Кита-Ямато (на севере), разделяющиеся грабен-синклинальной зоной Ямато.

Горст-антиклинорий Ямато в виде выпуклой к северо-западу дуги, генеральное простирание которой отчетливо подчеркивается также в структуре гравитационного (Tomoda, 1973) и магнитного полей (Красный, 1970; Васильев и др., 1975), протягивается на расстояние более 500 км от плато Оки на юго-западе до района $40^{\circ}20' \text{ с.ш.}$ и 137° в.д. и затухает по направлению к юго-западной оконечности о-ва Хоккайдо. Внутренняя структура горст-антиклинория представляет собой систему кулисно расположенных горстов и грабенов.

Выровненные вершинные поверхности осевых зон горст-антиклинория Ямато и горст-антиклинальной зоны Кита-Ямато перекрыты маломощным чехлом четвертичных илов и алевритов, из-под которого выступает акустический фундамент с $v_p = 3,5$ км/с и выше (Ludwig e.a., 1975). Синклинальные прогибы выполнены осадочным чехлом мощностью около 0,5 км. По данным драгирования (Iwabuchi, Mogi, 1973; Васильев и др., 1975), чехол осевой зоны поднятия сложен туфогенными алевритами, песчаниками, гравелитами и конгломератами с миоценовыми и раннеплиоценовыми фаунистическими остатками. Галька и гравий андезитов, базальтов, дацитов, риолитов и их туфов и туфобрекчий, туфогенных песчаников и гранодиоритов входят, вероятно, в состав конгломератов основания осадочного чехла, перекрывающего и нижнемиоценовые вулканиды (калий-аргоновый возраст андезитов и базальтов из осевой зоны поднятия Ямато 19–46 млн. лет) (Ueno e.a., 1971; Васильев и др., 1975). По-видимому, осадочный чехол горст-антиклинория Ямато включает верхнемиоцен-плиоценовые и четвертичные отложения.

Судя по разрезу скв. 302 (Initial Reports ..., 1975), представленному диатомовыми илами с прослоями пеллов и цеолитовыми глинами и аргиллитами, охватывающему стратиграфический интервал верхний миоцен – плейстоцен с мощностью чехла около 0,5 км, пелагические условия осадконакопления в осевой зоне поднятия Ямато установились с раннего миоцена.

Состав драгированного коренного и окатанного материала поднятия Ямато (Iwabuchi, Mogi, 1973; Леликов, Васильев, 1974; Васильев и др., 1975) в целом представляет собой ассоциацию пород, характерную для андезитовой формации, образующейся на зрелой стадии развития геосинклинальных поднятий. Этот геосинклинальный комплекс поднятия Ямато подвергся складчатости и метаморфизму (филлиты, кварц-хлорит-биотит-серицитовые сланцы, слюдястые кварциты и рассланцованные порфиры, диабазы, габбро-диабазы и их туфы, а также плотные песчаники, граувакки и конгломераты) и прорван (судя по контактовым роговикам) гранодиоритами и гранитами.

Наиболее древние значения калий-аргонового возраста в горст-антиклинории Ямато, полученные (Ueno e.a., 1971) для роговообманкового гранита (220 млн. лет, нижний триас) и биотитроговообманкового гранодиорита (197 млн. лет, средний триас), свидетельствуют о том, что вмещающий их геосинклинальный комплекс относится к верхнему палеозою.

Гранитоиды горст-антиклинальной зоны Кита-Ямато имеют калий-аргоновый возраст в пределах 156–110 млн. лет (средняя юра – ранний мел; Васильев и др., 1975), и, по-видимому, в прорываемый ими геосинклинальный комплекс входят нижнемезозойские образования.

Складчатый геосинклинальный комплекс поднятия Ямато перекрыт вулканидами эоцена – нижнего миоцена (Iwabuchi, Mogi, 1973). Вулканиды представлены главным образом субшелочными андезитами, высокоглиноземистыми субшелочными базальтами и реже – толеитовыми базальтами, дацитами и риолитами (Сахно, Васильев, 1974; Васильев и др., 1975).

Поскольку горст-антиклинорий Ямато структурно связан со складчатой системой Хонсю через антиклинорий Оки, то, вероятно, как и во внутренней зоне Юго-Восточной Японии, основная складчатость в поднятии Ямато приурочена к концу палеозоя – началу мезозоя.

Состав конгломератов, драгированных на поднятии Ямато, свидетельствует о том, что они сформировались вблизи местных источников сноса (Васильев и др., 1975) в результате денудации верхнепалеозойско-мезозойского геосинклинального комплекса. Это обстоятельство указывает на то, что в позд-

нем мезозое и, возможно, в палеогене (после внедрения основной массы посткинematических гранитов и в период интенсивного андезито-базальтового вулканизма в палеогене – раннем миоцене) в осевой зоне поднятия Ямато существовали участки островной суши, опускавшиеся под уровнем моря с середины миоцена и в плиоцене – плейстоцене.

Глубоководные впадины

Под глубоководными впадинами в данном случае имеются в виду не только области моря, занимающие наиболее низкое гипсометрическое положение, но и отличающиеся специфической внутренней структурой: относительно тонкой земной корой (8–12 км), состоящей из довольно мощного осадочного (2–13 км), вулканогенно-осадочного (2–3 км) и базальтового (5–8 км) слоев, которые соответственно называются первым, вторым и третьим слоями океанической коры. Подобной характеристике внутренней структуры и морфологии дна в Японском море отвечают глубоководные впадины Центральная, Ямато и в меньшей степени впадина Цусима. Впадины Ямато и Цусима являются ответвлениями Центральной глубоководной впадины, однако поверхность в них гипсометрически выше, соответственно около 2500 и 2000 м (см. рис. 18).

Центральная глубоководная впадина. Впадина окунтурируется изобатой 3000 м а в восточной части глубина ее достигает 3500 м. Над равниной впадины возвышаются отдельно расположенные горы Богорова, Сибирь, Гэбасс, Колтцо и ряд небольших вершин, выступающих из-под осадочного чехла (см. рис. 15).

Осадочный чехол Центральной глубоководной впадины имеет мощность около 1,5 км, которая достигает 2–3 км в Западном и Восточном ее прогибах, разделенных седловидной зоной меньшей мощности и относительно более приподнятого фундамента по линии горст-антиклинальная зона Кита-Ямато – возвышенность Богорова.

Поверхность акустического фундамента глубоководной впадины представляет собой довольно неровную кровлю второго (осадочно-вулканогенного) слоя с $v_p = 4,0-5,8$ км/с (Ludwig e.a., 1975), который в виде вулканических построек выступает над дном впадины.

Субшелочные, высокоглиноземистые базальты возвышенности Богорова имеют возраст 18 млн. лет (средний миоцен; Сахно, Васильев, 1974), однако вероятно, что миоценовый (и палеогеновый) возраст характеризует лишь вулканогенный комплекс вблизи вулканического центра и не может быть экстраполирован даже на прилегающую часть второго слоя.

Чехол впадины отчетливо разделяется на две толщи (Honza, 1972; Hilde, Wageman, 1973; Ludwig e.a., 1975; Initial Reports ..., 1975): верхнюю слоистую, сложенную дистальными миоцен-четвертичными турбидитами (переслаиванием алевролитов, глин, песчаников и пеллов) мощностью 0,25–1 км и акустически прозрачную толщу, сложенную глинистыми диатомитами и диатомовыми аргиллитами доверхнемиоценового возраста мощностью до 1,5 км. В чехле v_p составляют от 1,7–2,0 км/с в турбидитной толще до 3,0–3,3 км/с в его подошве.

Скорость осадконакопления в слоистой толще 99–140 м/млн.лет, а в акустически прозрачной толще на склонах поднятия Ямато она оценивается в 25 м/млн. лет (Initial Reports ..., 1975) и, очевидно, намного ниже в центральной части впадины. Если принять скорость осадконакопления для нижней толщи в 5 м/млн. лет (что ненамного выше скорости осадконакопления для такой же толщи в Тихом океане), то, принимая в среднем ее мощность в 1000 м, можно прийти к выводу, что для ее накопления необходимо около 200 млн. лет. Очевидно, с учетом уплотнения толщи следует полагать, что она начала формироваться в доюрское время и, по-видимому, пелагические условия сохраняются во впадине с позднего палеозоя – триаса.

Глубоководная впадина Ямато. Дно впадины примерно на 500 м выше поверхности дна Центральной глубоководной впадины, что связано с более ин-

тенсивным заполнением первой турбидитами, несмотря на то, что значительная часть их следует транзитом по каналу Тояма в Центральную глубоководную впадину.

Кровля акустического фундамента в этой впадине значительно менее ровная, поскольку здесь много вулканических построек, высота которых над дном впадины достигает 2500 м. Их особенно много вдоль южного склона горст-антиклинария Ямато. Второй (осадочно-вулканогенный) слой примерно в 2 раза мощнее (около 4 км) такого же слоя Центральной впадины. В районах вулканических построек мощность этого слоя достигает 5-7 км.

Калий-аргоновый возраст андезитов, драгированных с вершин вулканических построек юго-восточного склона впадины Ямато, оказался равным 4,2 и 7,7 млн. лет (плиоцен; Ueno *et al.*, 1971).

Осадочный чехол этой впадины также подразделяется на две толщи (Hilde, Wageman, 1973; Ludwig *et al.*, 1975): верхнюю, слоистую, представленную главным образом дистальными турбидитами (переслаивание алевроитов, песчаников и алевролитистых глин с прослоями пепла, судя по скв. 299; Initial Reports ..., 1975) и нижнюю, акустически прозрачную толщу. Мощность верхней толщи около 1 км, а нижней - 0,5-0,75 км.

Скорость осадконакопления для верхней толщи 92-195 м/млн. лет, и она накапливается начиная с позднего миоцена (Initial Reports ..., 1975). Если принять скорость осадконакопления для нижней толщи в 5 м/млн. лет, то она накапливается с юры. По-видимому, ее относительно меньшая мощность по сравнению с Центральной впадиной обусловлена внедрением в основание чехла магматического материала, переработавшим его нижнюю часть и увеличившим мощность второго слоя.

Впадина Цусима. Поверхность дна этой впадины примерно на 1000 м выше дна Центральной глубоководной впадины, от которой она отделяется на широте 38°00' порогом фундамента, что привело к ее заполнению осадочной, слоистой толщей мощностью 2-3 км (Hilde, Wageman, 1973; Ludwig *et al.*, 1975), сложенной, очевидно, турбидитными отложениями.

Высокие значения v_p в кровле фундамента этой впадины (4,0-5,3 км/с), прослеживание фундамента из прикорейской части акватории и района островов Оки под чехол периферии впадины (Ludwig *et al.*, 1975), а также то, что его кровля, вероятно, сложена вулканогенно-осадочным комплексом нижнего миоцена - палеогена, - все это может расцениваться в пользу того, что чехол впадины является наложенным. Поскольку она довольно быстро заполнилась турбидитными осадками и не имеет акустически прозрачного слоя, можно предположить, что впадина Цусима - наложенная раннемиоценовая морфоструктура.

Глубинное строение

Тип земной коры в Япономорском регионе, довольно интенсивно исследованной МПВ-ГСЗ (см. рис. 16), соответствует основным морфоструктурным элементам. Континентальный тип коры характерен для складчатого обрамления моря: Сихотэ-Алиня, Корейского полуострова и Сахалино-Японской островной дуги; субконтинентальный - для поднятия Ямато; субокеанический - для глубоководных впадин Центральной и Ямато. Мощность земной коры изменяется в пределах 8-40 км (Глубинное ..., 1971; Asada, Asano, 1972; Карп, Морурава, 1972; Туезов, Жильцов, 1972; Crustal structure ..., 1973; Аргентов и др., 1976).

Земная кора Японского региона состоит из метабазальтового, метадиоритового, гранитно-метаморфического и осадочно-вулканогенного слоев (рис. 18), суммарная мощность которых обычно около 35 км. На разделе $M v_1$ составляют около 8 км/с и 7,7-7,9 км/с в ряде районов Центрального Хонсю (Asada, Asano, 1972), а на разделе $K - 6,4-6,8$ км/с. Гранитно-метаморфический слой отчетливо выделяется в пределах континентального и островного обрамлений моря, а в пределах континентального склона он постепенно выклинивается и замещается метадиоритовым слоем, который, по-видимому, слагает

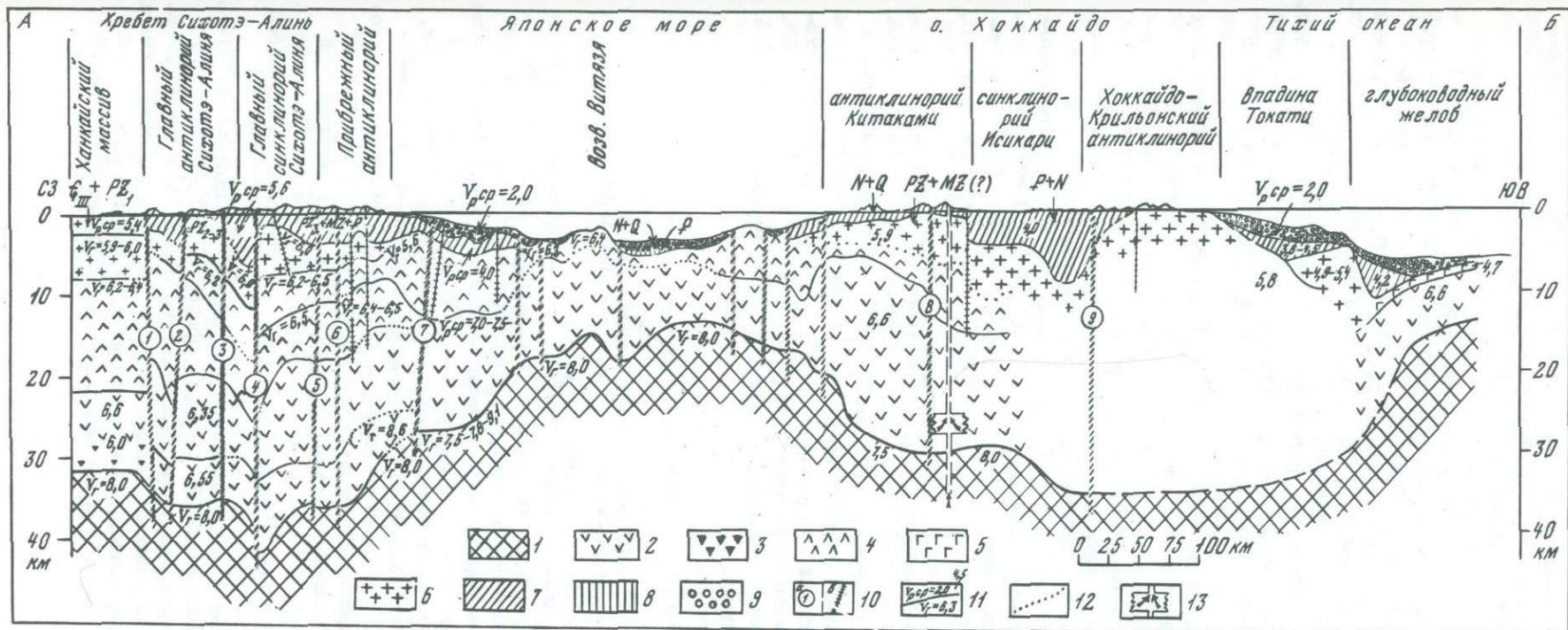


Рис. 18. Геологический разрез по профилю южная часть Сихотэ-Алиня - возвышенность Витязя - о-в Хоккайдо - Тихий океан (местоположение см. на рис. 16). Составил Г.С. Гнибиденко по различным данным (Милашин и др., 1968; Суворов и др., 1968; Аргентов и др., 1970; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Den e.a., 1971; Okada e.a., 1973; Минаев и др., 1974)

1 - верхняя мантия; слои: 2 - метабазальтовый, 3 - метагипербазитовый - разуплотненный в основании земной коры, 4 - метадiorитовый, 5 - второй слой океанической коры, 6 - гранитно-метаморфический; 7 - вулканогенно-осадочный деформированный геосинклинальный комплекс; 8 - толща пелагических отложений; 9 - верхняя осадочная толща глубоководных впадин; 10 - зоны разломов: а - глубинных (до верхней мантии), б - коровых; 11 - сейсмические разделы, геологические границы и значения v_p , км/с; 12 - предполагаемые сейсмические и геологические границы; 13 - зона положения периферических магматических очагов.

Глубинные разломы (цифры в кружках): 1 - Муравьевский, 2 - Даубихинский, 3 - Фудзино-Иманский, 4 - Центрально-Сихотэ-Алинский, 5 - Фурмановский, 6 - Прибрежный, 7 - Склоновый, 8 - Ребун-Татарский, 9 - Хоккайдо-Центрально-Сахалинский

и верхнюю часть коры в поднятии Ямато. В кровле v_r гранитно-метаморфического слоя около 5,5–6,0 км/с, а в осадочно-вулканогенной толще v_p — от 3,5 до 5,5 км/с (Карп, Моуравова, 1972).

Мощность земной коры глубоководных впадин Центральной и Ямато около 8,5 км, а поскольку на базальтовом слое здесь залегает осадочный чехол мощностью около 2–3 км, то кора здесь относится к субокеаническому типу. Ниже чехла располагается второй слой с v_p — 4,0–5,5 км/с, который во впадине Ямато отчетливо подразделяется на слои 2А и 2Б. Мощность второго слоя 1–2,5 км. Под ним залегает третий (метабазальтовый) слой с v_p 6,7–6,8 км/с, мощностью 4–5 км (Рикитаки, 1970; Murauchi, 1972).

Раздвиг третьего и второго слоев земной коры характерны для поднятия Ямато, в осевой зоне которого залегает вулканогенно-осадочная толща мощностью около 2 км с v_p — 3,3–4,9 км/с. Мощность коры в осевой части поднятия не превышает 17 км (Карп, Моуравова, 1972).

Аномальное поглощение в верхней мантии Япономорского региона сбавных сейсмических волн от землетрясений и ядерных взрывов (Kanamori, 1970; Miyamura, 1972; Barazangi e.a., 1975) и поверхностных волн (Abe, Kanamori, 1970), а также аномалии геомагнитных вариаций (Honkura, 1975) свидетельствуют о том, что верхняя мантия здесь неоднородна и в целом отличается меньшей плотностью на глубинах до 150 км (Segawa, Tomoda, 1976) по сравнению с прилегающим районом Тихого океана. Это может быть объяснено селективным плавлением вещества верхней мантии (до 4–6%) и температурными аномалиями. Последнее хорошо согласуется с высоким тепловым потоком для этого региона (около 2,5 ЕТП; Uyeda, 1972; Watanabe e.a., 1977).

Аномальный тепловой поток (Uyeda, 1972; Watanabe e.a., 1977), значительные нарушения изостазии (Гайнанов и др., 1973; Строев и др., 1973) вместе с интенсивной сейсмичностью (Miyamura, 1972) и горизонтальными и вертикальными деформациями, выявленными для Сахалино-Японской складчатой системы (Tsubokawa, 1972; Suzudi e.a., 1975; Захаров и др., 1975), указывают на различия в термодинамических условиях в верхней мантии на сопоставимых глубинах, и таким образом, на активное геодинамическое состояние земной коры в этом регионе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Приведенные сведения о структуре и формационном составе верхней части земной коры позволяют наметить основные черты геологического развития Япономорского региона.

Данные по геологии складчато-блокового обрамления глубоководных впадин Японского моря свидетельствуют о том, что геосинклинали на месте этих складчатых систем закладывались в раннем докембрии (Смирнов, 1976) и раннем палеозое главным образом как энсиматические системы. Возникновение геосинклинальных систем на месте Сихотэ-Алиня, Сахалина и Японии еще с докембрия обусловило основные черты структуры земной коры этого региона, в котором к позднему палеозою обособились районы глубоководных впадин (Центральной и Ямато). Впоследствии впадины трансформировались в реликтовые глубоководные бассейны окраинного моря (Васильковский и др., 1972; Ludwig e.a., 1975) с медленной (около 5 – 25 м/млн. лет) пелагической седиментацией. С позднего миоцена в них начинается интенсивное накопление турбидитов и увеличивается до 100 – 150 м/млн. лет скорость осадконакопления.

К началу фанерозоя на месте Корейского полуострова и Сихотэ-Алиня (Геология Кореи, 1974; Геология СССР, 1969; Смирнов, 1976) в результате геосинклинального процесса сформировались довольно обширные участки сиалической коры (массивы Ханкайский, Кванмо, Нанним, Кёнги и, возможно, сиалические ядра в пределах Катазиатской геосинклинали на юге Корейского полуострова). Ханкайский массив ранней консолидации (Гнибиденко, 1969а)

окаймлялся с востока (Сихотэ-Алинской) и запада (Тайпинлинской) геосинклинальными системами на стадии становления.

Сахалино-Японская геосинклинальная система к началу фанерозоя, по-видимому, представляла собой эвгеосинклинальную область на стадии становления. Вероятное наличие покембрийского комплекса в ее пределах (Minato, 1968; Shibata, Adachi, 1974) может расцениваться как указание на существование в ней к этому времени массивов ранней консолидации в зонах Хида и Китаками, характеризующихся миогеоантиклинальным режимом.

В конце палеозоя и начале мезозоя Сихотэ-Алинская, Тайпинлинская и Катазиатская геосинклинальные системы находились на стадиях становления и орогенной, а в пределах докембрийских массивов Корейского полуострова в это время шли процессы активизации относительно стабильных, кратонных блоков, сопровождавшиеся интенсивным гранитоидным магматизмом.

Сахалино-Японская геосинклинальная система в начале мезозоя находилась на стадии становления (Kimura, 1974; Kimura e. a., 1975a) и представляла собой обширную область с миогеоантиклинальным режимом в Центральном Хонсю. Энциматическая (Sugisaki e. a., 1970) эвгеосинклиналь существовала в это время лишь на тихоокеанской стороне (зона Самбосан) и в пределах Сахалина-Хоккайдо. К этому же времени, следует относить и становление геосинклинальной системы в пределах зоны Ямато.

Таким образом, возникновение и развитие геосинклинальных систем, геоморфологически выраженных в виде подводных хребтов и островных дуг, а также сиалический блок в районе Корейского полуострова к позднему палеозою и началу мезозоя обусловили контуры япономорского бассейна. На месте поднятий Ямато, Корейского плато и Уллындо, по-видимому, могла существовать островная суша, которая, очевидно, не занимала всю акваторию, как это предполагалось ранее (Геологическое..., 1968).

На рубеже мезозоя и кайнозоя все геосинклинальные системы периферии Японского моря находились на орогенной стадии развития, сопровождавшейся интенсивным средним и кислым вулканизмом и дифференцированными, тафrogenными движениями блоков земной коры, что в целом привело к возникновению обширной суши на месте геосинклиналей Сихотэ-Алиня, южной части Корейского полуострова и прилегающей части моря, Хонсю и Западного Хоккайдо. Вполне возможно, что в эоцене море представляло собой полузамкнутый бассейн с эвгеосинклинальным режимом в центральной, северо-западной и восточной частях акватории и пелагическим режимом в районах глубоководных впадин.

Спад вулканической активизации в конце орогенной стадии Катазиатской геосинклинали, по-видимому, привел в олигоцене к изостатическому опусканию края сиалической плиты сформировавшейся к этому времени континентальной окраины Японского моря на глубину до 2 км (Васильев и др., 1973; Берснев и др., 1974; Крапивнер, Данилина, 1976) и к образованию миоценового осадочного чехла на континентальном склоне и верхней части шельфа Сихотэ-Алиня и Корейского полуострова. Разрастание шельфа продолжалось в плиоцене и плейстоцене, осложняясь гляциоэвватическими трансгрессиями и регрессиями в четвертичное время (Кулаков, 1973).

Олигоценные опускания захватили и обширные районы прикорейского шельфа и район поднятия Ямато. По-видимому, эти движения были достаточно постепенными и, таким образом, осевые зоны ушли под уровень моря лишь в плиоцене - плейстоцене, подвергнувшись в течение позднего миоцена-плиоцена пенеplanationизации.

На япономорской стороне Сахалино-Японского геоантиклинального поднятия в позднем олигоцене и миоцене-плиоцене развивался интенсивный вулканизм, в результате которого сформировался комплекс андезитовой формации "зеленых туфов". Со временем образования этого комплекса связано интенсивное расчленение поднятия и формирование вулканогенных депрессий (Геологическое..., 1968; Fujita, 1972; Yoshida, 1975). К позднему плиоцену и началу плейстоцена вулканизм затух, а воздымание окружающей суши привело к тому, что море приняло очертания, близкие к современным.

Анализ структуры и геологического развития Япономорского региона свидетельствует о том, что складчатые системы, обрамляющие глубоководные впадины, развились из геосинклиналей докембрийского и нижнепалеозойского заложения. Основные структурные элементы здесь устойчиво формировались в течение фанерозоя, а структура региона в целом инвариантна по отношению к этому развитию и остается довольно стабильной.

Модель развития земной коры этой области, основанная на идее о значительных горизонтальных перемещениях блоков земной коры (Bubnoff, 1942; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенев, 1970; Hilde, Wageman, 1973), не предпочтительнее, чем модель развития земной коры, базирующаяся на представлении о деградации и разрушении континентальной коры на месте глубоководных впадин (Belousov, Ruditch, 1967; Петров, 1967; Minato, 1973; Ковылин, Строев, 1976; Меланхолина, Ковылин, 1976).

Япономорский регион является устойчивой областью геосинклинального развития (Кленова, Гершанович, 1951) с докембрийского времени. Глубоководные впадины (Центральная и Ямато) представляют собой реликтовые бассейны (Васильковский и др., 1972), в которых с верхнего миоцена идет интенсивное турбидитное осадконакопление.

Изостатическая неуравновешенность (Гайнанов и др., 1973; Строев и др., 1973), аномальный тепловой поток (Uyeda, 1972; Watanabe e. a., 1977) и вулканизм указывают на продолжающуюся дифференциацию вещества верхней мантии Япономорского региона и, следовательно, свидетельствуют об его активном геосинклинальном режиме.

Результаты драгирования выступов акустического фундамента свидетельствуют об интенсивном базальто-андезитовом вулканизме в палеогене-неогене, продолжающемся в ряде районов и в четвертичное время, судя по прослоям тефры в поверхностном слое осадков Японского моря (объем пирокластического материала составляет около 2%; Репечка, 1973; Чайников, 1973). Вероятно, большая часть магматического материала не поступает на поверхность дна моря, а внедряется в виде пластовых тел в основание осадочного чехла глубоководных впадин, наращивая, таким образом, мощность второго слоя субокеанической коры.

ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОЕ И ЖЕЛТОЕ МОРЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Основными элементами рельефа Восточно-Китайского моря являются обширный шельф (шельф Тунгхай), котловина Окинава и подводный хребет Рюкю (рис. 19, 20), протягивающийся от о-ва Тайвань до о-ва Кюсю и отделяющий его акваторию от Филиппинского моря.

Обширная шельфовая равнина Восточно-Китайского моря (шириной более 400 км) занимает большую часть акватории и включает залив Бохай, Желтое море и район от Цусимского пролива на северо-востоке до Тайваньского пролива на юго-западе. Глубины в пределах шельфа изменяются от 10–20 м в заливе Бохай, 30–80 м в Желтом море и 70–110 м на шельфе Тунгхай. Отчетливая бровка шельфа располагается на глубине 150–200 м (Bathymetric Atlas..., 1973; Ryuku..., 1976). Довольно большое количество мелких островов, банок и отмелей выявлено в пределах шельфа, главным образом вблизи побережья Корейского полуострова, в проливе Бохай и в полосе, протягивающейся от залива Хончжоу (на юго-востоке Китая) по направлению к южной части Корейского полуострова (острова Чусан, банка Янцзы, скалы Сокотра, остров Чеджудо). Вдоль бровки шельфа располагаются небольшие острова Бока, Сенкаку, Акао (на юго-западе), Даньджо и Гото (на северо-востоке).

Трансгрессия, приведшая к формированию обширной акватории современного шельфа Восточно-Китайского моря, началась в позднеголоценовое время, после регрессии моря около 15 000 лет назад, когда гляциоэвстатические коле-

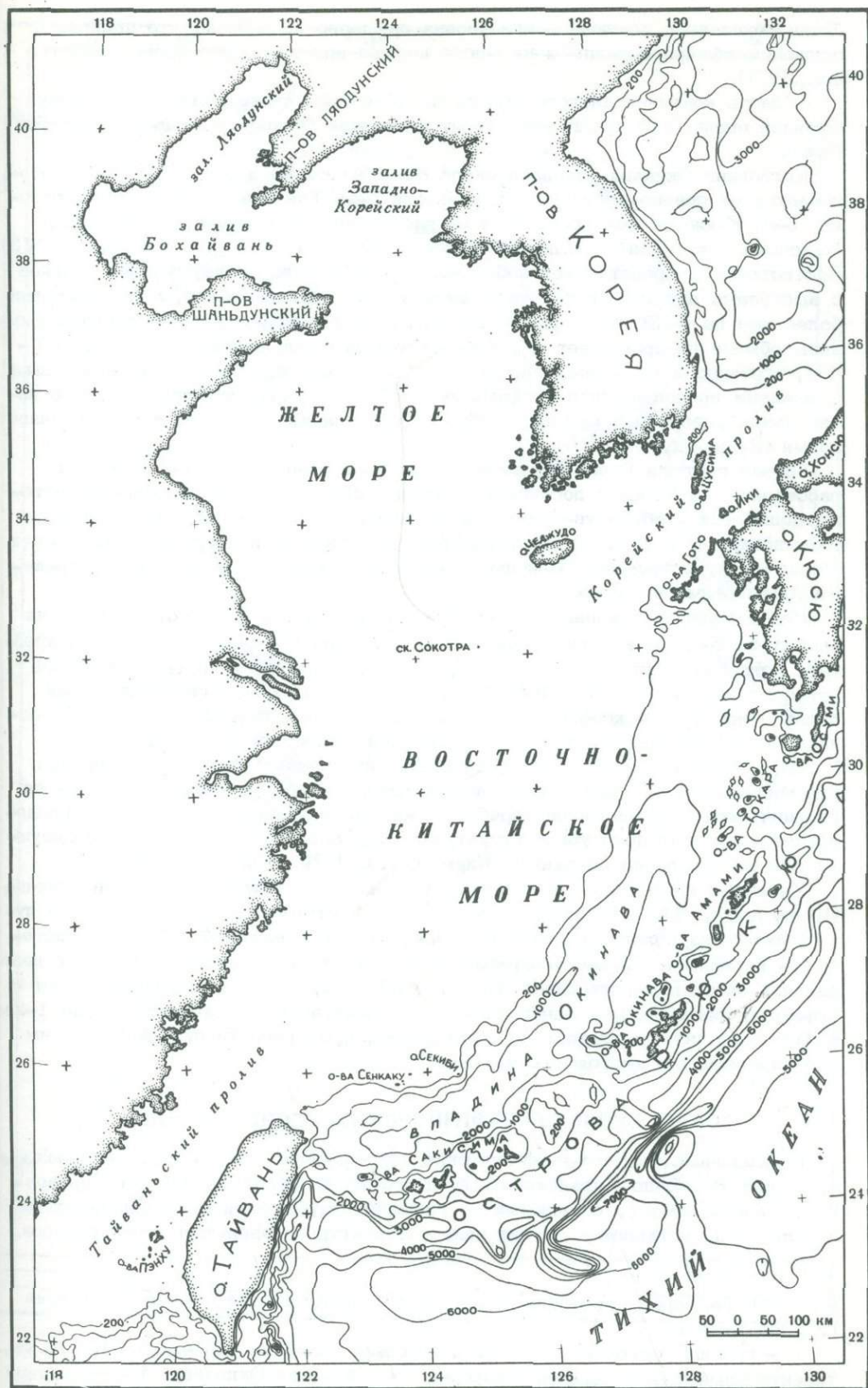


Рис. 19. Батиметрическая схема Восточно-Китайского моря

бания обусловили понижение его уровня примерно на 130 м, что привело к осушению обширной равнины на месте шельфа вплоть до его бровки (Emery e.a., 1971).

Область континентального склона занимает на юго-востоке моря полосу шириной около 300 км. В нее входят котловина Окинава и подводный хребет Рюкю.

Котловина Окинава, шириной около 80–100 км по изобате 500 м, протягивается от северо-восточной оконечности о-ва Тайвань до прибрежных районов о-ва Кюсю на северо-востоке на расстояние, превышающее 1100 км. Максимальная глубина котловины около 2200 м (Bathymetric Atlas..., 1973). Дно котловины представляет собой область интенсивной аккумуляции осадков с выступами акустического фундамента в виде отдельных гор, возвышающихся более чем на 1000 м (гора Онодера). Уклон северо-западного склона котловины обычно не превышает 1° , юго-восточный склон значительно круче ($3-4^\circ$), особенно в юго-западной, более глубокой части. Оба склона котловины осложнены продольными и поперечными уступами, свидетельствующими об интенсивном развитии нормальных сбросов в позднекайнозойское и четвертичное время (Ryuku..., 1976).

Горная система Рюкю простирается от о-ва Тайвань до о-ва Кюсю на расстояние 1200 км и достигает в ширину 250 км. Эшелонированная система подводных хребтов увенчивается группами островов Сакисима, Окинава, Амамосима и Токара, которые разделяются глубокими проливами (депрессия Мияко между островами Сакисима и Окинава и канал Токара между островами Амамосима и Токара).

Над котловиной Окинава хребет Рюкю воздымается на высоту 2 км и на высоту до 5–6 км над дном Филиппинского моря. Средний уклон склона хребта к котловине Окинава около $2-3^\circ$, хотя встречаются и крутые сбросовые уступы и склоны до 25 и 40° (Берснев и др., 1975). Континентальный склон Рюкю к глубоководному желобу более крутой, в среднем около 5° , однако часто встречаются участки с крутизной склона до $15-25^\circ$.

На глубине от 2 до 3 км прослеживается широкая (до 50 км) терраса, сформировавшаяся в результате аккумуляции осадков во впадине-ловушке на океанической стороне склона хребта Рюкю. На глубинах от 4 до 5 км располагается относительно узкая структурная терраса, на которой впадина-ловушка еще не заполнена осадками (Wageman e.a., 1970; Ryuku..., 1976).

Учитывая плейстоцен-голоценовые колебания эвстатического уровня океана (Emery e.a., 1971), следует полагать, что островная система на месте дуги Рюкю была более обширной по сравнению с современной островной системой в периоды гляциоэвстатических понижений уровня океана. Данные по центральной части этой островной дуги (Konishi e.a., 1970) свидетельствуют о дифференцированных движениях блоков со значительными скоростями (до $1-2$ м в 100 лет), что указывает на весьма мобильный геоантиклинальный режим в ее пределах до настоящего времени.

ОБЗОР ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведенные геолого-геофизические исследования (рис. 21) в пределах акватории Восточно-Китайского и Желтого морей являются рекогносцированными, однако вместе с данными по геологии окружающей суши они позволяют составить представление о тектонике и структурной эволюции этого региона.

Рис. 20. Геоморфологическая схема Восточно-Китайского моря. Составил Г.С. Гнибиденко

1 – границы районов; 2 – бровка шельфа (изобата 150–200 м); 3 – континентальный склон впадины Окинава; 4 – впадина Окинава; 5 – подводный хребет Рюкю; 6 – уступ континентального склона; 7 – желоб Рюкю, 8 – абиссальная равнина

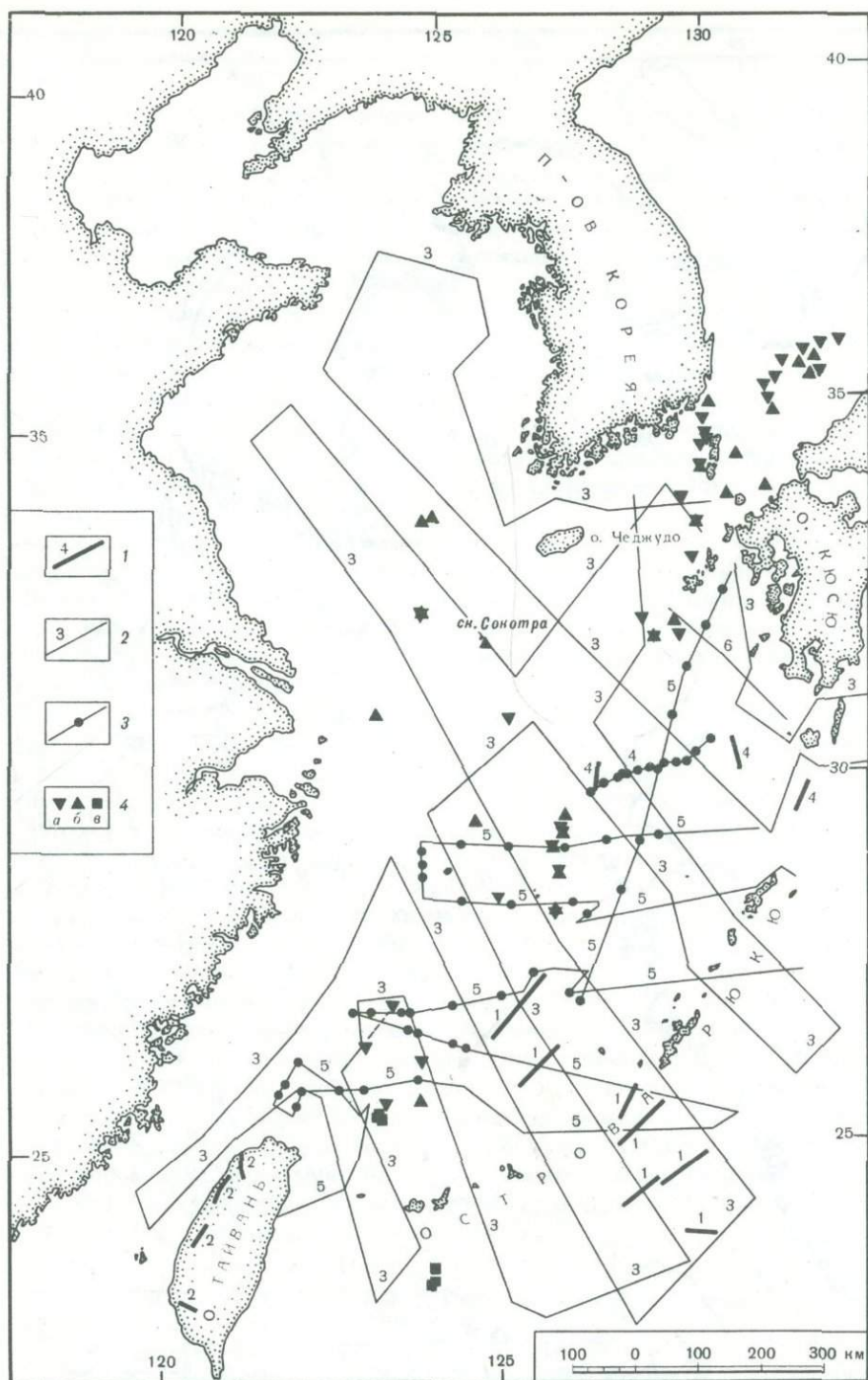


Рис. 21. Схема геолого-сейсмической изученности Восточно-Китайского моря. Составили Т.Г. Быкова, Г.С. Гнибиденко

1 - профили МПВ; 2 - профили НСП; 3 - участки профилей МПВ с использованием радиобуев; 4 - драгирование; а - по Х.Эмери и Х. Нино (Emery, Niino, 1968), б - по Х.Эмери с соавторами (Emery e.a., 1971), в - по И.И. Берсеневу с соавторами (1975); цифры на рисунке - номера ссылок на источники информации: 1 - Murauchi e.a., 1968; 2 - Sato e.a., 1969; 3 - Wageman e.a., 1970; 4 - Ludwig e.a., 1973 b; 5 - Leyden e.a., 1973; 6 - Kimura e.a., 1975

К настоящему времени в Восточно-Китайском море осуществлено довольно подробное эхолотирование и на его акваторию составлены батиметрические карты (Bathymetric Atlas..., 1973; Ока, 1973), а также выполнен комплекс НСП океанографическим отделом ВМФ США и Геологической службой Японии (Wageman e.a., 1970; Ryukyu..., 1976). В южной части моря двумя кораблями и с использованием радиоакустических буев были проведены работы методом преломленных волн (Murauchi e.a., 1968; Leyden e.a., 1973; Ludwig e.a., 1973a). Проанализированы и обобщены данные по сейсмическому режиму в этой зоне (Katsumata, Sykes, 1969; Tarr, 1974; Shi e.a., 1975).

Магнитные и гравиметрические исследования также проведены в значительном объеме, особенно для южной котловины моря (Wageman e.a., 1970; Кочергин, Красный, 1973; Павлов, Сычев, 1975), где выполнены и измерения теплового потока (Yasui e.a., 1970).

Геологические наблюдения включали отбор осадков трубками и драгирование (Niino, Emery, 1961; Гершанович, Нейман, 1964; Niino, 1968; Берсенев и др., 1975; Забелин, Васильев, 1975; Курносов, 1975). В заливе Бохайвань в Желтом море и на шельфе Тунгхай проводится поисковое бурение (Bowman, Willums, 1975).

ТЕКТОНИКА

Структурно-формационные комплексы

На основании данных НСП и МПВ-ГСЗ (см. рис. 21) в верхней части земной коры в Восточно-Китайском море выделяются акустический фундамент и осадочный чехол.

Акустический фундамент характеризуется v_p в пределах 3,6–5,5 км/с и до 6,3 км/с на выступах фундамента, представленных изверженными породами; в осадочном чехле v_p составляет 1,8–3,5 км/с (Leyden e.a., 1973), при v_p ср. около 2,2 км/с.

Судя по данным МПВ-ГСЗ и структуре дислоцированных вулканогенно-осадочных отложений, выступающих на окружающей Восточно-Китайское море суше (Основы тектоники..., 1962; Геология Кореи, 1964; Terman, 1974), в составе акустического фундамента могут быть выделены структурно-формационные комплексы, составляющие стратиграфическую последовательность.

Структура и состав акустического фундамента существенно различаются для северной (Желтое море) и южной частей Восточно-Китайского моря.

В акустический фундамент северной части Желтого моря входят протерозойский и архейский глубокометаморфизованные геосинклинальные комплексы и перекрывающий их верхнепротерозойский и палеозойский платформенный чехол вместе с частью мезозойского осадочно-вулканогенного комплекса наложенных впадин. На юге моря акустический фундамент слагают протерозойско-палеозойский метаморфический и складчатый геосинклинальный комплексы вместе с меловыми вулканитами Катазиатского вулканогенного пояса. В центральной части Желтого моря акустический фундамент перекрыт осадочным чехлом и выступает на поверхность дна лишь на островах вблизи Корейского полуострова и у побережья Юго-Восточного Китая.

Складчатые геосинклинальные формации палеозоя, мезозоя и, по-видимому, палеогена входят в акустический фундамент северо-западной части Восточно-Китайского моря (шельф Тунгхай), и этот фундамент прослеживается под осадочный чехол со стороны островов Цусима, Кюсю, Рюкю и Тайвань. Следует отметить, что в зонах поднятий южной части шельфа в состав акустического фундамента могут входить и вулканиты неогенового и даже плейстоценового возраста, подобные выступающим на о-ве Чеджудо (Taneda e.a., 1970) и островах Гото (Геологическое..., 1968).

Выводы о возрасте акустического фундамента для Восточно-Китайского моря основываются на прослеживании его со стороны прилегающих участков суши под осадочный чехол акватории, поскольку радиометрические данные для выступов фундамента на акватории пока отсутствуют.

Таким образом, акустический фундамент Восточно-Китайского моря составляют разновозрастные геосинклинальные и платформенные формационные комплексы фанерозоя по палеоген включительно, а для отдельных выступов юго-восточной части моря фундаментом могут служить и неоген-плейстоценовые интрузивные тела (Leyden e.a., 1973).

Осапочный чехол перекрывает и нивелирует разновозрастной фундамент в пределах Восточно-Китайского моря. Этот чехол, по данным НСП и МОВ (Wageman e.a., 1970; Leyden e.a., 1973; Ludwig e.a., 1973 b; Ryukyu..., 1976), подразделяется на верхнюю и нижнюю толщи, разделенные угловым несогласием.

Верхняя слоистая толща с хорошо отражающими горизонтами прослеживается в пределах всей акватории моря. Мощность ее достигает 1,5 км в прогибах и уменьшается по направлению к побережью Китая и Корейского полуострова, где она почти полностью выклинивается; v_p в пределах 1,8–2,1 км/с (Leyden e.a., 1973).

Нижняя слоистая и относительно более деформированная толща выделяется в прогибах и впадинах акустического фундамента, и мощность ее в ряде мест, по-видимому, превышает 2 км, а v_p составляют 2,2–3,5 км/с (Leyden e.a., 1973).

Следует отметить, что, хотя на большей части шельфа верхняя толща залегает горизонтально, во впадине Окинава и на ее склонах наблюдается конседиментационная складчатость и она интенсивно нарушена разломами.

Довольно резкое несогласие между верхней и нижней толщей на шельфе, в прогибах Окинава и Тайваньском выражено неотчетливо, и на ряде разрезов здесь наблюдается их конформное залегание. Не всегда достаточно ясно выражено в глубоких прогибах несогласие между нижней толщей и фундаментом. Вполне возможно, что в ряде случаев нижняя толща залегает согласно на подстилающем комплексе фундамента в осевых частях наиболее глубоких прогибов.

Сопоставление толщи чехла акватории с отложениями прилегающих участков континента – Японскими островами и Тайванем (Sato e.a., 1969) приводит к заключению, что возраст верхней слабдеформированной толщи осадочного чехла, по-видимому, плиоцен-плейстоценовый, а нижней толщи – главным образом миоценовый, возможно, она включает и нижнеолигоценные отложения в глубоких прогибах.

Окраина континента

Анализ тектоники дна Восточно-Китайского моря (рис. 22) проводится по структурным подразделениям наиболее низкого порядка: восточной части Китайской платформы и складчатым системам Катазиатской и Хонсю-Тайваньской.

Платформа Китайская. Северная часть акватории Желтого моря и залив Бохай располагаются в пределах северо-восточной части Китайской платформы. Структурным элементом наиболее низкого порядка здесь является щит Нанним и Цзяодун, где на дневную поверхность выступает комплекс глубокометаморфизованных геосинклинальных архейских образований, прорванных гранитами, мощность которого оценивается в 7–10 км. Этот фундамент перекрывается терригенно-карбонатным платформенным синийско-палеозойским чехлом мощностью до 6 км. Вся область щита подверглась интенсивной платформенной активизации, приведшей к формированию системы впадин, выполненных мезозойскими и кайнозойскими континентальными отложениями и вулканитами контррастной серии. Мезозойско-кайнозойская активизация связана с формированием разломов преимущественно северо-восточного направления (Основы тектоники..., 1962; Тегман, 1974; Смирнов, 1976).

Судя по выходам метаморфического комплекса на небольших островах (Тегман, 1974), фундамент в проливе Бохай выступает на дно и перекрыт, по-видимому, лишь маломощным чехлом четвертичных отложений.

Горст-антиклинорий Шаньдун-Ляодун представляет собой структурный элемент второго порядка, он расположен северо-западнее блоков Цзяодун и Нанним. Разломом Лучжун этот горст-антиклинорий отделяется от грабен-синклинального прогиба Ляохэ, часть которого занимает акватория залива Бохай.

Горст-антиклинорий Шаньдун-Ляодун сложен глубокометаморфизованным комплексом геосинклинальных отложений протерозоя и архея, мощность которого оценивается до 10 км. Его южным продолжением, по-видимому, служит поднятие Субэй под платформенным чехлом грабен-синклинального прогиба Желтого моря. Фундамент этого поднятия сложен синийским метаморфическим комплексом, перекрытым палеозойским платформенным чехлом мощностью до 5 км, включающим отложения мела и кайнозоя (Основы тектоники..., 1962).

Фундамент грабен-синклинального прогиба Ляохэ сложен метаморфическим комплексом досинийского возраста, перекрытым карбонатно-терригенным платформенным чехлом синия и палеозоя, а также юрско-нижнемеловыми песчаниками и вулканитами андезитового состава. Суммарная мощность этого структурно-формационного комплекса превышает 5 км. На этом структурном этаже лежит кайнозойско-меловой комплекс наложенных впадин, представленный лагунно-континентальными терригенно-карбонатными отложениями с вулканитами андезитового и базальтового состава и углями. Мощность этого комплекса достигает 4 км во впадинах Сяцзинь и Сяоцинхэ (Основы тектоники..., 1962; Региональная..., 1963).

На северо-востоке через седловину в фундаменте прогиб Ляохэ соединяется с грабен-синклинальным прогибом Сулияо, выполненным меловыми озерно-континентальными терригенными отложениями мощностью около 3 км. На юго-западе продолжением прогиба Ляохэ служит грабен-синклинальный прогиб Хэ-хуайский, окаймляющий щит Цзяодун-Нанним с запада и заложившийся в конце мезозоя. Этот прогиб выполнен толщей лагунно-континентальных и морских терригенно-карбонатных отложений мощностью около 3 км (Региональная..., 1963).

Структурными элементами второго порядка в прогибе Ляохэ является система валов и разделяющих их прогибов. Валы структурно связаны с выступающими докембрийско-палеозойского фундамента, обрамляющего прогиб: вал Цансян с горст-антиклинальным поднятием Чанли, сложенным докембрийско-палеозойским платформенным комплексом; а вал Уди-, по-видимому, с поднятием Инкоу, сложенным досинийским метаморфическим комплексом, прорванным позднемезозойскими гранитами (Основы тектоники..., 1962).

Таким образом, на акватории залива Бохай располагается центральная часть грабен-синклинального прогиба Ляохэ, образовавшегося в результате меловых движений, обусловивших формирование разломов северо-восточного простирания и дифференцированные движения блоков фундамента.

Юго-восточнее щита Цзяодун-Нанним находится грабен-синклинальный прогиб Желтого моря. В основании этого прогиба, очевидно, залегают докембрийские и ниже-среднепалеозойские метаморфические образования, порванные юрскими гранитами (Fullagar, Byong Kwon Park, 1975) и перекрытые триасово-юрской осадочно-вулканогенной толщей серии Тэдон с углями, мощность которой около 1,5 км. Эта серия залегает в грабенах северо-восточного простирания (Геология Кореи, 1964). Весь комплекс входит в состав акустического фундамента прогиба и довольно далеко прослеживается в море со стороны Корейского полуострова; вблизи побережья полуострова он вскрыт скважинами (Bowman, 1974). Судя по редким выходам, очевидно, докембрийского метаморфического комплекса на юго-западе прогиба, вблизи разлома Лучжун (Основы тектоники..., 1962), фундамент прогиба Желтого моря целиком сложен комплексом докембрийских метаморфических образований, прорванных мезозойскими гранитоидами. Система разломов северо-восточного простирания обусловила формирование грабенов и горстов фундамента, сnivelированных довольно мощным осадочным чехлом.

Осадочный чехол в прогибе Желтого моря выполняет впадины и перекрывает поднятия фундамента, а мощность чехла превышает 3 км в его центральной

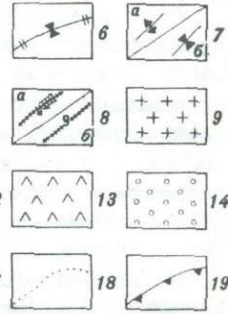
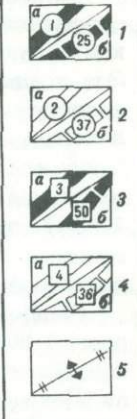
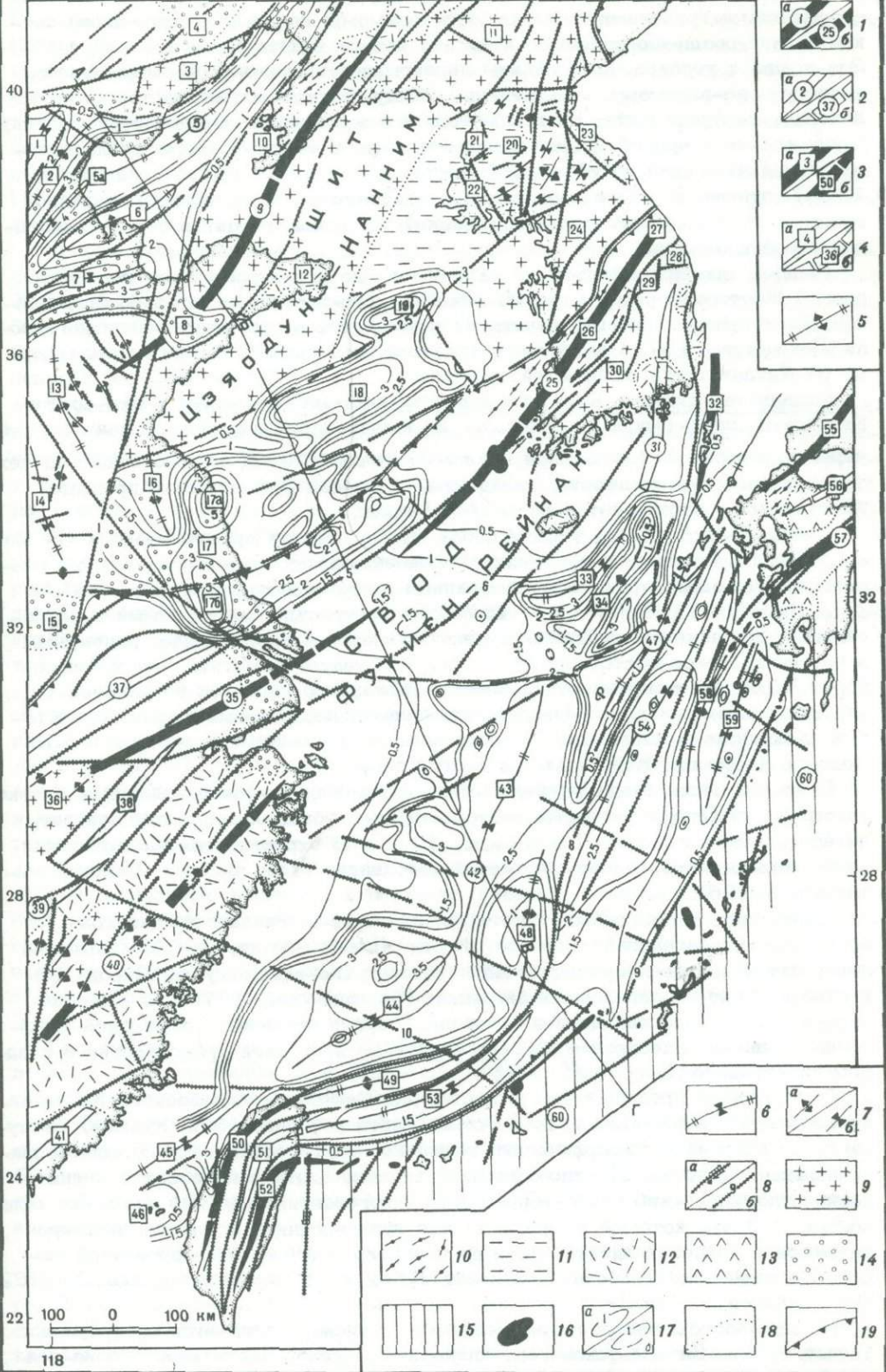
Рис. 22. Тектоническая схема региона Восточно-Китайского моря. Составил Г.С. Гнибиденко

Структурные элементы (для 1-4: а - установленные, б - предполагаемые): 1-2 - первого порядка (1 - антиклинии, 2 - синклинии); 3-4 - второго порядка, зоны (3 - антиклинальные, 4 - синклинали); 5-6 - первого (цифры в кружках) и второго (цифры в квадратах) порядков под вулканогенно-осадочной толщей и в пределах акватории (5 - валы (антиклинории и антиклиналильные зоны), 6 - прогибы (синклинии и синклиналильные зоны)), 7 - третьего порядка (а - антиклинали, б - синклинали), 8 - разломы (стрелка указывает направление преобладающего падения, две стрелки - горизонтальное смещение): а - установленные, б - предполагаемые. Фундамент: 9-10 - выходы на дневную поверхность и дно моря метаморфических комплексов (9 - нижнепротерозойского и архейского возраста, 10 - протерозойского и нижнепалеозойского возраста). Чехол: 11 - палеозойско-нижнепалеозойский комплекс синеклизы Пхённам; 12 - южнокорейская и катазиатская части мел-палеогенового вулканогенного пояса; 13 - область распространения неогеновой вулканогенной формации в Японии; 14 - наложенные впадины в пределах суши, выполненные кайнозойскими отложениями; 15 - вулканогенно-осадочный комплекс складчато-блокового поднятия Рюкю; 16 - выход акустического фундамента на дно моря, представленного комплексом деформированных геосинклиналильных отложений складчато-блокового поднятия Рюкю, v_p - 3,6-4,0 км/с (Ludwig e.a., 1973 b; Leyden e.a., 1973); 17 - изопахиты осадочного комплекса чехла, км, v_s - 2 и 2,5 км/с для верхней и нижней толщи соответственно (Murauchi e.a., 1968; Ludwig e.a., 1973 b; Leyden e.a., 1973); 18 - границы зон и комплексов; 19 - граница между Китайской платформой (к северу) и Катазиатской складчатой системой; А-Б-В-Г-местоположение геологического разреза.

В линейных структурных элементах знак соответствует осевой зоне, цифра - порядковому номеру в перечне.

Перечень основных структурных элементов. Платформа Китайская: 1 - впадина Гаоян; 2 - вал Цансян; 3 - горст-антиклинальное поднятие Чанли; 4 - впадина Бэйпяо; 5 - грабен-синклиналильный прогиб Ляохэ; 5а - грабен-синклиналильная зона Сяцзинь; 6 - вал Уди; 7-8 - впадины (7 - Сяодинхэ, 8 - Цзяосянь); 9 - антиклинорий Шаньдун-Ляодун; 10 - впадина Фучжоу; 11-13 - блоки (11 - Нанним, 12 - Цяодун, 13 - Луси); 14 - прогиб Сюйфэн; 15 - впадина Хэфей; 16 - поднятие Субэй; 17 - впадина Субэй (а - Северная, б - Южная); 18 - грабен-синклиналильный прогиб Желтого моря; 19 - впадина Северная; 20 - прогиб Пхённам; 21-24 - блоки (21 - Пхёнвон, 22 - Синчхон, 23 - Синсан-Анбён, 24 - Кёнги). Складчатая система Катазиатская: 25 - антиклинорий Окчхон; 26 - антиклинальная зона Йонвал; 27 - блок Канвондо; 28 - горст-антиклинальное поднятие Чунбонсан; 29-30 - горсты (29 - Тэбэксан, 30 - Токъюсан); 31 - синклиний Пусан; 32 - антиклинальная зона Цусима; 33 - впадина Чеджудо; 34 - вал Южно-Корейский; 35 - антиклинорий Цзяннань; 36 - блок Хуайюй; 37 - синклиний Янцзы; 38 - грабен-синклиналильная зона Цяньган; 39 - синклиний Цзянси-Хунань; 40 - антиклинорий Катазиатский; 41 - синклиналильная зона Фуцзянь; 42 - прогиб Тунгхай; 43-45 - впадины (43 - Северный Тунгхай, 44 - Южный Тунгхай, 45 - Формоза). Складчатая система Хонсю-Тайваньская: 46 - горст-антиклинальное поднятие Пэнхуцуньдао; 47 - вал (горст-антиклинорий) Тайвань-Синдзу; 48 - вал (горст-антиклинальная зона) Западно-Окинавский; 49 - вал (горст-антиклинальная зона) Сенкаку; 50 - горст-антиклинальная зона Западно-Тайваньская; 51 - синклиналильная зона Тайваньская; 52 - горст-антиклинальная зона Тэнанао; 53 - грабен-синклиналильная зона Окинава; 54 - прогиб (грабен-синклиний) Окинава; 55 - антиклинальная зона Западного Хонсю; 56 - синклиналильная зона Западная Рёкё; 57 - антиклинорий Самбагава; 58 - горст-антиклинальная зона Косикидзима; 59 - грабен-синклиналильная зона Куро; 60 - горст-антиклинорий Рюкю.

Основные разломы: 1 - Лучжун, 2 - Шаньдун-Ляодун, 3 - Субэй, 4 - Гаобаоху-Кымган, 5 - Янцзы-Окчхон, 6 - Катазиатский, 7 - Чеджудо, 8 - Тайвань-Синдзу, 9 - Рюкю, 10 - Фудин-Миякодзима



части, а на юго-западе, во впадине Субэй, она достигает 5 км. В чехле отчетливо выделяется верхняя, очевидно, терригенная толща с протяженными отражающими границами, которая, по-видимому, сложена чередованием песков и глин позднелиоценового и четвертичного возраста (Leyden e.a., 1973). Эта толща с угловым несогласием перекрывает нижнюю (деформированную, слоистую, по-видимому, терригенную) толщу неогенового возраста, которая залегает на фундаменте. Не исключено, что в основании нижней толщи в глубоких впадинах прогиба развиты палеогеновые и меловые терригенные отложения, однако, судя по геологии Корейского полуострова (Геология Кореи, 1963), отложения этого возраста представлены главным образом вулканогенными образованиями и, таким образом, очевидно, входят в состав акустического фундамента.

Разлом, протягивающийся от оз. Гаобаоху до устья р. Кымган, отделяет прогиб Желтого моря от располагающегося юго-восточнее свода Фукиен-Рейнан. Этот разлом довольно отчетливо выражается в структуре магнитного поля (Bosum e.a., 1971) и является границей, отделяющей Китайскую платформу от Катазиатской складчатой системы.

Складчатая система Катазиатская. Эта система обрамляет с юго-востока Китайскую платформу и простирается из южной части Корейского полуострова через акваторию Желтого моря в Юго-Восточный Китай. Погребенный под чехлом кайнозойских отложений, складчатый комплекс фундамента в пределах Желтого моря составляет свод Фукиен-Рейнан.

С северо-востока под чехлом свода Фукиен-Рейнан прослеживается (Bosum e.a., 1971) комплекс докембрийских и палеозойских метаморфизованных миогеоантиклинальных отложений, прорванный юрско-меловыми гранитами (Gaudette, Hurley, 1973; Hurley e.a., 1973) и перекрытый маломощными вулканогенными и континентальными отложениями меловой серии Силла, развитыми в грабенах северо-восточного простирания. Следует отметить, что в синклинии Пусан интенсивный вулканизм продолжался с кайнозоя по плиоцен-четвертичное время, когда проявился интенсивный базальтовый и трахибазальтовый вулканизм, в частности сформировавший вулканические постройки о-ва Чеджудо (Геология Кореи, 1964; Taneda e.a., 1970).

В осевой части свода Фукиен-Рейнан докембрийско-фанерозойский комплекс антиклинория Окчхон перекрыт чехлом главным образом верхнелиоценовых и четвертичных отложений (Leyden e.a., 1973). В окрестностях Шанхая мощность только четвертичных отложений составляет около 0,3 км (Основы тектоники..., 1962).

Драгирование в осевой части свода Фукиен-Рейнан песчаников с остатками палеогеновой морской фауны (Emery, Niino, 1968) выявило присутствие палеогеновых отложений, которые, по-видимому, формировались в относительно изолированных бассейнах (Wageman e.a., 1970), а в целом осевая часть свода находилась на уровне моря и временами осушалась в течение позднего палеогена и неогена вплоть до последней трансгрессии в позднем плейстоцене (Emery e.a., 1971).

Структурным продолжением антиклинория Окчхон на юго-востоке Китая является антиклинорий Цзяннань, в осевой части которого (блок Хуайюй) выступает досинийский метаморфический комплекс, сформировавшийся по миогеосинклинальным (флишевым) отложениям. В течение синия и палеозоя в антиклинории отложился карбонатно-терригенный миогеоантиклинальный комплекс мощностью 2-3 км, который в юре сменился вулканогенной молассой, сформировавшейся в пределах антиклинория до позднего неогена. Мощность этой молассы в отдельных грабенах достигает 1,5-2 км (Основы тектоники..., 1962; Региональная..., 1963).

На юго-востоке антиклинорий Цзяннань кулисно сопрягается с северо-восточной частью Катазиатского антиклинория, в осевой части которого из-под мезозойских и кайнозойских вулканитов выступает метаморфический комплекс, сформировавшийся по докембрийским и нижнепалеозойским эвгеосинклиналь-

ным отложениям мощностью более 10 км и перекрывающийся миогеоантиклинальными образованиями среднего-верхнего палеозоя мощностью около 1,5 км. Геосинклиальный комплекс прорывается большим количеством юрско-меловых гранитов, сопровождающихся полями контактово-метаморфизованных пород. В грабенах залегает юрско-меловая и палеоген-неогеновая моласса мощностью около 2 км. Венчается разрез базальтами Шэнсянь мощностью более 0,2 км, которые драгированы на расстоянии около 150 км от северо-восточного побережья провинции Чжецзян, в пределах свода Фукийен-Рейнан (Региональная стратиграфия..., 1963; Emery, Niino, 1968; Terman, 1974; Sato, 1975; Jahn e.a., 1976). По-видимому, эти вулканиты распространены на акватории прилегающей к побережью провинций Чжецзян и Фуцзянь до изопахиты 0,5 км.

Грабен-синклиальный прогиб Тунгхай, комплексированный осадочным комплексом чехла, в центральной части шельфа Восточно-Китайского моря (шельф Тунгхай) разделяет Катазиатскую и Хонсю-Тайваньскую складчатые системы. Этот прогиб состоит из впадин (с северо-востока на юго-запад): Чеджудо, Северный и Южный Тунгхай и Формоза, которые разделяются седловидными поднятиями фундамента.

В северной части прогиба Тунгхай в его фундамент, очевидно, входят мел-палеогеновые вулканиты и вулканогенно-осадочные отложения нижнего миоцена, выступающие на дневную поверхность в грабен-синклинии Пусан (Геология Кореи, 1964). Судя по результатам геолого-геофизических исследований на Тайване и в Тайваньском проливе (Huang, 1968; Chou, 1969; Sato e.a., 1969) и во впадине Южный Тунгхай (Leyden e.a., 1973), подобный же комплекс пород составляет и акустический фундамент юго-западной части прогиба, который здесь, вероятно, сложен мел-палеогеновыми метаморфизованными алевролитами, песчаниками и основными эффузивами с $v_p = 5,2-5,4$ км/с и залегающими выше вулканогенно-осадочными отложениями нижнего миоцена с $v_p = 3,6-4,4$ км/с.

Осадочный чехол прогиба Тунгхай отчетливо разделяется на две толщи (Wageman e.a., 1970). Верхняя, очевидно терригенная, толща мощностью более 2 км, с протяженными отражающими границами, с v_p около 2 км/с (Leyden e.a., 1973), сложена, по-видимому, плиоцен-плейстоценовыми и голоценовыми турбидитами и молассой, слабо деформированными вблизи разломов. С заметным угловым несогласием верхняя толща залегает на нижней, относительно более деформированной толще с v_p от 2,2 до 3,3 и 3,5 км/с (Leyden e.a., 1973), которая, если сопоставлять ее с северным Тайванем (Sato e.a., 1969), относится, вероятно, к верхнему миоцену - плиоцену и сложена турбидитным переслаиванием песчаников и аргиллитов. Не исключено, что в прогибе Тунгхай палеоген-нижнемиоценовые отложения принадлежат эвгеосинклиальному комплексу, поскольку в акустический фундамент этого прогиба, очевидно, входят вулканогенно-осадочные образования, отвечающие толще с $v_p = 3,6-4,5$ км/с и мощностью около 2 км в его осевой части.

Складчатая система Хонсю-Тайваньская. Система состоит из двух параллельных горст-антиклинорий (Тайвань-Синдзу и Рюкю) и разделяющего их грабен-синклиального прогиба Окинава.

Осевая зона горст-антиклинория Тайвань-Синдзу протягивается вдоль кромки шельфа Тунгхай; горст-антиклинальные поднятия в его пределах служили барьером для осадков, поступающих с континента в течение кайнозоя, и, таким образом, обусловили заполнение прогиба Тунгхай мощным терригенным комплексом.

Акустический фундамент в северной части горст-антиклинория Тайвань-Синдзу, судя по выходам пород на островах Гото в осевой зоне этой структуры (Геологическое..., 1968; Geological Map..., 1971; Goto-nada... 1975), сложен терригенными отложениями и прорывается позднемеловыми гранодиоритами - калий-аргоновый возраст слюдястых и андалузит-кордиеритовых роговиков 81 млн. лет (о-в Айносима, в 5 км восточнее о-ва Накадори; Shibata, 1968). Эти отложения перекрываются комплексом палеоген (?) - неогеновых лагунно-континентальных осадков, прорванных гранитами, диоритами и кварцевыми пор-

фирами и перекрытых базальтами плейстоцена, которые распространены спорадически вдоль осевой зоны северной части горст-антиклинория. В осадочный комплекс чехла антиклинория входят верхнемиоценовые и плиоцен-четвертичные морские терригенные отложения, которые в северной и центральной частях, судя по драгированию (Emery, Niino, 1968; Niino, 1968), представлены тонкозернистыми песчаниками, известковистыми песчаниками и аргиллитами. Осевая зона горст-антиклинория интенсивно нарушена разломами северо-восточного (продольными) и северо-западного (поперечными) простираний, которые проникают и в осадочный чехол (Wageman e.a., 1970; Kimura e.a., 1975).

Через седловину, расположенную на широте 29° , поднятие фундамента в осевой зоне горст-антиклинория Тайвань-Синдзу соединяется с Западно-Окинавской горст-антиклинальной зоной, которая на широте 26° соединяется с горст-антиклинальной зоной Сенкаку субширотного простирания, прослеживающейся в район Северного Тайваня. Горст-антиклинальные зоны Западно-Окинавская и Сенкаку ограничены разломами (Wageman e.a., 1970) и перекрыты чехлом неоген-четвертичных отложений, мощность которых в осевых частях этих структур превышает 1 км (Leyden e.a., 1973). Вблизи островов Сенкаку, сложенных четвертичными рифогенными известняками (Х.Аоки, личное сообщение), драгированы грубозернистые и мелкозернистые зеленовато-серые, вероятно, неогеновые песчаники (Emery, Niino, 1968; Берсенов и др., 1975).

На Тайване структурным продолжением горст-антиклинальной зоны Сенкаку является горст-антиклинальная Западно-Тайваньская зона, которая, судя по геолого-геофизическим данным (Meng, 1968; Emery e.a., 1969; Sato e.a., 1969; Vosum e.a., 1970), прослеживается вдоль западного побережья Тайваня через горстовое поднятие Пэнхушньдао, где основание разреза сложено (Huang, 1968; Chou, 1969; Chiu, 1973) мел-палеогеновым (?) метаморфизованным комплексом из алевролитов, песчаников (аркозов) и базальтов и перекрывается толщей аргиллитов, известняков и вулканитов основного состава (базальтов и их туфов), охватывающей стратиграфический интервал от среднего миоцена до плейстоцена. На севере Тайваня, в районе вулканической группы Татун, под плейстоценовыми андезито-дацитовыми вулканитами залегает верхнемиоценовая угленосная моласса (Ho, Lee, 1963).

Таким образом, горст-антиклинорий Тайвань-Синдзу в позднем мелу и раннем палеогене, по-видимому, представлял зрелое геоантиклинальное поднятие, вероятно, выступавшее во многих районах над уровнем моря. В миоцене осевая зона поднятия погрузилась под уровень моря, а в позднем плиоцене-плейстоцене на севере и юге антиклинория проявился мощный андезито-дацитовый и базальтовый вулканизм, отмерший к голоцену.

Грабен-синклинальный прогиб (синклинорий) Окинава протягивается от северо-западного побережья о-ва Кюсю до Северо-Восточного Тайваня. Этот прогиб еще не компенсирован осадками и выражен в рельефе впадиной, ограниченной с северо-востока склоном шельфа Тунгхай, а с юго-востока склоном горст-антиклинория Рюкю.

В состав акустического фундамента прогиба в его северной и центральной частях входит комплекс пород с v_p 3,4–4,1 км/с (Leyden e.a., 1973; Ludwig e.a., 1973b), который, судя по результатам драгирования выступов фундамента в прогибе (Ryukyu..., 1976), сложен главным образом андезитами и их туфами, а также риолитами, кварцевыми диоритами, песчаниками и алевролитами. Данные по геологии Западного Кюсю (Геологическое..., 1968; Nozawa, 1975; An Outline..., 1975), структурно связанного с северо-восточной частью прогиба Окинава, позволяют заключить, что в состав фундамента, очевидно, входит вулканогенный комплекс формации "зеленых туфов" доплиоценового (допозднемиоценового) возраста, залегающий на лагунно-континентальных отложениях и вулканитах (молассе) палеогена и мезозоя. Предполагается (An Outline..., 1975), что суммарная мощность только неогеновых вулканитов формации "зеленых туфов" достигает 10 км, однако для района прогиба она, очевидно, не превышает 5 км. Домеловой геосинклинальный комплекс ме-

таморфизован в меловое время; он составляет верхнюю часть гранитно-метаморфического слоя с v_p 5,0–6,2 км/с.

На западе прогиба Окинава в состав фундамента, очевидно, входит гессинклинальный комплекс, аналогичный выступающему в Тайваньской синклинали зоне, с которой грабен-синклинали зона Окинава структурно связана. Тайваньская синклинали зона сложена (Ho, Lee, 1963; Ho, 1967; Juan, 1975) глинистыми сланцами и аргиллитами, переслаивающимися с песчаниками и линзами конгломератов и известняков, а также с силами базальтов, андезитов и прослоями их туфов. В нижней части разреза этот в целом флишевый комплекс метаморфизован до филлитов, а в верхней появляются угленосные прослои (моласса). Стратиграфический диапазон всей толщи, подтвержденный фаунистическими остатками, охватывает отложения от позднего мела по нижний миоцен включительно.

Осадочный чехол прогиба Окинава представлен (Wageman e.a., 1970; Ryuku..., 1976) толщей с интенсивными, протяженными отражениями, по-видимому, обусловленными турбидитным переслаиванием песчаников, глинистых сланцев, алевроитов и глин, а также прослоями вулканогенного материала (пепла и пемзы). Мощность чехла в прогибе достигает 2 – 3 км. В некоторых впадинах прогиба чехол довольно отчетливо подразделяется на две толщи с заметным несогласием между ними, особенно выраженным вблизи выступов фундамента. Нижняя толща чехла с v_p около 2,2 – 3,1 км/с, а верхняя – 1,8–2,0 км/с (Leyden e.a., 1973; Ludwig e.a., 1973b).

Осадочная толща, выполняющая прогиб, довольно интенсивно нарушена не только многочисленными выступами фундамента в виде блоков или отдельных вулканических построек, но и пликативными и дизъюнктивными деформациями, особенно интенсивными в северной и южной частях (Ryuku..., 1976). Так, на севере (от 28 до 30° с. ш.) в осевой части прогиба в чехле намечается крупная антиклиналь, осложненная нормальными сбросами.

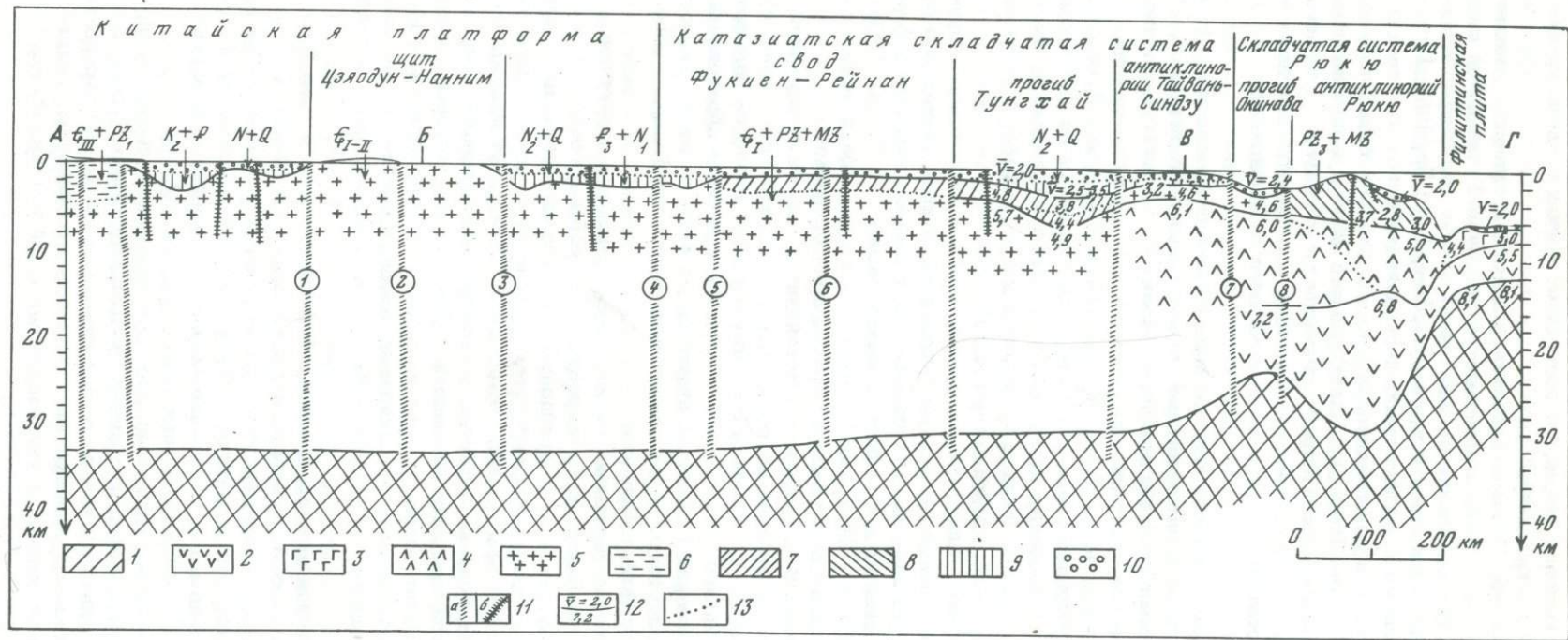
Стратиграфический диапазон отложений чехла, по-видимому, охватывает интервал от верхнего миоцена по голоцен, если принять, что наиболее молодые отложения, входящие в состав фундамента, судя по геологии Западного Кюсю и Восточного Тайваня, относятся к доверхнемиоценовым образованиям.

Горст-антиклинорий Гюкю протягивается от Южного Кюсю до Восточного Тайваня и разделяется поперечными зонами разломов Токара и Мияко на блоки Якудзима, Окинава и Исигаки.

В пределах блока Якудзима хорошо прослеживаются структурные элементы Юго-Западного Кюсю. Так, пограничная с грабен-синклиналией Окинава горст-антиклинальная зона Косикидзима является юго-западным структурным продолжением антиклинория Самбагава, сложенным в осевой части средне-верхнепалеозойским офиолитовым комплексом Титибу. Этот комплекс метаморфизован в фации зеленых сланцев и перекрыт мел-палеогеновой вулканогенной и угленосной молассой мощностью около 2 км, которая прорывается миоценовыми гранитоидами (Геологическое ..., 1968; Nozawa, 1975). Горст-антиклинальная зона Косикидзима прослеживается до широт о-ва Окинава и, по-видимому, продолжается далее к юго-западу, в пределы блока Исигаки.

Располагающаяся юго-восточнее грабен-синклинали зона Куро замыкается на широте о-ва Амамиосима и представляет собой еще некомпенсированный интрагеоантиклинальный прогиб с позднеплиоцен-четвертичной андезитовой вулканической цепью (острова Токара) по юго-восточному борту, а также отмершими андезитовыми вулканическими постройками и внутри прогиба, судя по результатам драгирования (Ryuku..., 1976).

Осевая часть блока Якудзима, расположенного юго-восточнее прогиба Куро, сложена интенсивно деформированным, мел-палеогеновым флишевым комплексом Симанто (мощность которого оценивается в 7–10 км), прорванным миоценовыми гранитами и перекрытым с угловым несогласием средне- и верхнемиоценовой вулканогенной и угленосной молассой мощностью до 1,5 км (Геологическое ..., 1968, Nozawa, 1975).



На островах блока Окинава (Konishi, 1965; Nakagawa, 1967; Ishibashi, 1968; 1969, 1974; Ishida, 1969) выступает комплекс верхнепалеозойских (пермских) эвгеосинклинальных отложений мощностью до 8 км, метаморфизованных в фации зеленых сланцев и перекрытых мезозойской (триасовой) эвгеоантиклинальной толщей (песчаники, известняки, алевролиты и базальты) мощностью более 0,5 км, а по юго-восточному склону — интенсивно деформированным флишевым комплексом мезозоя — палеогена, подстилающим миеогеоантиклинальную толщу (известняки, алевролиты, туфы) плиоцена — плейстоцена. Офиолитовый и флишевый комплексы прорываются гранодиоритами с калий-аргоновым возрастом 49–61 млн. лет (эоцен — палеоцен; Nozawa, 1975).

Осевая зона блока Исигаки сложена метаморфизованным в фации зеленых сланцев офиолитовым комплексом верхнего палеозоя — мезозоя (?), прорванными гранитоидами с радиометрическим возрастом 40–21 млн. лет (ранний миоцен—эоцен; Nozawa, 1975) и перекрытым среднемиоценовой вулканогенной молассой (с лигнитами) и плиоцен-четвертичными рифогенными известняками (Геологическое..., 1968; Берсенов и др., 1975).

Продолжением осевой части горст-антиклинального поднятия Исигаки на Тайване является горст-антиклинальная зона Тэнанао (Juan, 1975), сложенная метаморфизованным в фации зеленых сланцев офиолитовым комплексом позднепалеозойского (пермского) — раннемезозойского возраста мощностью около 8 км, с телами мигматитов и гнейсов (Yen, 1954, 1960, 1962). Судя по калий-аргоновому возрасту (Yen, Rosenblum, 1964; Juan e.a., 1972) кварцевых диоритов (86 ± 5 млн. лет, поздний мел и 33 ± 2 млн. лет, олигоцен), ортогнейсов (39 млн. лет, эоцен) из осевой части зоны, парагнейсов (10 млн. лет, миоцен), а также мусковит-амфиболовых сланцев (6 млн. лет, плиоцен) из ее восточного края (пояс Юли), метаморфизм, деформация и поднятие в осевой зоне Тэнанао продолжались с позднего мела до раннего плиоцена.

Глубинное строение

Мощность земной коры континентального типа в пределах акваторий Восточно-Китайского и южной части Желтого морей находится в пределах 24 — 34 км (Павлов, Сычев, 1975; рис. 23).

По имеющимся данным для Хонсю-Тайваньской складчатой системы (Murauchi e.a., 1968; Ludwig e.a., 1973 b), земная кора разделяется на метабазальтовый (v_p в кровле около 7,2 км/с) и метадиоритовый (v_p в кровле около 6,0–6,2 км/с) слои. Под внешним краем шельфа Тунгхай (складчатая система Тайвань-Синдзу), по-видимому, развит гранитно-метаморфический слой

Рис. 23. Геологический разрез по профилю А-Б-В-Г (местоположение см. на рис. 22) в Восточно-Китайском море. Составил Г.С. Гнибиденко по различным данным (Основы тектоники Китая, 1962; Yen, 1972; Leyden e.a., 1973; Terman, 1974; Павлов, Сычев, 1975)

1 — верхняя мантия; слои: 2 — базальтовый (метабазальтовый), 3 — второй слой океанической коры (базальты, переслаивающиеся с пелагическими отложениями), 4 — диоритовый (метаандезитовый), 5 — гранитно-метаморфический; 6 — платформенный верхнедевонско-нижнепалеозойский чехол; 7 — вулканогенно-осадочный складчатый позднегеосинклинальный комплекс Катазиатской складчатой системы; 8 — вулканогенно-осадочный геосинклинальный комплекс складчатой системы Рюкю; 9 — нижняя толща осадочного чехла с 2,5–3,0 км/с; 10 — верхняя толща осадочного чехла с v_p ср. 2 км/с; 11 — зоны разломов: а — глубинных (до верхней мантии), б — коровых; 12 — сейсмические разделы и геологические границы, значения v_p ср. и v_T ; 13 — границы раздела слоев и толщ.

Глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Личжун, 2 — Шаньдун-Ляодун, 3 — Субэй, 4 — Янцзы-Окчхон, 5 — Катазиатский, 6 — Чеджудо, 7 — Тайвань-Синдзу, 8 — Рюкю

мощностью около 3 км (v_p в пределах 5,6 – 5,5 км/с), а под прогибом Окинава и горст-антиклинорием Рюкю на metabазальтовом слое располагается довольно мощный (около 8 – 10 км) метадiorитовый слой (v_p в кровле около 6,0 км/с), перекрывающийся вулканогенно-осадочным слоем мощностью около 1–3 км (v_p – 3,5–4,6 км/с), на котором, в свою очередь, залегает осадочный чехол.

Земная кора акватории Восточно-Китайского моря, особенно в прогибе Окинава, изостатически не уравновешена (Павлов, Сычев, 1975) и в целом недокомплексирована. Это обстоятельство, а также высокий тепловой поток в прогибе Окинава (от 0,36 до 5,68 ЕТП; Yasui e.a., 1970) свидетельствуют об активной, очевидно, орогенной стадии развития земной коры в Хонсю-Тайваньской складчатой системе, сопровождающейся в горст-антиклинории Рюкю-Тайвань интенсивной сейсмичностью (Katsumata, Sykes, 1969; Wu, 1970). Китайская платформа в ее восточной части также характеризуется довольно высокой сейсмичностью (Shi e.a., 1975) вдоль глубинных разломов, разделяющих отдельные блоки. Очаги землетрясений находятся здесь на глубинах до 30–50 км.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Имеющиеся данные о структуре и формационном составе верхней части земной коры для плиты Восточно-Китайского, Желтого морей и прилегающей суши дают представление о структурной эволюции.

В целом для этого региона устанавливается, что в разновозрастный фундамент современной плиты, чехол которой охватывает главным образом неоген-четвертичные, терригенные отложения, входят структурно-формационные комплексы Китайской платформы, Катазиатской и Хонсю-Тайваньской складчатых систем.

Восточная часть Китайской платформы (район Желтого моря) уже в конце докембрия представляла собой блок континентальной коры, прошедший геосинклинальный этап развития и покрытый шельфовым морем, обусловившим формирование терригенно-карбонатного платформенного чехла. В виде островной суши, вероятно, всъезжался лишь район шита Цзяодун-Нанним (Основы тектоники..., 1962).

Юго-восточнее Китайской платформы, на месте Катазиатской складчатой системы, к началу палеозоя существовала зрелая геосинклинальная система с миогеоантиклинальным режимом, а еще юго-восточнее, в пределах Хонсю-Тайваньской складчатой системы, в это время, вероятно, располагалась эвгеосинклинальная область на стадии обособления. Здесь возникли геоантиклинальные поднятия на месте антиклинориев Тайвань-Синдзу и Рюкю-Тайвань.

В течение палеозоя, за исключением времени силур-девонской регрессии, большая часть Китайской платформы была покрыта шельфовым морем, и в ее пределах формировался терригенно-карбонатный синийско-палеозойско-триасовый платформенный чехол. Миогеоантиклинальный режим в Катазиатской системе сохранялся до конца палеозоя и завершился складчатостью в конце перми – триасе. Хонсю-Тайваньская геосинклиналь в течение палеозоя трансформировалась в геосинклинальную область, характеризующуюся интенсивными деформациями в зонах геоантиклинальных поднятий.

Позднетриасово-юрская активизация Китайской платформы привела к оживлению глубинных разломов докембрийского и палеозойского заложения, сформировавших систему разрывов северо-восточного и в меньшей степени северо-западного простираний. Дифференцированные движения блоков привели к формированию обширных наложенных депрессий, в которых с конца юры и в мелу накапливались континентальные отложения и контрастные вулканы; в поднятых блоках проявлялся интенсивный гранитоидный магматизм (Основы тектоники..., 1962; Sato, 1975).

В Катазиатской геосинклинали мезозойские постумные деформации в мелу сопровождались мощным посторогенным гранитоидным магматизмом (Sato, 1975) и обусловили консолидацию этой области, затем причленившейся к Китайской платформе.

Деформации в Хонсю-Тайваньской геосинклинали в течение мезозоя привели, по-видимому, к замыканию геосинклинальной системы Тайвань-Синдзу в домеловое время и к последующему ее причленению к Катазиатской складчатой системе, тогда как геосинклиналь Рюкю-Тайвань с мезозоя, по ранний миоцен включительно (Yoshida, 1975) находилась на стадии становления и представляла собой островную систему с прилегающими флишевыми прогибами.

К началу кайнозоя Китайская платформа, Катазиатская и Хонсю-Тайваньская складчатые системы образовали единый массив суши, по-видимому, лишь с унаследованными миогеосинклинальными прогибами Тунгхай и Окинава и внутриконтинентальными впадинами на месте прогибов Ляохэ и Желтого моря.

Начавшийся в начале кайнозоя и продолжающийся по настоящее время тафрогенный режим (активизация) Китайской платформы и эпимезозойской плиты шельфа Тунгхай привел к дальнейшему разрастанию и углублению наложенных впадин Ляохэ и Желтого моря и превращению их в обширные седиментационные бассейны со спорадическими трансгрессиями в их пределы эпиконтинентального моря. В течение кайнозоя, главным образом в неогене, произошла компенсация осадками прогиба Тунгхай.

Складчатые деформации в конце палеогена - начале миоцена привели к замыканию геосинклинали Рюкю-Тайвань, в результате чего сформировавшаяся складчатая область причленилась к плите Тунгхай. Среднемиоценовые и более поздние постумные движения привели к формированию прогиба Окинава, представляющему собой энсиалический некомпенсированный флишевый прогиб, ограниченный со стороны Филиппинского моря миогеоантиклинальным поднятием Рюкю.

ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Основными элементами рельефа дна Южно-Китайского моря являются континентальный шельф и склон, подводные горные районы и абиссальная равнина глубоководной впадины с отдельно расположенными горами и горными массивами, представляющими собой, очевидно, вулканические постройки (рис. 24, вкл., 25).

Шельф Южно-Китайского моря простирается от Тайваня на северо-востоке до экватора на юге. Ширина его изменяется от 150-250 км у побережья Южного Китая до 500 км в заливе Бакбо и до 25 км у юго-восточного побережья полуострова Индокитай. Обширную подводную континентальную окраину между полуостровами Индокитай и Малакка и о-вом Калимантан занимает шельф Сунда, ширина которого достигает 700 км. Шельф островов Филиппинского архипелага чрезвычайно узкий, и ширина его не выходит за пределы 25 км, за исключением района, прилегающего к о-ву Палаван.

Глубины в пределах шельфа не превышают нескольких десятков метров и постепенно увеличиваются по направлению к его бровке, находящейся около изобаты 200 м и (Bathymetric Atlas..., 1973; Турко, 1973). На шельфе Сунда выявлена сеть подводных речных долин, составлявших единую речную сеть во время позднелайстоценового понижения уровня моря более чем на 100 м. Эта проторека длиной более 700 км текла к северо-востоку через равнину шельфа (Haile, 1973).

Поверхностные отложения в заливах Таиландском и Бакбо представлены илами с небольшими участками песков. Обширные районы песков занимают шельф между Тайванем и побережьем Китая, а также развиты в полосе, протягивающейся от Индокитая к Калимантану. Поля распространения песков обычно сопровождаются участками гравийно-галечных отложений и выходами коренных пород (Niino, Emery, 1961; Emery, Niino, 1963; Emery, 1969).

Континентальный склон южно-китайского шельфа довольно пологий (уклон около 1°) и постепенно переходит в континентальное подножие с многочисленными каньонообразными долинами (Турко, 1973). Уступ склона осложняется обширным плато Дуншадэ на глубинах от 200 до 500 м. Уступ конти-

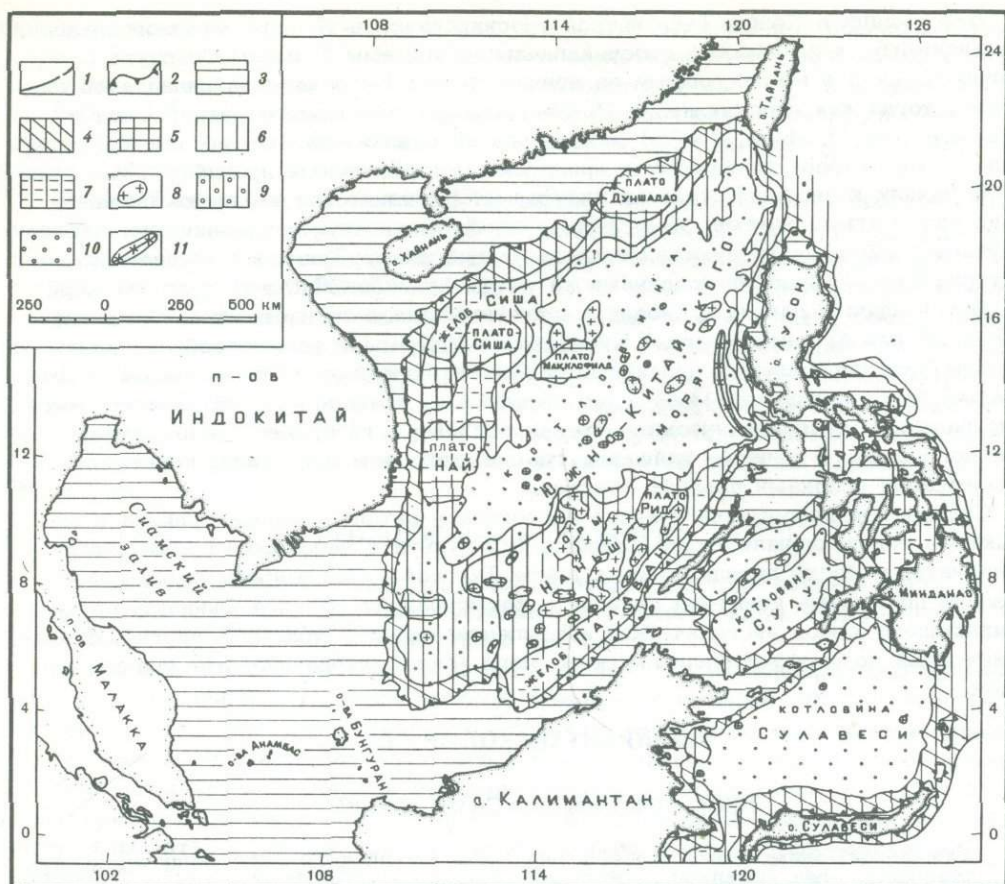


Рис. 25. Геоморфологическая схема региона Южно-Китайского моря. Составил Г.С. Гнибиденко

1 - границы районов; 2 - бровка шельфа (изобата 150 - 200 м); 3 - шельф; 4 - уступ континентального склона; 5 - подводное плато; 6 - подводные горные и холмистые районы; 7 - впадины и желоба; 8 - отдельные горы и горные массивы; 9 - зоны подножия континентального склона (интенсивной турбидитной аккумуляции); 10 - абиссальные равнины; 11 - Манильский глубоководный желоб

континентального склона Юго-Восточного Индокитая довольно крутой - $5 - 70^\circ$, а на глубине около 2000 - 2500 м у его подножия лежит плато Най.

Уступ континентального склона шельфа Сунда имеет средний наклон от 2 до 5° ниже, а с 1000 до 4000 м переходит в обширное подножие континентального склона, представляющего собой гигантский осадочный конус выноса, в котором частично погребены массивы и горы, по-видимому, вулканического происхождения (Parke e.a., 1971).

Калимантан-Палаванский континентальный склон наклонен в среднем под углом около $2-3^\circ$ к желобу Палаван, огибающемуся изобатой 2000 м. Максимальная глубина в желобе около 3374 м (Турко, 1973), ширина около 100 км. Дно желоба выровненное, над ним возвышаются одиночные вулканические постройки. К северо-западу от желоба Палаван располагается горная система Наньша.

Лусонский континентальный склон довольно крутой (около $5-10^\circ$), на глубине около 2300 м он осложняется глубоководной ступенью (террасой), формирование которой обусловлено заполнением впадины-поеушки на склоне. В нижней части склона, обращенной к Манильскому глубоководному желобу, его

наклон нередко превышает 10° , и он представляет здесь поверхность, перекрытую лишь маломощным осадочным чехлом (Emery, Ben-Avraham, 1972).

Маңильский глубоководный желоб – узкая депрессия к западу от Северного Лусона. Желоб затухает вблизи о-ва Миндоро. На юго-востоке желоба установлен и максимальная глубина в 5249 м (Турко, 1973). Ширина желоба от 2–3 км на юге до 10 км на севере. От глубоководной впадины желоб ограничен горным хребтом с выровненными вершинными поверхностями на глубинах от 500 до 3500 м (Ludwig e.a., 1967; Турко, 1973).

Между Тайванем и Лусоном (в проливе Баши) располагается довольно расчлененная горная система, вершинная поверхность которой лежит на глубинах от 1500 до 2500 м. Эта горная система служит порогом, разделяющим бассейны Южно-Китайского и Филиппинского морей.

Характерным для всего континентального склона Южно-Китайского моря является значительная нерегулярность его рельефа, обусловленная приподнятыми: горстовыми блоками, каньонами и вулканическими горными сооружениями с рифовыми постройками.

Обширные горные системы занимают южную и западную части дна моря. Подводные горы Наньша (Опасные земли) на юге моря протягиваются на расстояние около 800 км в северо-восточном направлении, в виде системы из двух параллельных хребтов, состоящих из горных массивов и отдельных, очевидно, вулканических построек. Вероятно, что и крупные горные массивы (типа плато Рид размером 150×80 км) образовались в результате слияния множества вулканогенных построек. Большинство горных массивов и гор имеет выровненную вершинную поверхность на глубинах от 800 м до уровня моря. В последнем случае на их вершинах располагаются атоллы. Следует отметить, что в районе Наньша нет выступающих над уровнем моря вулканических построек.

Подводные горы восточнее полуострова Индокитай также представляют собой систему из двух приблизительно параллельных хребтов с платообразной вершинной поверхностью, находящейся на глубинах от 2500 м (плато Най) до 9 м (плато Маклсфилд) и на уровне моря (плато Сиша). В последнем случае плато увенчивается атоллами. Со стороны глубоководной впадины в ряде мест наблюдается довольно крутой (10 – 15°) склон (Emery, Ben-Avraham, 1972).

Абиссальная равнина глубоководной впадины оконтуривается изобатой 3000 м, а ее южная, наиболее глубокая часть – изобатой 4000 м. Максимальная глубина, установленная в депрессии западной части впадины к востоку от плато Най, – 5567 м (Bathymetric Atlas ..., 1973; Турко, 1973).

Слабоволнистая, пересекаемая турбидитным каналом абиссальная равнина северной части глубоководной впадины наклонена к юго-востоку. Южнее 17° с.ш. поверхность дна представляет собой аккумулятивную горизонтальную равнину с одиночными конусовидными горами, очевидно, вулканическими постройками. Высота отдельных гор достигает 3500–4000 м над дном впадины, а минимальные глубины до вершин – 218 и 272 м. Некоторые из гор имеют плоскую вершину: это, по-видимому, гайоты. В юго-западной части равнины установлены депрессии северо-восточного простирания глубиной до 500 и 1000 м (Emery, Ben-Avraham, 1972; Турко, 1973).

Глубоководные впадины морей Сулу и Сулавеси разделены хребтом Сулу и представляют собой замкнутые котловины.

Абиссальная аккумулятивная равнина впадины Сулавеси оконтуривается изобатой 4000 м у подножия относительно крутых склонов обрамляющих ее горных хребтов, увенчанных островными системами. Равнина Сулавеси имеет региональный наклон к югу, где глубина впадины достигает 5000 м. Несколько выявленных одиночных конусовидных гор высотой до 2000 м, вероятно, представляют собой вулканические постройки (Bathymetric Atlas ..., 1973).

Глубоководная впадина моря Сулу делится подводным хребтом на северную и южную части. Аккумулятивная равнина северной части впадины лежит примерно на 2000 м выше ее южной части. Глубины моря в пределах северной части впадины около 1500–2000 м, а абиссальная равнина южной части впадины оконтуривается изобатой 4000 м с максимальной глубиной в ее северо-

восточной части в 5976 м (Турко, 1973). На южной половине впадины установлены конусовидные одиночные горы высотой до 3000 м, очевидно, вулканические постройки.

В целом для региона Южно-Китайского моря характерно наличие реликтового тектонического макрорельефа, в котором отчетливо различаются шельфовые равнины, континентальный склон, горные системы и хребты и абиссальные равнины. Горный рельеф еще не стерт процессами аккумулятивного выравнивания, которые здесь весьма интенсивны. Позднеплейстоценовое гляциозвстатическое понижение уровня океана приводило к осушению обширной равнины шельфов Сунда, залива Бакбо и шельфа, прилегающего к Южному Китаю, а также к формированию многочисленных островов на акватории моря. В это время Южно-Китайское море представляло собой полузамкнутый бассейн, связанный с Филиппинским морем лишь через пролив между Тайванем и Лусоном.

ОБЗОР ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Акватория Южно-Китайского моря покрыта относительно плотной сетью профилей (рис. 26), по которым проводилось НСП. Исследования МПВ проводились в значительно меньшем объеме (Dash e.a., 1970; 1972; Ludwig,

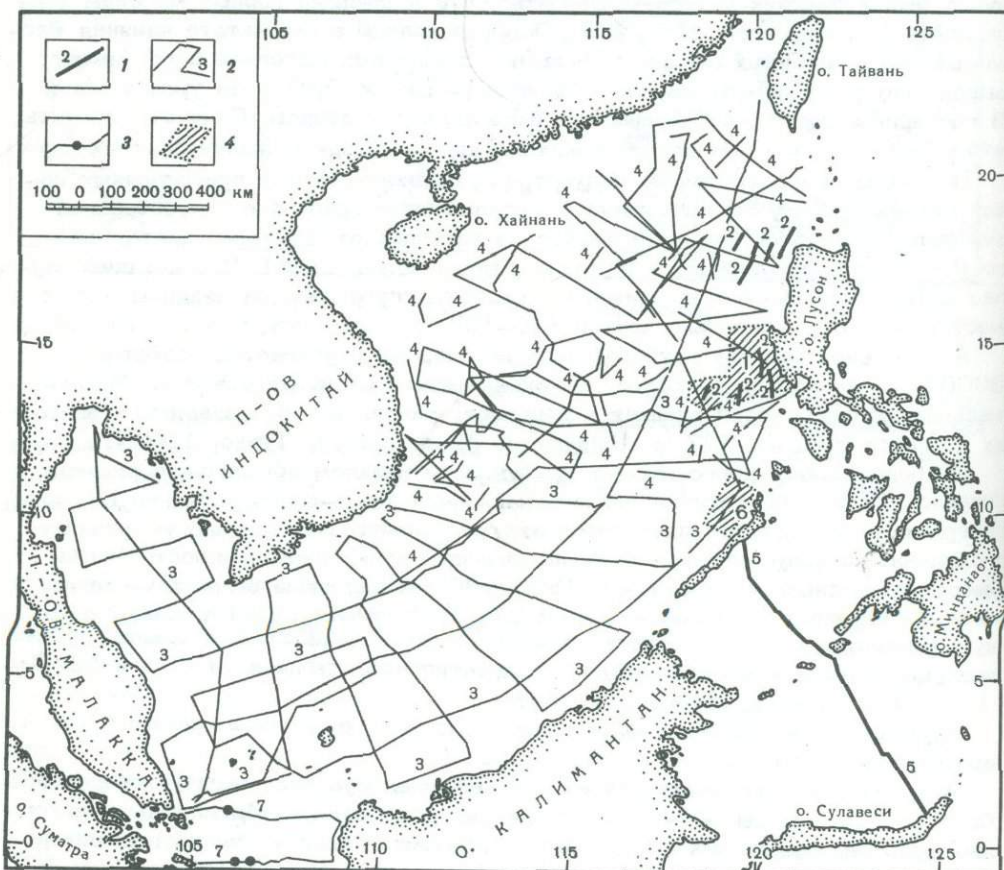


Рис. 26. Схема сейсмической изученности морей Южно-Китайского, Сулу и Сулавеси. Составили Т.Г. Быкова, Г.С. Гнибиденко

1 - профили МПВ; 2 - профили НСП; 3 - участки профилей МПВ с использованием радиобуев; 4 - площадное НСП; цифры на рисунке - номера ссылок на источники информации: 1 - Ludwig e.a., 1967; 2 - Ludwig, 1970; 3 - Parke e.a., 1971; 4 - Emery, Ben-Avraham, 1972; 5 - Murauchi e.a., 1973; 6 - Tamesis e.a., 1973; 7 - Ben-Avraham, Emery, 1973

1970) и охватывали также акватории морей Сулу и Сулавеси (Murauchi e.a., 1973). Выполнены измерения теплового потока (Nagasaka e.a., 1970; Sclater e.a., 1976). Для всего региона обобщены данные сейсмологических наблюдений (Allen, 1962; Fitch, Molnar, 1970; Hamilton, 1974a).

Обширные геофизические исследования, поисковое и разведочное бурение на шельфе Сунда и в морях Индонезийского архипелага проводят частные нефтяные компании и правительственные агентства (Bowman, 1974; Caldwell, 1975). С учетом этих данных и опубликованной информации составлена карта изопакит осадочного чехла на Индонезийский регион (Hamilton, 1974). Проведено драгирование и обследование коралловых рифов и островов в архипелаге Наньша (Haile e.a., 1964).

ТЕКТОНИКА

Основные морфоструктурные элементы дна Южно-Китайского моря представлены подводной окраиной Азиатского континента, глубоководной впадиной и Тайвань-Филиппино-Калимантанской горной системой, разделяющей Южно-Китайское и Филиппинское моря. Крипоструктура выявляется здесь на основе анализа геофизических и геологических данных, а также путем прослеживания структурных элементов суши в пределы шельфа Сунда и на акваторию северной части моря.

Структурно-формационные комплексы

По данным НСП и МПВ, в верхней части земной коры акватории региона Южно-Китайского моря выделяются: фундамент (акустический фундамент) с v_p от 3,5 - 4,5 до 6,5 - 6,9 км/с и осадочный чехол с v_p от 1,6 - 1,7 до 2,8 - 3,0 км/с. Следует отметить, что прослой и линзы рифогенных миоценовых известняков в чехле характеризуются v_p около 4 км/с, как это выявлено для района Сингапурского массива (Dash e.a., 1970, 1972; Ludwig, 1970; Parke e.a., 1971; Ben-Avraham, Emery, 1973; Murauchi e.a., 1973).

Акустический фундамент в пределах южнокитайского и индокитайского шельфов и шельфа Сунда, судя по геологии прилегающей суши (Основы тектоники..., 1962; Архипов, 1964; Постельников и др., 1964; Кудрявцев и др., 1969; Haile, 1969; Geology..., 1973) и выходам его на дневную поверхность на островах Бунгуран, Анамбас и Тамбелан (Haile, 1970), а также по результатам нефтепоисковых работ (Koesoemadinata, Pulunggono, 1974), представляет собой деформированный геосинклинальный комплекс и охватывает стратиграфический диапазон от докембрия по верхний мел включительно. В фундамент поднятий и выступов по периферии глубоководных впадин Южно-Китайского моря и в районах, прилегающих к Северо-Западному Калимантану, а также в районе морей Сулу и Сулавеси, по-видимому, входят и палеогеновые геосинклинальные формации, аналогичные выступающим на островах западной части Филиппинского архипелага (Швольман, 1964; Gervasio, 1973).

В акустический фундамент глубоководной впадины Южно-Китайского моря и ее периферии, очевидно, входят и рифогенные известняки, перекрывающие горсты и вулканические постройки. В ряде районов (архипелага Наньша, Сиа и банка Маклсфилд) рифогенные известняки формируются и в настоящее время (Haile e.a., 1964; Parke e.a., 1971).

На шельфе Сунда в кровле фундамента v_p находятся в пределах 4,5 - 5,2 км/с (Dash e.a., 1970; Ben-Avraham, Emery, 1973), а в глубоководных впадинах Южно-Китайского моря, Сулу и Сулавеси - в кровле второго слоя, являющегося фундаментом для осадочного чехла впадин, - v_p от 3,5 до 5,1 км/с (Ludwig, 1970; Murauchi e.a., 1973).

В целом для акватории на основе имеющихся данных следует различать два типа акустического фундамента. Для шельфов и континентальных склонов в качестве акустического фундамента выступает интенсивно деформированный разновозрастный (от палеогена и древнее) геосинклинальный и посторогенный комплексы (для южнокитайского шельфа), а в районах глубоководных впадин

акустическим фундаментом служит кровля второго слоя океанической коры, очевидно, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями.

Осадочный чехол акватории Южно-Китайского моря выполняет систему впадин на шельфе, нивелирует и перекрывает довольно пересеченный рельеф акустического фундамента в глубоководных впадинах.

На шельфе Сунда чехол представлен прибрежно-морскими и морскими терригенными отложениями (переслаивание песков, глин, алевролитов и аргиллитов) с прослоями и линзами известняков; мощность чехла достигает 8-9 км в прогибах Саравак и Таиландского залива; v_p от 1,6 - 2,0 до 3,1-3,4 км/с в его нижней части. Известковые линзы и прослои характеризуются v_p около 4,0 - 4,9 км/с (Parke e. a., 1971; Ben-Avraham, Emery, 1973). Стратиграфический диапазон чехла в этих наиболее глубоких прогибах от олигоцена (для прогиба Таиландского залива) до голоцена (Koesoemadinata, Pulunggono, 1974), однако в их осевых частях, вероятно, развиты и эоцен-палеоценовые отложения.

Для чехла шельфов характерна приразломная конседиментационная складчатость и сбросы нарастания. Осевые зоны антиклиналей иногда сопровождаются линзами и прослоями рифогенных известняков, а активно растущие антиклинали - рифами и отмелями. Верхняя, плейстоценовая толща залегает с несогласием, особенно заметным в осевых частях антиклиналей (Parke e. a., 1971), на деформированных плиоценовых и более древних отложениях. Обычны глиняные диапирсы (Koesoemadinata, Pulunggono, 1974).

Осадочный чехол глубоководных впадин состоит, судя по НСП (Parke e. a., 1971; Emery, Ben-Avraham, 1972), из двух толщ. Верхняя, слоистая толща, мощностью до 1,5-2 км в глубоких прогибах и впадинах, имеет протяженные, хорошо отражающие границы и, по-видимому, представляет собой турбидитное переслаивание песков и глин с прослоями пепла. Нижняя толща в виде чехла с варьирующей мощностью (0,2-2 км) перекрывает акустический фундамент глубоководных впадин.

Нижняя толща чехла глубоководной впадины Южно-Китайского моря акустически более "прозрачна" по сравнению с верхней толщей, и, по-видимому, поскольку она главным образом облекает рельеф акустического фундамента, сложена пелагическими илами с прослоями терригенного и вулканогенного материала; v_p в нижней толще, вероятно, не превышает 2,8 км/с (Ludwig, 1970).

Если принять скорость осадконакопления для верхней турбидитной толщи в 100 м/млн. лет, то при средней мощности последней в 1,5 км она будет охватывать стратиграфический интервал от среднего миоцена до голоцена. Нижняя толща, по-видимому, сложена доверхнемиоценовыми отложениями, если принять скорость осадконакопления для этой толщи пелагических илов в 10 м/млн. лет (что является довольно высокой скоростью для такого типа отложений), то при средней мощности в 1 км начало ее формирования следует относить к юре - раннему мелу.

Окраина континента

В структуре земной коры континентальной окраины региона Южно-Китайского моря различаются два относительно стабильных структурных элемента (массивы ранней консолидации): Индокитайский и Сингапурский срединные массивы, окаймляющиеся разновозрастными складчатыми системами, составляющими фундамент эпимезозойской плиты Сунда и южнокитайского шельфа (рис. 27, вкл.).

Индокитайский срединный массив. Массив (Фромаже, 1939; Постельников и др., 1964; Кудрявцев и др., 1969) занимает центральную часть полуострова Индокитай и окаймляется складчатыми системами: с северо-востока - Северо-Вьетнамской, с юго-запада - Бирмано-Малайской, а с юга - Южно-Вьетнамской. Фундамент массива сложен метаморфическим комплексом, сформировавшимся по геосинклинальным отложениям допозднекембрийского возраста, судя по рубидий-стронциевым изохронным датировкам биотитовых гранитов, гранито-гнейсов и гнейсов в блоке Контум (530 млн. лет, поздний кембрий; Hurley, Fairbairn, 1972). Следующий этап метаморфизма относится к поздней

перми, по рубидий-стронциевому возрасту в 250 млн. лет для биотита из парагнейсов. Мощность метаморфизованного геосинклинального комплекса в блоке Контум оценивается в 6 км.

Платформенный чехол массива (мощностью до 5-6 км), по-видимому, начинается среднекембрийскими отложениями, а его основная часть представлена средне-верхнепалеозойскими и мезозойскими лагунно-континентальными отложениями и вулканитами андезит-риолитового состава, перекрывающимися с несогласием палеоген-неогеновыми базальтами и их туфами мощностью до 0,5 км в наложенных впадинах (Кудрявцев и др., 1969).

В пределы акватории Южно-Китайского моря Индокитайский массив прослеживается лишь на шельф (примерно в 50 км шириной) восточнее блока Контум.

Северо-Вьетнамская складчатая система. Эта система располагается между Южно-Китайской платформой (на севере) и Индокитайским массивом (на юге). Простираясь к востоку, складчатый комплекс этой системы образует фундамент шельфа залива Бакбо и Юго-Восточного Китая и ограничивается здесь (с юга) восточной ветвью Южно-Вьетнамской складчатой системы, а на севере граничит с Катазиатской складчатой системой.

Судя по составу и структуре складчатого комплекса и пределах континента и о-ва Хайнань (Основы тектоники..., 1962; Кудрявцев и др., 1969; Моргунов, 1970; Нгуен Динь Кат, 1971; Гатинский и др., 1973), он сложен геосинклинальными образованиями докембрия, палеозоя и мезозоя, на которых залегают неоген-четвертичные отложения наложенных впадин. Суммарная мощность геосинклинального комплекса превышает 10 км. В нем различается офиолитовая группа формаций, охватывающая докембрийский метаморфический комплекс и отчасти палеозойские отложения. Флишевая группа формаций включает только палеозойские отложения, а моласса формировалась главным образом в мезозое. Геосинклинальный комплекс прорван пермско-триасовыми и мел-палеогеновыми гранитоидами.

Таким образом, фундамент шельфов залива Бакбо и южнокитайского, вероятно, сложен геосинклинальным складчатым комплексом главным образом палеозойского и мезозойского возраста, образующим систему погребенных под осадочным чехлом поднятий и прогибов. Формирование этих прогибов и поднятий фундамента, очевидно, связано с позднемеловыми - палеогеновыми постумными движениями по глубинным разломам, простирающие которых согласуется с генеральным простираем Северо-Вьетнамской складчатой системы. Вулканизм в зонах разломов Лэйчжоу и Катазиатского продолжался до четвертичного времени (полуостров Лэйчжоу и о-в Хайнань).

По-видимому, с кайнозойскими движениями, в основном с позднепалеогеновыми, следует связывать формирование грабен-синклинальных прогибов Гонконг и Хайнань-Дуншадая, выполненных, очевидно, как и Ханойская впадина (Моргунов, 1970), терригенно-карбонатными прибрежно-морскими неогеновыми отложениями мощностью более 2 км.

Бирмано-Малайская складчатая система. Эта складчатая система, являющаяся западным обрамлением Индокитайского массива, входит в фундамент шельфа в пределах акватории Таиландского залива, а на юге обрамляет с запада Сингапурский срединный массив.

В осевой части Западно-Малаккского антиклинория (Кудрявцев и др., 1969; Burton, 1972; Geology..., 1973; Yancey, 1975) выступает наиболее древний докембрийский метаморфический комплекс (мощностью около 2 км), сформировавшийся по миогеоантиклинальным отложениям. Выше располагаются кембрийско-каменноугольные миогеосинклинальные (молассоидные в нижней части разреза) терригенно-карбонатные отложения суммарной мощностью около 4 км с прослоями кислых и средних вулканитов. На этом комплексе лежит с несогласием прибрежно-морская средне-верхнетриасовая и юрско-меловая континентальная моласса (суммарной мощностью около 1,5 км). Отложения наложенных впадин представлены кислыми вулканитами и угленосными, соленосными и гипсоносными отложениями неогена, мощность которых во впадине Чумпон достигает 3 км.

Граниты оловоносного пояса в Западно- и Восточно-Малакском антиклинориях имеют рубидий-стронциевый возраст в пределах 307-111 млн. лет (поздний карбон - ранний мел), а калий-аргоновый возраст тех же самых образцов - 198-50 млн. лет (ранняя юра - эоцен). Последняя датировка, по-видимому, соответствует времени заключительной ремобилизации и эпейрогенического подъема (Burton, Bignell, 1969) осевых зон антиклинорий.

Восточно-Малакский горст-антиклинорий в виде погребенного под неогеновым чехлом вала прослеживается через акваторию Таиландского залива. Западнее его располагается грабен-синклинорий Менам, сложенный миогеосинклинальными отложениями палеозоя и триаса: терригенно-карбонатный флиш мощностью около 3-4 км прорван юрскими гранитами и перекрывается маломощной юрско-меловой осадочно-вулканогенной молассой, выше которой лежит кайнозойский терригенный комплекс чехла наложенной впадины Сиам мощностью до 8 км. Поскольку палеоген по восточному борту впадины Менам представлен андезитом-базальтами (Кудрявцев и др., 1969), вероятно, что осадочный чехол впадины Сиам включает лишь неогеновые терригенные отложения.

Грабен-синклинальный прогиб Таиландского залива имеет в плане конфигурацию, согласующуюся с простираем юго-восточной ветви Бирмано-Малайской складчатой зоны. Параллельно северо-восточному борту прогиба следует горст-антиклинальная зона Пайлин-Кампот, которая вместе с антиклинальной зоной Далат составляет ветвь верхнепалеозойско-нижнемезозойской складчатости, ограничивающей Индокитайский массив с юга.

Складчатая зона Пайлин-Кампот сложена (Кудрявцев и др., 1969) метаморфизованным геосинклинальным комплексом докембрия и нижнего палеозоя, на котором лежит карбонатно-терригенный миогеосинклинальный отчасти метаморфизованный комплекс среднего-верхнего палеозоя мощностью более 2 км, с несогласием перекрытый вулканогенной молассой триаса (мощностью около 1,5 км), а затем красноцветной терригенно-карбонатной молассой юрско-мелового возраста мощностью до 3 км, выполняющей наложенную впадину Пурсат. Геосинклинальные отложения прорваны триасовыми гранитами. Венчают разрез четвертичные контрастные вулканиты (базальты и риолиты) мощностью около 0,2 км, сформировавшиеся вдоль зон глубинных разломов.

Основание разреза в горст-антиклинальной зоне Далат, судя по ассоциации пород (Кудрявцев и др., 1969), сложено метаморфизованным комплексом, по-видимому, андезитовой формации мощностью около 3 км, на котором лежат среднепалеозойские миогеосинклинальные отложения (переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с известняками) мощностью около 2,5 км, перекрытые пермско-триасовой толщей средних и кислых вулканитов мощностью около 0,5 км. В нижней части разреза установлены верхнепалеозойские граниты.

В горст-антиклинальной зоне Тенгол, ограничивающей прогиб Таиландского залива с юга, нижняя часть разреза представлена терригенно-карбонатным (толща кислых вулканитов) миогеосинклинальным комплексом среднего-верхнего палеозоя мощностью около 1,5 км, прорванным верхнекарбонными и юрско-меловыми гранитами и перекрывающимся юрско-меловой континентальной молассой (Rajah, 1969; Burton, 1972).

С юры до палеогена полуостров Малакка (Geology ..., 1973), районы антиклинальных зон Пайлин, Кампот и Далат, а также, по-видимому, свод Хорат подвергались эрозии, и здесь в посторогенных впадинах накапливались континентальные молассы. Разумно допустить, что район прогиба Таиландского залива, лежащий между этими участками разновозрастной складчатости, также представлял собой эродируемую сушу и только в палеогене постумная активизация осуществилась в юго-восточном направлении, соответствующем простирацию синклинория в фундаменте прогиба. Она привела к заложению и опусканию зоны прогиба Таиландского залива, в котором накопилась неоген-четвертичная и отчасти палеогеновая терригенная прибрежно-морская толща мощностью около 9 км с отдельными конседиментационными складками. Бурением

на акватории Таиландского залива в чехле достигнуты пока лишь верхнемиоценовые аргиллиты (Hamilton, 1974).

На востоке прогиб Таиландского залива затухает в месте сопряжения вала Кон Сон с валом Бунгуран, которые относятся уже к Калимантан-Южно-Вьетнамской складчатой системе.

Фундамент в прогибе южнее вала Тенгол (впадины Панью и Западно-Натунская), по-видимому, сложен верхнемеловым комплексом и, в частности, включает граниты с калий-аргоновым возрастом (Haile, 1973) 74 ± 2 млн. лет (о-в Тиоман, поздний мел) и 87 млн. лет (острова Анамбас, поздний мел) по южному склону вала. Осадочный чехол в этом прогибе, очевидно, представлен кайнозойскими терригенными отложениями.

Сингапурский срединный массив. Этот массив сложен комплексом формаций, аналогичных выступающим на юго-восточной оконечности полуострова Малакка (Кудряцев и др., 1969; Burton, 1972; Geology ..., 1973), где верхнепалеозойский деформированный терригенно-карбонатный и вулканогенный геоантиклинальный комплекс (андезитовая формация) мощностью около 2 км перекрывается триасовой осадочно-вулканогенной морской молассой и прорывается триасово-юрскими гранитами. В пределы массива прослеживается зона Анамбас Западного Калимантана (Беммелен, 1957; Haile, 1973), которая сложена метаморфизованным доверхне триасовым, верхнепалеозойским геоантиклинальным комплексом андезитовой формации, который прорван мезозойскими гранитами, в том числе имеющими верхнемеловой калий-аргоновый возраст (Haile, Bignell, 1971; Haile, 1973) на островах Анамбас (87 млн. лет), Тамбелан (84 млн. лет) и Тиоман (74 млн. лет). По-видимому, в течение большей части мезозоя массив представлял собой сушу и лишь в эоцене, а затем плиоцен-плейстоцене здесь сформировался терригенный чехол мощностью около 1 км (Koesoemadianata, Pulunggono, 1974).

Калимантан-Южно-Вьетнамская складчатая система. Складчатая система прослеживается из Северного Калимантана через шельф Сунда к южной части полуострова Индокитай и далее поворачивает к северо-востоку, окаймляя с севера глубоководную впадину.

В осевой части антиклинория Центрального Калимантана выступает офиолитовый комплекс, отчасти метаморфизованный, охватывающий верхнепалеозойские и мезозойские отложения мощностью в несколько километров. Комплекс перекрывается прибрежно-морской и континентальной терригенной молассой позднего мела-плиоцена с суммарной мощностью более 8-10 км. Геосинклинальный комплекс прорван гранодиоритами и гранитами с калий-аргоновым возрастом от 210 (поздний триас) и 75 млн. лет (поздний мел) и до 16-19 млн. лет (миоцен; Hilde, Engel, 1967; Haile, 1969; Gobbett, 1973; Hutchison, 1973). В виде выпуклой к югу дуги антиклинорий Центрального Калимантана протягивается через весь остров, отделяясь от юго-западной части Филиппинской складчатой системы разломом Сабах.

Продолжением антиклинория Центрального Калимантана в пределы плиты Сунд служит вал Бунгуран, в осевой части которого на островах Бунгуран выступает офиолитовый комплекс (интенсивно деформированные кремнистые породы, туфы, метаморфизованные песчаники с серпентинитами, габбро и долеритами), прорванный позднемеловыми гранитами (калий-аргоновый возраст 73 млн. лет) и перекрывающийся третичной терригенной молассой мощностью около 1 км (Haile, 1970).

Южнее полуострова Индокитай вал Бунгуран сопрягается с валом Кон Сон, в осевой части которого выступают позднемеловые граниты с калий-аргоновым возрастом 73 ± 3 млн. лет (о-в Хон Транг Лон; Hilde, Engel, 1967).

Приведенные данные дают основание считать, что барьер в виде геоантиклинального поднятия Бунгуран-Кон Сон сформировался в конце мезозоя и, по-видимому, до плиоцена существовал в виде островной дуги, которая лишь в плиоцене опустилась и была перекрыта осадочным плиоцен-четвертичным чехлом.

Впадина Меконг, на границе палеозойско-триасовой складчатой зоны Пайлин-Далат с мел-палеогеновой Южно-Вьетнамской складчатой зоной, выполненная толщей, очевидно, терригенных отложений неогена мощностью около 3 км.

Сведения по геологии горст-антиклинальных поднятий Чжунша и Сяша, являющихся структурным продолжением Южно-Вьетнамской мел-палеогеновой складчатой зоны на северо-восток, довольно скудны (Emery, Ben-Avraham, 1972). По-видимому, поднятия сложены мел-палеогеновым и более древним геосинклинальным комплексом, который обнажается на дне в виде выступов акустического фундамента и отчасти перекрыт рифогенными известняками (Niino, Emery, 1961). Это указывает на то, что осевые зоны поднятий находились на уровне моря и, возможно, опустились лишь в плиоцен-четвертичное время.

На о-ве Калимантан, севернее осевой зоны антиклинария Центрального Калимантана, располагается мощный геосинклинальный складчатый комплекс, охватывающий стратиграфический диапазон - верхний мел-плиоцен. В его состав входит верхнемеловой-нижнемиоценовый флишевый комплекс мощностью 10-15 км и верхнемиоценовая-плиоцен-четвертичная моласса (Haile, 1969) мощностью до 10-15 км, которая выполняет грабен-синклинальный прогиб Саравак.

В прогибе Саравак под неогеновой молассой залегают глинистые сланцы олигоцена, а, поскольку фундамент бурением не достигнут, возможно, ниже развиты и эоценовые отложения. Терригенная толща прогиба в целом умеренно деформирована в результате конседиментационного складкообразования, развивающегося и в настоящее время. При этом антиклинали в пределах шельфа трассируются современными коралловыми рифами и отмелями. Выявлены дипиры, вероятно, сложенные глинами (Parke e.a., 1971; Hamilton, 1974a).

Грабен-синклинальный прогиб Саравак ограничивается валами (горст-антиклинальными зонами) Западно-Палаванским и Периферийным, которые, по-видимому, сформировались в доолигоценовое время, поскольку чехол прогиба прилегает к выступам фундамента этих валов. Эти горст-антиклинальные зоны, по-видимому, сложены вулканитами нижнего палеогена и мела и представляли активные геоантиклинальные поднятия до конца неогена.

Складчато-блоковая система Наньша. Эта система сложена вулканогенным комплексом, перекрывающимся на склонах поднятий, по-видимому, пелагическими илами. Она увенчивается в осевых зонах поднятий рифогенными известняками, современными коралловыми рифами и атоллами. Мощность рифогенных известняков превышает 1 км, судя по данным НСП (Parke e.a., 1971), и если иметь в виду то, что на о-ве Кита-Дайто в северо-западной части Филиппинского моря бурением на глубине 431 м были достигнуты олигоценовые рифогенные известняки (Ladd e.a., 1953), то следует допустить, что и в складчато-блоковой системе Наньша при мощности рифогенных известняков более 1 км возможно наличие эоценовых известняков. В таком случае геоантиклинальные поднятия в пределах этой системы в раннем палеогене доходили до уровня моря и были в активной стадии развития. И, следовательно, вулканогенный комплекс, слагающий поднятия этой системы, имеет как минимум мел-палеогеновый, а возможно, и более древний возраст.

Филиппинская складчатая система

Эта складчато-блоковая геоантиклинальная система отделяет регион Южно-Китайского моря от Филиппинского моря и, в свою очередь, подразделяется на юго-западную область, представляющую собой две глубоководные впадины (Сулу и Сулавеси) и ограничивающие их горст-антиклинальные поднятия северо-восточного простирания, и Филиппинскую зону субмеридионального простирания. Юго-западная область является относительно стабильным регионом, тогда как восточная область характеризуется интенсивной сейсмичностью (Gervasio, 1966; Hamilton, 1974a).

Впадина Сулу окаймляется почти замкнутой системой горст-антиклинорий. Границей ее на северо-востоке является Филиппинский разлом. В горст-анти-

клинории Палаван в основании разреза залегает метаморфический комплекс в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, сформировавшийся по офиолитовой формации верхнего палеозоя (карбона-перми) и триаса, выше которого располагается его неметаморфизованная юрско-меловая часть, перекрытая эоцено-плиоценовой геоантиклинальной терригенно-карбонатной молассой и четвертичными рифогенными известняками. Мощность офиолитового комплекса несколько километров. Неогеновый терригенно-карбонатный чехол во впадинах на склонах горст-антиклинорий достигает 4 км (Швольман, 1964; Hashimoto, Sato, 1973; Tamesis e.a., 1973).

Горст-антиклинорий Кагаян прослеживается от островов Панай и Миндоро (на северо-востоке) до о-ва Калимантан (на юго-западе). В основании разреза на островах Миндоро и Панай (Easton, Melendres, 1963; Andal e.a., 1968; Hashimoto, Sato, 1968) выходит метаморфизованный верхнепалеозойско-мезозойский офиолитовый комплекс, перекрытый эоценовым терригенным флишем и терригенно-карбонатной геоантиклинальной молассой. Выше залегают плиоцен-четвертичные рифогенные известняки. Суммарная мощность геосинклиналиного комплекса около 15 км. В центральной части антиклинория, судя по данным МПВ (Murauchi e.a., 1973), неметаморфизованной части разреза отвечает толща с v_p 3,5 км/с. Стратиграфически эквивалентная молассе толща, по-видимому, выполняет грабен-синклиналиный некомпенсированный прогиб Южно-Палаванский, в котором верхнемеловые и плиоцен-четвертичные, по-видимому, турбидитные, отложения с v_p ср. около 2,5 км/с имеют мощность до 4 км (Hamilton, 1974).

Горст-антиклинорий Сулу протягивается из Западного Минданао (полуостров Замбоанга) через архипелаг Сулу в Северо-Восточный Калимантан. На полуострове Замбоанга выступает офиолитовый комплекс верхнепалеозойского и мезозойско-палеоценового возраста, метаморфизованный в основании разреза в фации зеленых сланцев. Выше залегает геоантиклинальная эоцен-плейстоценовая угленосная моласса, мощность которой около 1,5 км (Irving, 1952; Швольман, 1964; Gervasio, 1967). На северо-востоке Калимантана (бухта Дарвел) основание разреза сложено мезозойско-палеоценовым офиолитовым комплексом, нижняя часть которого метаморфизована в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях в позднеюрское-раннемеловое время, судя по калий-аргоновым датировкам метаморфических пород (от 100 до 160 млн. лет; Hutchison, 1968).

Таким образом, глубоководная впадина Сулу, окаймляющаяся горст-антиклинориями, заложение которых относится к позднему палеозою — раннему мезозою, очевидно, в течение мезозоя и палеогена обособилась в замкнутую котловину с низкой скоростью осадконакопления. Ускорение седиментации, по-видимому, приурочено к концу палеогена и неогену, когда возникли геоантиклинальные поднятия по периферии котловины, и с этого времени в юго-восточной, наиболее глубокой части впадины начал формироваться терригенный чехол мощностью около 2–3 км.

Горст-антиклинорий Минданао-Сулавеси является южным ограничением впадины Сулавеси. На о-ве Минданао его осевая часть сложена офиолитовым комплексом верхнего палеозоя-мезозоя и палеогена, метаморфизованным в основании разреза в фации зеленых сланцев. Выше залегает геоантиклинальный молассовый терригенно-карбонатный и андезитовый комплекс мощностью около 2 км (Швольман, 1964; Gervasio, 1967). Аналогичный характер разреза устанавливается и на о-ве Сулавеси (Аршипов, 1964). Таким образом, следует допустить, что заложение горст-антиклинальных поднятий, ограничивающих впадину Сулавеси, относится к позднему палеозою и мезозою; с этого времени она обособилась как самостоятельный морфоструктурный элемент с довольно медленной седиментацией (скорость осадконакопления около 10–15 м/млн. лет), приведшей за это время к накоплению терригенной толщи мощностью не более 3 км.

В Филиппинской зоне генеральное простираение основных структурных элементов северо-северо-западное. Основание разреза здесь сложено офиолитовым

комплексом (граувакки, спилиты, глинистые и кремнистые сланцы, прорванные перидотитами, габброидами и кварцевыми диоритами). В ряде мест комплекс метаморфизован в фации зеленых сланцев. Стратиграфический диапазон этого комплекса мел-палеоцен. В ряде районов, возможно, присутствуют и триасово-юрские и даже верхнепалеозойские отложения. Мощность комплекса составляет несколько километров (Durkee, Pederson, 1961; Швольман, 1964; Kitamura *et al.*, 1968; Gervasio, 1967; 1973).

В осевых зонах антиклинальных структурных элементов офиолитовый комплекс обычно наследуется геоантиклинальной вулканогенно-осадочной молассой (андезитовой группой формаций), которой в прилегающих прогибах отвечают осадочно-вулканогенный и терригенно-карбонатный флиш и моласса. В целом эти группы формаций охватывают верхний палеоцен-плиоцен и включают четвертичные осадочно-вулканогенные отложения и вулканиты. Мощность этих формаций в геоантиклинальных фациях находится в пределах 1-5 км. Они сопровождаются интрузивным комплексом кварцевых диоритов и редко серпентинизированных перидотитов. Калий-аргоновые датировки диоритов и андезитов соответствуют границам верхнего мела-палеоцена (67-59 млн. лет), верхнему эоцену - нижнему миоцену (42-23 млн. лет) и миоцен-плиоцену (15-7 млн. лет; Wolfe, 1973; Mizzan, 1974).

Интенсивные мезозойские и кайнозойские деформации геосинклинального комплекса Филиппинской зоны устанавливаются по многочисленным несогласиям, а в ряде районов деформациям подвергаются и плиоцен-четвертичные отложения. Перемещения по левостороннему сдвигу вдоль Филиппинского разлома оцениваются в 28-30 км и относятся к доплиоценовому времени (Irving, 1952; Allen, 1962; Rutland, William, 1968; Gervasio, 1967, 1973).

Очевидна отчетливая структурная связь между западной частью Филиппинской складчатой зоны и Восточным Тайванем, через протяженный горст-антиклинорий Тайвань-Миндоро, в осевой части которого как на Филиппинах (Easton, Melendres, 1963; Andal *et al.*, 1968; Hashimoto, Sato, 1968), так и на Тайване (Ho, Lee, 1963) выступают наиболее древние для этой зоны верхнепалеозойско-мезозойские офиолиты.

Глубоководная впадина Южно-Китайского моря

На широте 15-16° впадина разделяется на северо-восточный и юго-западный прогибы поднятием в виде системы одиночных гор и возвышенностей. Мощность чехла в северо-восточном прогибе 2 км, в юго-западном прогибе 0,5-1 км (рис. 28).

Чехол северо-восточного прогиба подразделяется на две толщи: верхнюю - мощностью до 1 км, судя по протяженным интенсивным отражениям, по-видимому, сложенную турбидитами, и нижнюю, - вероятно, представленную уплотненными пелагическими глинами. Тремя профилями в северной части прогиба пересекается турбидитный канал. На профилях МПВ к северо-западу от о-ва Лусон, выявлено, что чехол подразделяется на верхнюю и нижнюю толщи с v_p 2,1 и 2,8 км/с соответственно. В северной части прогиба толща чехла залегает с заметным наклоном (около 30') на восток и деформирована лишь в пределах Манильского желоба (Ludwig *et al.*, 1967; Ludwig, 1970; Emery, Ben-Avraham, 1973; Karig, 1973).

В юго-западном прогибе чехол впадины также подразделяется на верхнюю, по-видимому, турбидитную толщу мощностью не более 0,5 км и нижнюю толщу, вероятно состоящую из пелагических глин и нивелирующую неровности фундамента. Мощность нижней толщи обычно находится в пределах 0,5-1 км. Неровная поверхность фундамента прогиба, образующая кровлю второго слоя океанической коры с v_p 4,3 - 4,5 км/с, обусловлена множеством конусовидных возвышенностей высотой около 1-1,5 км, вероятно вулканические постройки, погребенные и полупогребенные под недеформированным осадочным чехлом (Ludwig, 1970; Parke *et al.*, 1971; Emery, Ben-Avraham, 1972).

Глубинное строение

Информация по глубинному строению региона Южно-Китайского моря (Nгуен-Hai, Le-Cu, 1969; Ludwig, 1970; Murauchi e. a., 1973) позволяет заключить, что глубоководные впадины Южно-Китайская, Сулу и Сулавеси представляют собой участки коры океанического типа (см. рис. 28).

В юго-западном прогибе глубоководной впадины Южно-Китайского моря (Ludwig, 1970) земная кора имеет мощность около 6–8 км и состоит из осадочного (первого), осадочно-вулканогенного (второго) и метабазальтового (третьего) слоев с v_p 2,0–2,8; 3,7–4,5 и 6,5–6,6 км/с соответственно, а на разделе М – около 7,9–8,4 км/с.

Раздувы второго слоя в виде вулканических построек и хребтов выступают сквозь осадочный чехол, и мощность коры в таких районах, очевидно, увеличивается на 10 – 13 км.

Глубоководные впадины Сулу и Сулавеси (Murauchi e. a., 1973) имеют мощность земной коры около 7–10 км; v_p на разделе М – в пределах 7,9–

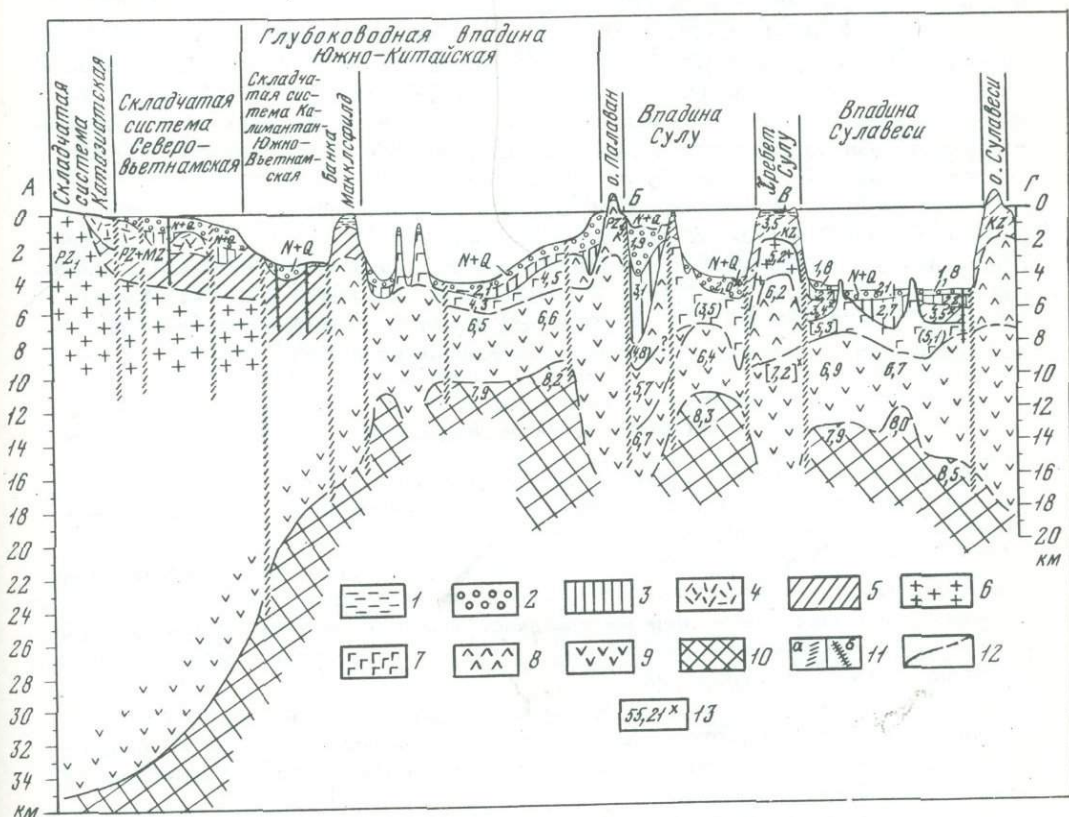


Рис. 28. Геологический разрез по профилю А–Б–В–Г (см. рис. 22) в морях Южно-Китайском, Сулу и Сулавеси. Составил Г.С. Гнибиденко по различным данным (Ludwig e. a., 1967; Parke e. a., 1971; Murauchi e. a., 1973; Temesis e. a., 1973; Terman, 1974; Деменцкая, 1975)

Осадочно-вулканогенный комплекс: 1 – рифогенные известняки, 2 – верхняя толща турбидитных отложений с v_p ср. 2,0 км/с, 3 – нижняя толща, вероятно состоящая из пелагических глин с v_p до 3 км/с, 4 – контрастные вулканы Катазиатского вулканогенного пояса, 5 – вулканогенно-осадочный геосинклинальный комплекс отложений с v_p около 3,5 км/с; слои: 6 – гранитно-метаморфический, 7 – осадочно-вулканогенный (второй), 8 – метаандезитовый (диоритовый), 9 – базальтовый (метабазальтовый); 10 – верхняя мантия; 11 – зоны разломов; а – глубинных (до верхней мантии), б – коровых; 12 – границы раздела слоев и толщ; 13 – значения v_p , км/с (со звездочкой – предполагаемые)

8,5 км/с, в третьем слое — 6,4–6,9 км/с и во втором слое — 3,5 – 5,1 км/с. Земная кора под горст–антиклинориями Минданао–Сулавеси, Сулу и северо–западной частью впадины Сулу (горст–антиклинориями Палаван, Кага–ян и грабен–синклинорием Южно–Палаванским) имеет мощность более 18 км и относится к субконтинентальному типу с маломощным (2–4 км) гранитно–метаморфическим слоем.

Данные по глубинной структуре шельфа Сунда ограничиваются лишь сведениями о том, что мощность земной коры немногим более 20 км, что она состоит из маломощного (около 3–6 км) гранитного и метабаазальтового слоев с v_p 6,2–6,8 км/с. В верхней мантии v_p около 8,1 км/с (Ben-Avraham, Emery, 1973). Кора шельфа Сунда, по–видимому, относится к субконтинентальному типу.

Судя по характеру структуры верхней части земной коры, описанной выше, земная кора Юго–Восточного Китая, полуострова Индокитай и их шельфов относится к континентальному типу и мощность ее в этих районах оценивается в 25–35 км (Деменицкая, 1975).

Акватория Южно–Китайского моря в целом является асейсмичной областью, за исключением районов Юго–Восточного Китая и о–ва Хайнань, где наблюдались коровые землетрясения с магнитудой до 7–7,9 (Shi e.a., 1975). Сейсмически активной областью является район Восточных Филиппин, где сейсмофокальная зона погружается в западном направлении на глубину до 700 км под глубоководные впадины Сулу и Сулавеси (Hamilton, 1974a).

Тепловой поток в глубоководной впадине Южно–Китайского моря — повышенный (1,8 ЕТП), так же как в желобе Палаван (1,3 – 1,6 ЕТП). Дифференцированный повышенный тепловой поток установлен в глубоководных впадинах Сулу и Сулавеси (от 1,1 до 2,6 ЕТП, а в среднем — 2,0 ЕТП) (Nagasaka e.a., 1970; Sclater e.a., 1976), что в целом свидетельствует об активных процессах в верхней мантии региона Южно–Китайского моря.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Приведенные данные о структуре и формационном составе верхней части земной коры окружающей суши, плиты Сунда и глубоководных впадин позволяют составить представление о ее структурной эволюции.

Для плиты Сунда, шельфов Юго–Восточного Китая и залива Бакбо устанавливается, что в фундамент входят палеозойские и мезозойские складчатые геосинклинальные комплексы, перекрывающиеся неогеновым терригенным и карбонатно–терригенным чехлом, в который на плите Сунда входят олигоценные и, вероятно, эоценовые отложения.

К концу докембрия в регионе Южно–Китайского моря сформировалась геосинклинальная система, отдельные структурные элементы которой находились на разных стадиях развития; на западе системы располагался Индокитайский массив ранней консолидации.

С палеозоя Индокитайский массив находился в состоянии платформенного режима, и на нем со среднего–позднего кембрия формировался терригенно–карбонатный и вулканогенный чехол. В конце палеозоя–раннего мезозоя он представлял собой срединный массив, окаймленный раннемезозойской складчатостью.

В начале палеозоя Бирмано–Малайская и Северо–Вьетнамская геосинклинальные системы трансформировались в зрелые геосинклинали на стадии становления с участками первичной орогении в виде выступов докембрийского метаморфизованного геосинклинального комплекса.

Северо–Вьетнамская геосинклинальная система в течение палеозоя и триаса характеризовалась устойчивым миогеосинклинальным режимом, который в позднем триасе завершился орогенезом, приведшим к квазикратонизации обширного района шельфа от залива Бакбо до Тайваньского пролива.

Бирмано–Малайская геосинклинальная система в течение палеозоя также находилась на стадии становления и характеризовалась миогеосинклинальным

режимом в прогибах и миогеоантиклинальным режимом на интрагеосинклинальных поднятиях, образовавшихся в результате первичного орогенеза. Основной оронез в конце триаса-юре привел к квазикратонному режиму в западной части плиты Сунда, тогда как в ее восточной части в позднем палеозое располагалась Калимантан-Южно-Вьетнамская геосинклинальная система на стадии становления с чередованием зон эв- и миогеосинклинального режима.

Филиппинская геосинклиналь в палеозое, по-видимому, представляла собой энсиматическую геосинклиналь на стадии обособления, в которой система зрелых эвгеоантиклинальных поднятий с первичным орогенезом сформировалась к концу палеозоя-началу мезозоя.

Заложившиеся в палеозое Калимантан-Южно-Вьетнамская и филиппинская энсиматические геосинклинальные системы, по-видимому, уже в начале мезозоя оконтурили бассейн глубоководной впадины Южно-Китайского моря.

В течение мезозоя постумные эпейрогенические деформации в пределах сформировавшихся Северо-Вьетнамской и Бирмано-Малайской складчатых систем привели в целом к поднятию этих областей выше уровня моря и превращению их вместе с Индокитайским и Сингалурским срединными массивами в обширную сушу, где проявился посторогенный вулканизм в Северо-Вьетнамской зоне и накапливались платформенные красноцветы и эвапориты на Индокитайском массиве.

Калимантан-Южно-Вьетнамская геосинклиналь в мезозое находилась на стадии становления, и ее развитие завершилось в конце мезозоя-палеогене орогенезом, приведшим эту область к квазикратонному состоянию и к ее аккреции к плите Сунда, Индокитайскому массиву и Северо-Вьетнамской складчатой системе. По-видимому, значительные районы геосинклинальных поднятий этой геосинклинали в процессе орогенеза были выведены из-под уровня моря и существовали в виде островной суши, тогда как в прилегающем прогибе Саравак продолжалась интенсивная седиментация.

В палеогене началось опускание обширных районов плиты Сунда и южнокитайского шельфа и формирование тафрогенных наложенных впадин, частично nasledующих прогибы геосинклинального этапа развития. Эти впадины в течение кайнозоя и главным образом в неогене выполнялись терригенными и терригенно-карбонатными отложениями квазиплатформенного чехла.

Деформации конца миоцена-начала плиоцена привели к квазикратонному состоянию и последующему опусканию Калимантан-Южно-Вьетнамской складчатой зоны, в пределах которой на плите Сунда начал формироваться платформенный плиоцен-четвертичный чехол.

Филиппинская геосинклинальная система в мезозое и кайнозое трансформировалась в геосинклиналь на стадии становления с повторяющимися фазами первичного орогенеза в зонах геосинклинальных поднятий.

Гляциостатические регрессии в течение плейстоцена приводили к осушению обширного южнокитайского шельфа и шельфа Сунда (Biswas, 1973; Haile, 1973; Sartono, 1973), и лишь в результате голоценовой трансгрессии береговая линия Южно-Китайского моря приобрела современные очертания.

Данные об унаследованной геосинклинальной эволюции земной коры региона Южно-Китайского моря начиная с докембрия позволяют отказаться от предложенной ранее весьма сложной модели (Ben-Avraham, Uyeda, 1973), основанной на концепции движущихся в разных направлениях и вращающихся плит земной коры.

ФИЛИППИНСКОЕ МОРЕ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Основными геоморфологическими элементами дна Филиппинского моря являются обширные абиссальные равнины с довольно пересеченным рельефом и разделяющие их протяженные подводные горные системы, изредка увенчивающиеся небольшими группами островов, а также связанные с этими системами глубоководные желоба (рис. 29, вкл., 30).

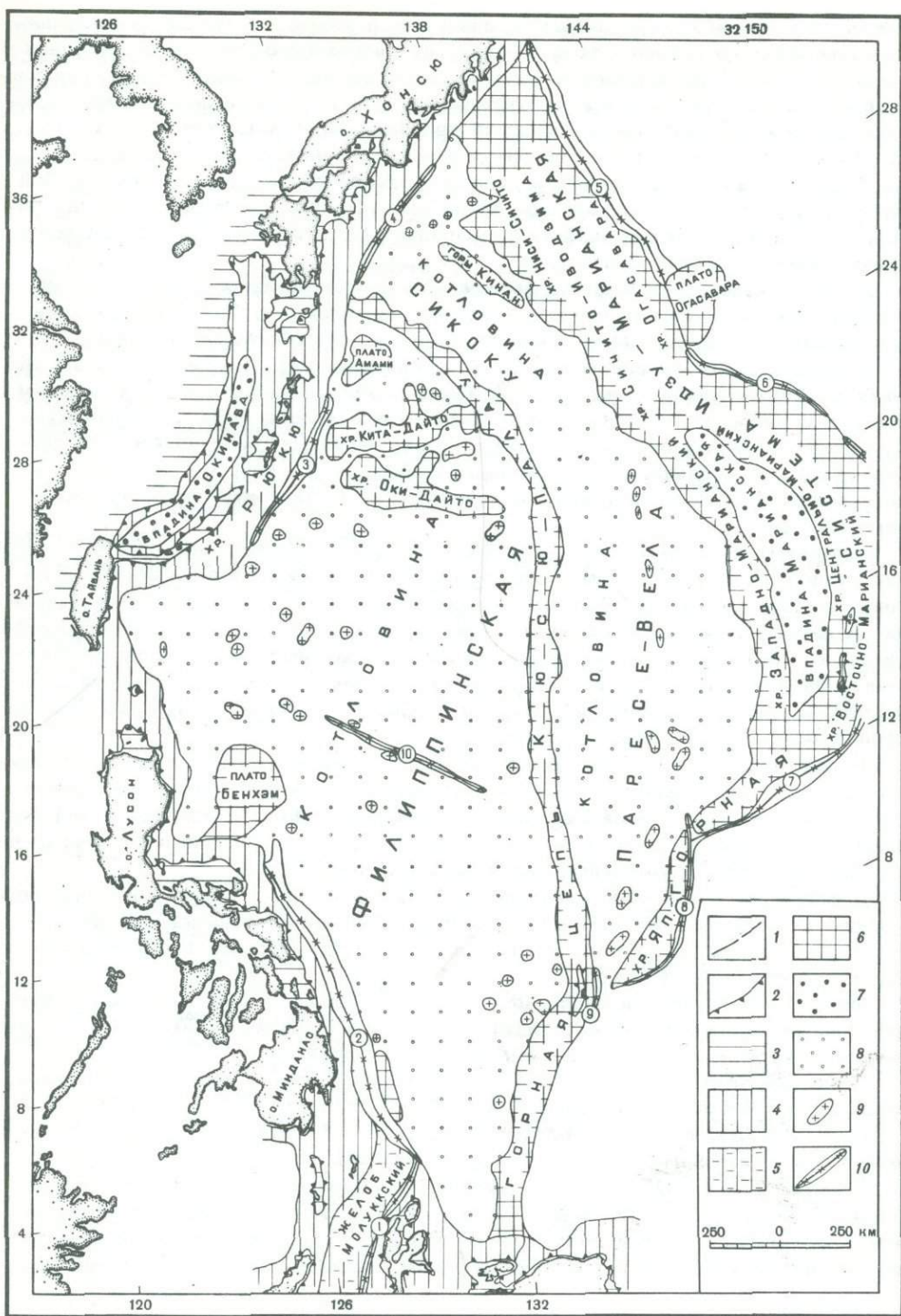


Рис. 30. Геоморфологическая схема Филиппинского моря. Составил Г.С. Гнибиденко

1 - границы районов; 2 - бровка шельфа (изобата 200 м); 3 - шельф; 4 - континентальный склон; 5 - желоба; 6 - подводные горные районы; 7 - впадины; 8 - абиссальные плато и равнины с пересеченным рельефом; 9 - отдельные горы и возвышенности; 10 - глубоководные желоба (цифры в кружках): 1 - Моротай, 2 - Филиппинский, 3 - Рюкю, 4 - Нанкай, 5 - Идзу-Огасавара, 6 - Волкано, 7 - Марианский, 8 - Яп, 9 - Палау, 10 - Филиппинской котловины

Абиссальная равнина к западу от хребта Кюсю-Палау представляет собой наиболее глубокую часть моря — 5000–7000 м. Довольно сложная топография поверхности Филиппинской плиты обусловлена чередованием многочисленных холмов и отдельных гор, формирующих линейные горные цепи северо-западного простирания с обширными аккумулятивными равнинами и узкими протяженными депрессиями. Амплитуда рельефа здесь в пределах 0,2–1 км, и нередко отдельные горы достигают 2 км. Судя по конусообразной форме отдельных абиссальных холмов и гор (Bathymetric Atlas..., 1973), многие из них представляют собой вулканические постройки. Относительно узкие и протяженные впадины, по-видимому, связаны с разрывными нарушениями.

В северной части абиссальной равнины Филиппинского моря располагается горная система Дайто, состоящая из двух хребтов северо-западного простирания — Оки-Дайто и Дайто — и горного массива Амами, имеющих платообразные осевые части на глубинах около 3000 м. Хребты Дайто и Оки-Дайто на северо-западе увенчаны небольшими островами (Кита-Дайто, Минами-Дайто, Окино-Дайто и Сима), сложенными рифовыми известняками.

В центральной части равнины Филиппинского моря выявлена система депрессий глубиной более 5,5 км и окаймляющих их хребтов высотой до 1,5 км, составляющих зону разлома Центрального, протягивающегося от хребта Кюсю-Палау ($12^{\circ}45'$ с.ш., $125^{\circ}00'$ в.д.) до горной цепи Дайто-Лусон ($18^{\circ}45'$ с.ш., $125^{\circ}30'$ в.д.).

Вдоль западного края Филиппинской плиты, на границе с островными системами Филиппинской и Рюкю, располагаются глубоководные желоба. Филиппинский желоб протягивается от о-ва Моротай (на юге) на северо-запад, вдоль океанического склона островов Минданао и Самар, до 15° с.ш. Средний уклон склона желоба со стороны островов составляет $5-8^{\circ}$, при этом острова здесь окаймлены очень узким шельфом, бровка которого лежит вблизи берега. На глубине около 4,5 км вдоль островного склона установлена терраса. Желоб оконтуривается изобатой 5,5 км, однако дно желоба лежит на глубине 9 км, а максимальная глубина ($10^{\circ}23,8'$ с.ш., $126^{\circ}40,5'$ в.д.) — 10 265 м (Удинцев, 1972). Ширина плоского дна желоба 1–2 км. С востока желоб окаймляется краевым валом, особенно отчетливо выраженным южнее широты 8° , где амплитуда рельефа в пределах вала достигает 2–2,5 км (Dietz, 1954; Bathymetric Atlas..., 1973).

Глубоководный желоб Рюкю у подножия одноименной островной дуги осложнен террасовыми уступами, из которых наиболее отчетливо выражен уступ на глубине от 2 до 3 км. Средний уклон склона желоба Рюкю в его нижней части (от глубины 2 км и более) со стороны островной дуги составляет $5-6^{\circ}$. Дно желоба выровнено и лежит на глубине около 7 км, и ширина его достигает 20–25 км. Максимальная глубина в 7507 м ($25^{\circ}12'$ с.ш., $128^{\circ}30'$ в.д.) установлена к юго-востоку от о-ва Окинава. Краевой вал этого желоба выражен неотчетливо, однако отдельные его горы, по-видимому вулканического происхождения, располагаются в его пределах и достигают высоты 3–3,5 км над уровнем дна (Dietz, 1954; Bathymetric Atlas..., 1973; Ryukyuu..., 1976).

Хребет Кюсю-Палау, протягивающийся на расстояние более 3500 м, делит Филиппинское море на западную и восточную абиссальные равнины. Он представляет собой систему линейных горных цепей с конусовидными вулканическими постройками, возвышающимися над прилегающими равнинами на высоту до 4–4,5 км. На юге хребта его осевая часть выступает над уровнем моря в виде островов Палау, а в центральной части хребта ($20^{\circ}20'$ с.ш.) располагается лишь риф Паресе-Вела (Bathymetric Atlas..., 1973).

Абиссальная равнина Сикоку-Паресе-Вела к востоку от хребта Кюсю-Палау в целом лежит на глубинах, меньших 5 км, а районы с большими глубинами тяготеют к ее западному краю (Mogi, 1970).

Барьером, отграничивающим абиссальную равнину Сикоку-Паресе-Вела от абиссальной равнины Тихого Океана, служит Идау-Марианская горная система и связанные с ней глубоководные желоба.

Конусовидные горы на абиссальной равнине Сикоку-Паресе-Вела иногда образуют явно выраженные линейные цепи, главным образом северо-западного простирания. Горы и абиссальные холмы возвышаются над прилегающей равниной на высоту 0,2-1 км и редко достигают 3 км. Судя по их конусовидной форме, они представляют собой вулканические постройки.

Абиссальная равнина Сикоку-Паресе-Вела разделяется в меридиональном направлении горной цепью Кинан-Яп, которая на юге выступает над уровнем моря в виде островов Яп и атолла Нгулу. В южной части эта горная цепь с востока сопровождается цепочкой глубоководных желобов, глубины которых превышают 6 км, а в желобе Яп максимальная глубина 8527 м (Рельеф..., 1964).

На северо-западе абиссальной равнины Сикоку, у подножия склона островной дуги, располагается цепочка относительно небольших депрессий глубиной более 5 км, образующих глубоководный желоб Нанкай. Максимальная глубина желоба 5415 м (Рельеф..., 1964). Склон на стороне японской островной дуги осложнен широкой ступенью подводной террасы на глубине около 2 - 2,5 км (Mogi, 1975).

Идзу-Марианская подводная горная система севернее 23° с.ш. состоит из трех хребтов (с запада на восток): Ниси-Сичито, Сичито-Иводзима и Огасавара, последние два увенчиваются островными системами Волкано и Бонин соответственно. К югу от 23° с.ш. эта горная система представлена Западно-Марианским и Восточно-Марианским хребтами (с Марианской островной системой на последнем) и разделяющей их Марианской депрессией глубиной более 4 км.

Глубоководные желоба, связанные с Идзу-Марианской горной системой, представляют собой разобщенные депрессии, глубина которых превышает 9 км, а на юге этой системы желобов, приблизительно 11°20' с.ш., 142°11' в.д. установлена максимальная глубина Мирового океана, равная 11 022 м (Удинцев, 1972). Ширина плоского дна желобов - 1-2 км; наклон борта со стороны Идзу-Бонинской горной системы - 5-7°, на глубине около 5 км на нем прослеживается террасовый уступ (Bathymetric Atlas..., 1973). На склонах желоба Идзу-Огасавара, вблизи тальвега, обнаружены скальные выходы (Bel-laiche, 1967), по-видимому, в коренном залегании.

В целом характер рельефа дна Филиппинского моря свидетельствует о том, что основные морфоструктурные элементы сформировались и формируются в результате эндогенных процессов (вулканизма и движений по разломам), а экзогенные факторы (процессы аккумулятивного выравнивания) играли и играют подчиненную роль, и, таким образом, главные элементы морфоструктуры дна являются унаследованными.

ОБЗОР ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На акватории Филиппинского моря проведен значительный объем геофизических и геологических работ (рис. 31, вкл.). Первые включали различные виды сейсмических исследований с использованием МПВ и ГСЗ и отраженных волн - НСП, а также сейсмологические, магнитометрические и гравиметрические наблюдения и измерения теплового потока (Katsumata, Sykes, 1969; Watanabe e.a., 1970; Shimamura e.a., 1975; Asada, Shimamura, 1976; Loudon, 1976; Sclater e.a., 1976; Segawa, Tomoda, 1976; Watts e.a., 1976).

Геологические наблюдения в Филиппинском море включали отбор донных отложений трубками и дночерпателями, драгирование выходов коренных пород и бурение с судна "Гломар Челленджер", проводившиеся в 6-м и 31-м рейсах (Initial Reports..., 1971, 1975), в течение которых здесь было пробурено десять скважин, семь из которых остановлены в базальтах вулканогенно-осадочного (второго) слоя, а три - в осадочно-вулканогенных отложениях и мергелях чехла. Наиболее низкие горизонты чехла вскрыты в скв. 290 и 295, где они представляют собой известняки, мергели и вулканогенные алевроиты и песчаники палеоцена.

Основные морфоструктурные элементы дна Филиппинского моря (рис. 32, вкл.) представлены плитами Сикоку, Паресе-Вела и Филиппинской и ограничивающими их геантиклинальными поднятиями. Со стороны талассократона Тихого океана ограничением служит система складчато-блоковых геантиклинальных поднятий: Идзу-Марианского и Яп. Плиты Паресе-Вела и Филиппинская разделяются складчато-блоковой системой геантиклинального поднятия Кюсю-Палау, а на западе и северо-западе структурными ограничениями региона служат складчатые системы Филиппино-Тайваньская и Рюкю-Хонсю. Эти морфоструктурные элементы характеризуются многопорядковой криптоструктурой, выявленной на основе анализа геолого-геофизических данных. За исключением северной части Идзу-Марианской складчато-блоковой системы, структурные элементы, ограничивающие регион Филиппинского моря, почти не прослеживаются в пределы акватории, и, таким образом, модели структуры и ее эволюции базируются главным образом на материалах геофизических исследований, подкрепляемых геологическими данными по результатам бурения и драгирования.

Структурно-формационные комплексы

По данным НСП-МОВ, МПВ-ГСЗ и глубоководного бурения (см. рис. 31), в верхней части земной коры Филиппинского моря выделяются фундамент (акустический фундамент) с v_p в кровле от 3,0 - 4,5 до 5,0 - 7,0 км/с и осадочный чехол с v_p от 1,5-1,6 до 2,3 км/с (Ludwig e.a., 1966, 1973b; Murauchi e.a., 1968; Hotta, 1970; Yoshii e.a., 1973; Murauchi, Asanuma, 1974; Initial Reports..., 1975).

Акустический фундамент в геантиклинальных поднятиях складчато-блоковых систем Бородино, Кюсю-Палау и Идзу-Марианской выступает и на дне моря и на островах (Палау, Яп, Гуам, Бонин, Идзу), что позволяет получить представление о его составе и возрасте. В пределах плит Филиппинской, Сикоку и Паресе-Вела, а также на поднятии Бенхэм и в северной части поднятия Кюсю-Палау кровля акустического фундамента достигнута скважинами, пройденными с судна "Гломар Челленджер" (Initial Reports..., 1971, 1975; Philippine Sea, 1978).

Драгирование выступов акустического фундамента на геантиклинальных поднятиях (Karig, Glassley, 1970; Karig, 1971b; Honda, Kitano, 1974; Shiki e.a., 1974; Mizuno e.a., 1975, 1975a; Shibata, Okuda, 1975; Shiki e.a., 1975; Остапенко, Нарыжный, 1976) показало, что этот фундамент сложен главным образом вулканитами базальтового и андезито-базальтового состава (эффузивами и туфами), а также интрузивным комплексом, представленным габбро, кварцевыми диоритами (тоналитами), гранодиоритами и гранитами. В хребте Дайто в фундаменте установлены зеленые сланцы и серпентиниты. В целом же акустический фундамент геантиклинальных поднятий представляет собой раздувы второго слоя океанической коры, на котором залегает надбазальтовая толща, состоящая из вулканитов среднего и основного состава, слагающая метадiorитовый слой, а в ряде районов геантиклинальных поднятий, по видимому, эмбрионально развит и гранитно-метаморфический слой. В верхней части акустического фундамента v_p здесь находятся в пределах 3,0-5,0 км/с (Ludwig e.a., 1966, 1973b; Murauchi e.a., 1968; Hotta, 1970).

По данным бурения (скв. 54, 290, 291, 293, 294 и 295), акустический фундамент плит Паресе-Вела и Филиппинской, как оказалось, представлен толстыми базальтами, metabазальтами и метагаббро (Initial Reports..., 1971, 1975). В кровле этого акустического фундамента v_p обычно выше, чем в фундаменте геантиклинальных поднятий, и находятся в пределах 4,6 - 7,0 км/с, что подтверждается и данными лабораторных измерений на образцах зерна при давлении в 0,4 кбар (Christensen e.a., 1975). Таким образом, в Филиппинском море выделяются два типа акустического фундамента: относительно высокоскоростной базальтовый комплекс в пределах плит и вулкан-

генно-интрузивный комплекс геоантиклинальных поднятий с относительно низкими скоростями.

Результаты бурения (Initial Reports..., 1971, 1975) и драгирования (Васильев, 1974а; Shiki e.a., 1974; Mizuno e.a., 1975) свидетельствуют о том, что осадочный чехол в пределах Филиппинского моря различается по составу для областей геоантиклинальных поднятий и плит.

На геоантиклинальных поднятиях, а также у подножия склона островов Хонсю-Сикоку и Лусон мощность осадочного чехла изменяется в довольно широких пределах, но обычно не превышает 1 - 2 км в интрагеоантиклинальных прогибах и в глубоководных желобах. Чехол здесь представлен турбидитным переслаиванием алевритов и песков с прослоями пепла, известковистых алевритов и илов, которые в нижней части разреза значительно уплотнены. В этой толще v_p ср. не превышает 2-2,5 км/с (Murauchi e.a., 1968; Hotta, 1970; Ludwig e.a., 1973b; Yoshii e.a., 1973), что подтверждается данными измерения скоростей на образцах, полученных в результате бурения. Чехол в осевых частях геоантиклинальных поднятий обычно сложен слабоконсолированными известковыми илами и известняками с прослоями пеплов, а вблизи подошвы и с прослоями пирокластики и кремней (Initial Reports..., 1971, 1975).

Осадочный чехол в пределах плит распространен спорадически, и мощность его на большей части Филиппинской плиты и плит Сикоку и Паресе-Вела составляет ~75-150 м и редко достигает 0,3-0,5 км. Чехол этот представлен коричневыми, железистыми пелагическими глинами с цеолитом и иногда алевритистыми глинами с прослоями радиоляриевых и известковистых илов в основании; v_p - 1,5-2,0 км/с. Скорость осадконакопления для чехла плит оценивается в 1,5-4,3 м/млн. лет по сравнению со скоростью 8,5-32,0 м/млн. лет для геоантиклинальных поднятий (Initial Reports..., 1971, 1975).

Стратиграфический диапазон отложений чехла на плитах Филиппинского моря - от палеоцена по голоцен включительно, а на геоантиклинальных поднятиях наиболее низкие горизонты чехла представлены эоценовыми известняками (Mizuno e.a., 1975, 1975a).

Возраст фундамента в пределах плит, по-видимому, - доэоценовый, вблизи геоантиклинальных поднятий - позднеолигоценовый-нижнемиоценовый (Ridley e.a., 1974), а на поднятии Бенхэм - позднеэоценовый-раннеолигоценовый (McKee, 1975). Таким образом, возраст акустического фундамента в осевых зонах геоантиклинальных поднятий находится в широких пределах: от верхне-меловых и верхнеплиоценовых интрузивных образований до четвертичных вулканитов.

Плиты

В Филиппинском регионе отчетливо выделяются как структурные элементы наиболее низкого порядка Филиппинская плита и плита Сикоку-Паресе-Вела (рис. 32, вкл.).

Филиппинская плита. Эта плита занимает западную часть акватории и ограничивается с запада складчатыми системами Рюкю-Хонсю и Филиппино-Тайваньской. На востоке ее ограничением служит складчато-блоковая система Кюсю-Палау. На севере Филиппинской плиты располагается складчато-блоковая система Бородино (Дайто), южным структурным элементом которой является горст-антиклинорий Оки-Дайто.

Внутренняя структура горст-антиклинория Оки-Дайто представляет собой три горст-антиклинальные зоны и разделяющие их грабен-синклинальные прогибы, которые, в свою очередь, состоят из структурных элементов более высокого порядка. Разломы, ограничивающие структурные элементы горст-антиклинория, являются нормальными сбросами. Возможно, что крайние южные выступы в горст-антиклинальных зонах увенчиваются вулканическими постройками.

Акустический фундамент, выступающий на поверхность дна в горст-антиклинории Оки-Дайто, судя по данным драгирования (Mizuno e.a., 1975), сло-

жен вулканитами среднего и основного состава, прорванными гранодиоритами. В верхней части фундамента (Murauchi e.a., 1968) v_p — около 3 — 3,5 км/с. Возраст фундамента неизвестен, но поскольку нижняя часть чехла относится к эоцену, геосинклинальный комплекс фундамента не моложе нижнего палеогена.

Мощность чехла в пределах этого горст-антиклинория 0,3 — 0,5 км, и он, судя по данным драгирования (Mizuno e.a., 1975), представляет собой пере-слаивание известковистых алевроитов, рифовых известняков с прослоями пирокластики и кремней; v_p ср., по-видимому, около 2—2,5 км (Murauchi e.a., 1968). Следует отметить, что только в осевой части северного горст-антиклинального поднятия накопилась относительно мощная (около 0,5 км) осадочная толща, тогда как на остальных горстовых выступах осадочный чехол весьма маломощный. Возможно, что это вызвано относительно быстрым опусканием южной части горст-антиклинория по сравнению с северной, погружение которой некоторое время сопровождалось компенсирующим рифогенным процессом, обусловившим формирование толщи чехла.

Грабен-синклинальная зона Оки-Дайто разделяет горст-антиклинории Оки-Дайто (на юге) и Дайто. Акустический фундамент в этой зоне не выступает на поверхность дна и, по-видимому, представляет собой комплекс вулканитов, аналогичный фундаменту на прилегающих горст-антиклинориях.

Мощность чехла в осевой части этой зоны достигает 0,8 км. Чехол здесь отчетливо разделяется на три толщи. Нижняя прослеживается на прилегающие поднятия, где она драгирована (Mizuno e.a., 1975) и, как оказалось, сложена известняками с эоценовыми нуммулитами в осевой части северной горст-антиклинальной зоны Оки-Дайто. Из залегающих выше отложений драгированы известняки с нижнеплиоценовой фауной. Таким образом, можно заключить, что в синклинальной зоне Оки-Дайто чехол включает отложения от эоценовых до голоценовых включительно и сложен главным образом известняками и известковистыми песчаниками; только его верхняя, по-видимому четвертичная, толща состоит из слабоконсолидированных известковистых глин.

В пределах горст-антиклинория Дайто акустический фундамент перекрыт маломощным (до 0,3 км) чехлом. Фундамент здесь представлен, если судить по данным драгирования на его склонах (Mizuno e.a., 1975), вулканогенными образованиями, но включает и метаморфические породы: кристаллические сланцы, серпентиниты и роговики. Однако основная масса драгированных пород состоит из андезитов и дацитов, а также их туфов. Трудно сделать заключение о возрасте этого фундамента, но поскольку он перекрывается той частью чехла, которая представлена эоценовыми известняками, то, по-видимому, можно считать, что в этот фундамент могут входить нижнепалеогеновые и более древние геосинклинальные образования.

Чехол в осевой части горст-антиклинория Дайто сложен рифогенными известняками, нижние горизонты которого относятся к верхнему эоцену (Васильев, 1974а). Он включает также неогеновые известняки и четвертичные известковистые илы, судя по скважине, пробуренной на о-ве Кита-Дайто на глубину 431 м и вскрывшей в забое нижнемиоценовые или верхнеолигоценые рифовые известняки (Hanzawa, 1938, 1940; Nugent, 1948; Ladd e.a., 1953). Мощности этого чехла в осевой зоне горст-антиклинория находится в пределах 0,1—0,5 км, а на значительных участках его склонов этот чехол отсутствует.

Северный склон горст-антиклинория Дайто интенсивно нарушен разломами так же, как и прилегающая к нему синклинальная зона, где в основании чехла, по-видимому, залегают тот же комплекс фундамента, что и в горст-антиклинории. Эта синклинальная зона выполнена чехлом мощностью до 1 км (в наиболее глубоких грабенах). Он отчетливо разделяется на две толщи. Нижняя толща, вероятно, также сложена эоценовыми известняками, так как она может быть прослежена на юг, где возраст ее подтвержден драгированием.

Осадочная толща мощностью до 1 км развита во впадине (Восточная Амами), расположенной севернее горст-антиклинория Дайто. О составе этого чех-

ла можно судить по разрезу скв. 296 (глубина 1087 м), расположенной на западном склоне складчато-блоковой системы Кюсю-Палау. Чехол здесь состоит из двух толщ: нижняя толща с v_p ср. 2,7 км/с представлена вулканогенными алевролитами, песчаниками, туфами, прослоями грубой пирокластики мощностью около 0,6 км и относится к олигоцену, а выше залегает толща с v_p от 2,0 до 1,5 км/с, сложенная переслаиванием известковистых глин, глинистых известковых илов с прослоями, часто глинистыми, мела и пеплов. Верхняя толща охватывает стратиграфический диапазон от верхнего олигоцену до плейстоцена. Скорость осадконакопления от 32 м/млн. лет (для верхних 0,2 км разреза) до 9 м/млн. лет (для остальной пробуренной части чехла; Initial Reports..., 1975).

Чехол на участке, прилегающем к скв. 296, также отчетливо разделяется на две толщи, которые, очевидно, могут быть сопоставлены с разрезом этой скважины. В таком случае верхняя, верхнеолигоцен-голоценовая часть чехла в прогибе Восточный Амами, вероятно, состоит из известковистых илов с прослоями мела и пепла, а нижняя толща, по-видимому, сложена глинами и алевритами с примесью вулканогенного материала, содержание которого уменьшается в направлении к центру прогиба.

Данных о составе фундамента для этой впадины нет, а судя по профилю МПВ в ее северной части (Murauchi e.a., 1973), чехол подстилается толщей мощностью около 1,5 км (слой 2А) с v_p 4,4 км/с, ниже которой выделяется толща с v_p 5,6 км/с (слой 2Б) мощностью около 1 - 1,2 км, и только еще ниже располагается верхняя часть слоя 3 с v_p 7,2 км/с. Таким образом, глубинная структура отвечает океаническому типу коры с несколько утолщенным вторым слоем. Вполне вероятно, что акустический фундамент здесь представлен основными вулканическими (базальтами), переслаивающимися с осадочными породами.

С горста Амами драгирован комплекс пород, состоящий из авгитового габбро, биотит-роговообманкового тоналита, биотит-роговообманкового гранодиорита, андезито-базальтов, андезитов и базальтов. Большинство из обломков обнаружено в ядрах марганцевых конкреций. Калий-аргоновый возраст для пород из этого комплекса $48,5 \pm 2,1$ млн. лет (измененные базальты), $69,2 \pm 2,0$ млн. лет (тоналит, по породе в целом) и $75,1 \pm 2,4$ млн. лет (по роговой обманке), $85,1 \pm 2,2$ млн. лет (измененный андезит). Для тоналита характерно низкое значение Sr^{87}/Sr^{86} , равное 0,7032. Здесь же драгированы известняки с эоценовыми нуммулитами (National Reports..., 1975; Shiki e.a., 1975). Таким образом, здесь установлен пока наиболее древний для Филиппинского моря верхнемеловой-нижнепалеогеновый комплекс фундамента, перекрытый эоценовыми известняками мощностью около 0,5 км (Mizuno e.a., 1975).

В целом породы, входящие в фундамент складчато-блоковой системы Бородино, составляют геосинклинальный, по-видимому дислоцированный, комплекс верхнемеловой-нижнепалеогеновой андезитовой формации. Эоценовые известняки и более молодые отложения образуют формацию рифогенных известняков.

Складчато-блоковая система Бородино, за исключением, по-видимому, горста Амами, структурно не связана ни со складчатой системой Рюкю, ни со складчато-блоковой системой Кюсю-Палау, судя не только по батиметрическим (Bathymetric Atlas... 1975), но и по магнитным и гравиметрическим данным (Mizuno e.a., 1975a; Segawa, Tomoda, 1976), и представляет собой в настоящее время систему геантиклинальных поднятий в состоянии миогеоантиклинального режима.

Южнее складчато-блоковой системы Бородино Филиппинская плита - это равнина аккумулятивного выравнивания за счет весьма медленного пелагического осадконакопления. Здесь выделяются отдельные вулканические постройки и холмы, объединяющиеся в горные цепи северо-западного простирания.

Акустический фундамент в этой части плиты достигнут скв. 290 (вулканическая брекчия), 291 (базальт), 293 (брекчия из габбро, анортозитового

габбро, метадиабазов, роговообманкового метагаббро), 294 и 295 (базальт) (Mountain e.a., 1975; Initial Reports..., 1975) и, таким образом, представляют собой комплекс основных вулканитов (толеитовых базальтов) с $Sr^{87} / Sr^{86} = 0,7035 - 0,7037$ (Meijer, 1975); v_p , измеренные при давлении 0,4 кбар в насыщенных водой образцах, составляют от 4,7 (базальт из скв. 294) до 7,0 км/с (габбро из скв. 293) (Christensen e.a., 1975). Судя по разрезам ГСЗ, акустический фундамент плиты представляет собой кровлю слоя. В прогибах между поднятиями фундамента базальты переслаиваются с осадочными прослоями в меняющихся соотношениях.

Возраст фундамента, по-видимому, палеоценовый или более древний, поскольку он перекрывается осадочным чехлом, нижняя часть которого относится к эоцену.

Мощность чехла на Филиппинской плите изменяется в пределах от 0,1 до 0,3 км. Этот чехол перекрывает и нивелирует довольно неровную поверхность акустического фундамента (второго слоя). В целом чехол состоит из коричневых, алевролитистых пелагических глин, v_p в которых, судя по измерениям на образцах, 1,5–1,8 км/с. Чехол обычно подразделяется на две толщи: верхнюю – мощностью около 0,1 км, сложенную глинами с примесью гетита и гематита (5 – 10%), и нижнюю – глины с окислами железа, цеолитами и марганцевыми микроконкрециями. Алевролитовый материал в обеих толщах (иногда его объем составляет до 5%) представлен тонкой пирокластикой. В скв. 290, 291, 293 установлены прослои известковистых илов, а в скв. 293 и дистальные турбидиты (Initial Reports..., 1975).

Чехол на Филиппинской плите накапливался в пелагических условиях главным образом ниже уровня карбонатной компенсации, по-видимому, с палеоцена со скоростью 1,5 – 4,3 м/млн. лет. (Initial Reports..., 1975), что обусловило однородную внутреннюю структуру толщи (акустическую прозрачность). Редкие же отражения, по-видимому, связаны с относительно более плотными прослоями глин (хардграунд) или же с прослоями, обогащенными пирокластикой.

Трудно объяснить условия формирования известняковых илов (скв. 290, 291 и 293), обнаруженных в основании чехла. Возможно, они связаны с повышением биологической продуктивности на отдельных участках акватории в палеогене или же с быстрыми опусканиями дна после формирования толщи наннопланктонных илов. В целом же на плите мощность чехла изменяется незначительно, что указывает на стабильные условия седиментации с палеогена по голоцен.

Чехол и фундамент плиты нарушены многочисленными разломами, которые, по-видимому, являются нормальными сбросами. С некоторыми из разломов связаны выступы акустического фундамента, по-видимому, представляющие собой вулканические постройки. Высокочастотное НСП (Mizuno e.a., 1975) указывает на движения по разлому Оки-Дайто в четвертичное время, судя по сбросовому уступу высотой около 40 м.

Краевые поднятия структурно связаны с глубоководными желобами Рюкю и Филиппинским, что выражается подъемом кровли фундамента под маломощным (0,1–0,4 км) осадочным чехлом, из-под которого выступают отдельные возвышенности, по-видимому, вулканические постройки. Сбросы в фундаменте краевого поднятия глубоководного желоба Рюкю, по данным магнитной и гравиметрической съемки для этого района (Mizuno e.a., 1975a), имеют генеральное северо-восточное простирание. Данные МПВ для краевых поднятий плиты (Murauchi e.a., 1968) и бурение (Initial Reports..., 1975) свидетельствуют о том, что фундамент здесь представлен базальтами (v_p 4,0–5,0 км/с) и перекрыт чехлом пелагических глин. На поднятии Бенхэм возраст базальтов 37,5 млн. лет (поздний эоцен – ранний олигоцен), их покрывает чехол из известковых илов и мела.

Мощность осадочной толщи в желобе Рюкю достигает 1 км (Wageman e.a., 1970; Ryuku..., 1976). Чехол и фундамент нарушены здесь нормальными сбросами, что свидетельствует о прогибании желоба в результате растяжения. Дан-

ные о Филиппинском желобе весьма скудные (Initial Reports..., 1975; Sclater e.a., 1976) и как будто бы указывают на незначительную мощность осадков в этом желобе.

Плита Сикоку. На севере плита Сикоку ограничена складчатой системой Хонсю, на западе — складчато-блоковой системой Кюсю-Палау, а на востоке — Идзу-Марианской складчато-блоковой системой. На юге, приблизительно на широте 23° , эта плита переходит в плиту Паресе-Вела. Горст-антиклинальной зоной Кинан плита Сикоку разделяется на восточную и западную части.

Акустический фундамент, судя по выступам, драгированным в зоне Кинан (National Report..., 1975), сложен измененными туфами оливиновых базальтов и пиллоу-базальтов. Этот фундамент имеет довольно неровную кровлю и перекрыт осадочным чехлом средней мощностью около 0,5 км. Фундамент погружается под южный склон японских островов, образуя основание почти компенсированного осадками глубоководного желоба Нанкай, мощность осадков в котором около 1 км (Hilde e.a., 1969; Okuda e.a., 1976).

На краевом поднятии желоба Нанкай расположена скв. 297, разрез которой только отчасти может быть соотнесен с чехлом на всей площади плиты. Фундамент здесь располагается на глубине 0,78 км. Судя по разрезу скв. 297, верхняя глинистая толща (известковистые и диатомовые илы и аргиллиты) составляет акустически прозрачный слой мощностью около 0,33 км, возрастной диапазон которого поздний плиоцен-поздний плейстоцен. Залегающая ниже толща с протяженными интенсивными отражениями представляет собой турбидитное переслаивание аргиллитов с песчаниками и алевролитами мощностью около 0,25 км.

Время образования толщи — поздний миоцен-ранний плиоцен. Нижняя акустически умеренно прозрачная толща ($v_p = 2$ км/с) сложена аргиллитами с прослоями пелла и относится к миоцену. За пределами поднятий, окружающих плиту, судя по разрезам НСП (Murauchi, Asanuma, 1974; Initial Reports..., 1975), толща с турбидитами, по-видимому, замещается глинами, поскольку отражения в ней становятся все более слабыми и исчезают к центру плиты.

Таким образом, если чехол плиты Сикоку охватывает неогеновые и, вероятно, лишь отчасти олигоценовые отложения, то фундамент ее, очевидно, имеет донеогеновый возраст. Магнитные данные (Kobayashi, Isezaki, 1976) свидетельствуют о том, что система погребенных и частично отражающихся в рельефе поднятий фундамента этой плиты представляет собой систему структурных элементов северо-западного простирания, согласующуюся с простиранием северной части поднятия Кюсю-Палау, но расположенных под углом к субмеридиональному простиранию северной части Идзу-Марианской складчато-блоковой системы.

Плита Паресе-Вела. На западе плита Паресе-Вела ограничивается геоантиклинальным поднятием Кюсю-Палау, а на востоке — Западно-Марианским поднятием. В центральной части плиты прослеживается геоантиклинальное поднятие Яп.

Акустический фундамент этой плиты (Fischer e.a., 1970; Ridley e.a., 1974) сложен, по-видимому, донеогеновыми толеитовыми базальтами, образующими, судя по данным МПВ (Murauchi e.a., 1968), кровлю второго слоя с v_p около 5 км/с. Эти базальты, вероятно, местами переслаиваются с осадочными породами. Базальтовый комплекс фундамента образует систему поднятий и прогибов северо-восточного простирания, согласующуюся с простиранием южной ветви поднятия Кюсю-Палау, часть из которых отчетливо выражена в рельефе дна в виде конусовидных возвышенностей, возможно, вулканических построек. Система, состоящая из не компенсированных осадками желобов, устанавливается вдоль восточного склона геоантиклинального поднятия Яп.

Довольно пересеченный рельеф кровли второго слоя океанической коры этой плиты перекрыт осадочным чехлом, мощность которого увеличивается к востоку, к Западно-Марианской дуге, до 0,5–0,6 км. На западе плиты, в области весьма пересеченного рельефа, мощность осадочного чехла, по-видимому, не превышает 0,1 км (Sclater e.a., 1976).

Осадочный чехол в центральной и западной частях плиты представлен коричневыми пелагическими глинами незначительной мощности, а в ее восточной части под коричневыми глинами в скв. 53 и 54 (Fischer e.a., 1970) залегает толща известковистых илов и известняков с прослоями вулканического пепла и туфов; здесь нижние горизонты чехла датируются ранним миоценом — поздним олигоценом. Следовательно, можно заключить, что фундамент плиты Паресе-Вела имеет главным образом донеогеновый возраст, хотя вполне вероятно, что отдельные вулканические постройки сложены более молодыми вулканитами.

Геоантиклинальные поднятия

Складчато-блоковая система Кюсю-Палау отделяет Филиппинскую плиту от плиты Сикоку-Паресе-Вела и протягивается от западной оконечности о-ва Новая Гвинея до о-ва Кюсю. Идзу-Марианская складчато-блоковая система отделяет плиту Сикоку-Паресе-Вела от Тихоокеанской. Складчато-блоковая система Яп-Кинан разделяет плиту Сикоку-Паресе-Вела на западную и восточную части. В целом складчато-блоковые системы представляют собой развивающиеся геоантиклинальные поднятия геосинклинальной области Филиппинского моря.

Складчато-блоковая система Кюсю-Палау. Эта складчатая система состоит (с юга на север) из горст-антиклинория Палау, горст-антиклинальной зоны Паресе-Вела и горст-антиклинория Северный Кюсю-Палау.

На островах Палау выступает комплекс основных и средних вулканитов (андезитов и андезито-базальтов) палеогенового и, возможно, допалеогенового возраста, перекрытый с несогласием плиоцен-четвертичными рифогенными известняками (Mason e.a., 1956).

В горст-антиклинальной зоне Паресе-Вела рифогенные известняки плиоцен-четвертичного возраста залегают на вулканитах, по-видимому, палеогенового возраста и более древних образованиях, судя по верхнеоценовым и нижнеолигоценным вулканогенным дистальным алевроитам, залегающим под коричневыми пелагическими глинами, а также по переотложенным поздне меловым пелагическим фораминиферам в нижнеплиоценовых отложениях (Initial Reports..., 1975).

Это указывает на существование островной суши с размывающимися комплексом вулканогенных пород, включающим верхнемеловые отложения, которая, по-видимому, существовала до плиоцена, поскольку здесь же обнаружены и переотложенные бентосные фораминиферы позднего плиоцена.

Комплекс фундамента горст-антиклинория Северный Кюсю-Палау представлен андезитами, базальтами и их туфами, а также гранодиоритами, кварцевыми диоритами и роговиками (Mizuno e.a., 1975; National Report..., 1975). Кварцевые диориты имеют калий-аргоновый возраст 38 млн. лет (граница эоцена и олигоцена; Shibata, Okuda, 1975) и даже, возможно, 3-14 млн. лет (Остапенко, Нарыжный, 1976). Sr^{87}/Sr^{86} в этих диоритах равно 0,7034 (Ishizaka, Yanagi, 1975), что свидетельствует об их мантийном происхождении. На флангах антиклинорий перекрыт чехлом известковистых илов и глин с прослоями мела и пирокластики мощностью около 0,5 км, возраст отложений чехла — поздний олигоцен-плейстоцен (скв. 296; Initial Reports..., 1975). В осевой зоне антиклинория развиты рифогенные известняки с позднеолигоценовыми и нижнемиоценовыми фораминиферами (National Report..., 1975), что свидетельствует о погружении этой зоны с позднего миоцена на глубины более 1000 м.

Нормальные сбросы по западному и восточному краям складчато-блоковой системы Кюсю-Палау обусловили формирование грабен-синклинальных прогибов, в целом свидетельствующих об условиях растяжения и опускания в пределах этой системы, которая, по-видимому, с плиоцена находится в состоянии миогеоантиклинального режима.

Складчато-блоковая система Яп. Система состоит из горст-антиклинория, связанного с ним глубоководного желоба и располагающейся севернее цепи поднятий и глубоководных желобов, прослеживающейся в пределы плиты Си-коку в виде горст-антиклинальной зоны Кинан.

В горст-антиклинории Яп (на о-ве Яп) в основании разреза залегает метаморфический комплекс (формация Яп) амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, сформировавшийся по толеитовым базальтам (Johnson e.a., 1960; Shiraki, 1971). Он, по-видимому, прорван интрузивным комплексом, состоящим из перидотитов, габбро, тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов, аплитов и гранитов, которые встречаются лишь в конгломератах и брекчиях нижней части формации Мэп — толщи андезитовых лав и их туфов, перекрывающей метаморфический комплекс. Вместе с галькой и валунами интрузивного комплекса обнаружен и окатанный материал метаморфического комплекса. Для верхней части формации Мэп доказан позднеолигоценый и миоценовый возраст (Ito e.a., 1972; Aoki e.a., 1976). Если же нижняя часть андезитового комплекса относится к верхнему эоцену, то не исключено, что метаморфический комплекс сформировался в позднем мелу — раннем палеогене. Выше формации Мэп залегают лишь рифогенные известняки плейстоцена — голоцена.

На севере складчато-блоковой системы Яп, в горст-антиклинальной зоне Кинан, фундамент представлен измененными туфами оливиновых базальтов и пиллоу-базальтов (National Report..., 1975), вероятно, домиоценового возраста.

Складчато-блоковая Идзу-Марианская система. Эта система состоит из Идзу-Бонинской (на севере) и Марианской геоантиклинальных систем. Идзу-Бонинская система включает в себя субмеридиональные горст-антиклинорийные (Ниси-Сичито, Идзу-Иводзима и Бонин) и разделяющие их грабен-синклинорийные зоны, довольно отчетливо выраженные в рельефе. Выпуклая к востоку Марианская система охватывает три горст-антиклинорийные зоны и разделяющие их грабен-синклинорийные прогибы.

В северной части этой складчато-блоковой системы наиболее древний геосинклинальный комплекс выступает в горст-антиклинории Бонин (острова Бонин), где он представлен андезитовыми лавами, брекчиями и туфами, переслаивающимися со средне-верхнеэоценовыми известняками. Калий-аргоновый возраст андезитов 30 и 40 млн. лет (олигоцен и эоцен — острова Чиси и Хахадзима соответственно; Kaneoka e.a., 1970). Андезитовый комплекс перекрыт здесь рифогенными известняками нижнего миоцена (поднятыми в настоящее время на 205–300 м над уровнем моря), на которых лежат более молодые вулканы (Karig, Moore, 1975).

На севере горст-антиклинорий Бонин сочленяется с антиклинальной зоной Босо, а на юге — с Восточно-Марианским горст-антиклинорием, где на Марианских островах наиболее низкие части разреза представлены андезитовыми и базальтовыми вулканидами и переслаивающимися с ними известняками верхнего эоцена-миоцена, выше которых залегает толща рифогенных плиоцен-четвертичных известняков (Cloud e.a., 1956; Dona e.a., 1960; Tracey e.a., 1964; Garrison e.a., 1974).

В осевой части Восточно-Марианского горст-антиклинория развит маломощный (до 0,5–1,0 км) чехол, который, судя по разрезу скв. 60 (Initial Reports..., 1971), представлен хорошо сортированными вулканогенными песчаниками и алеврититами с прослоями известковых илов и относится главным образом к миоцену.

Поскольку количество вулканогенного материала снизу вверх уменьшается, а в верхней части разреза встречены переотложенные плиоценовые фораминиферы (Karig, 1971), можно допустить, что вулканизм в осевой зоне горст-антиклинория прекратился к плиоцену, и позднее эта область поднялась до уровня моря.

Цепь вулканических построек, в основном подводных, действующих и потухших вулканов, расположенных по западному краю Восточно-Марианского горст-антиклинория (горст-антиклинальная зона Центрально-Марианская), про-

тягивается к северу и в районе группы островов Волкано соединяется с горст-антиклинальной вулканической зоной Идзу-Иводзима, продолжающейся в пределы о-ва Хонсю.

Вулканический комплекс зоны Идзу-Иводзима представлен главным образом андезитами и базальтами и в меньшей степени дацитами и риолитами, а изверженные породы – кварцевыми диоритами и габбро. Вулканизм здесь, по-видимому, начался в плиоцене, что подтверждается и калий-аргоновым возрастом пород из наиболее низких частей разреза вулканических построек (2,5 млн. лет – для андезитов зоны Идзу; Kaneoka *et al.*, 1970), и продолжается по настоящее время (Isshiki *et al.*, 1968; Karig, 1971; Honda, Kitano, 1974).

Данные о составе фундамента в осевой части горст-антиклинальной зоны Ниси-Сичито, расположенной на севере Идзу-Марианской системы, довольно скудные (Aoki, Iwabuchi, 1972; Shono, 1972) и указывают лишь на наличие здесь вулканитов андезитового состава. Поскольку структурным продолжением этой зоны на суше является горстовое поднятие Идзу на о-ве Хонсю (Haykawa, Iizuka, 1972), сложенное неогеновым андезитовым комплексом (Kurasawa, 1972), то можно предположить, что в осевой части антиклинальной зоны Ниси-Сичито на дно выступает неогеновая андезитовая формация. На юге эта зона затухает в пределах плиты Паресе-Вела.

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

Грабен-синклинальные не компенсированные осадонакоплением прогибы в пределах Идзу-Марианской складчато-блоковой системы имеют чехол, по-видимому, неоген-четвертичных осадочно-вулканогенных отложений мощностью от 0,5 км и менее в Марианском грабен-синклинорном прогибе до 2 км в грабен-синклинории Бонин. Первый представляет собой обширную депрессию с весьма пересеченным рельефом (Karig, 1971a; Initial Reports..., 1975), вероятно обусловленным активным вулканическим процессом, о чем свидетельствует высокий тепловой поток (Anderson, 1975).

Глубинное строение

Земная кора Филиппинского моря относится главным образом к океаническому типу, которым характеризуется земная кора плит Филиппинской, Сикоку и Паресе-Вела. Складчато-блоковым системам Бородино, Идзу-Марианской и в меньшей степени Кюмю-Палау соответствует кора субконтинентального типа.

Мощность земной коры на акватории моря изменяется в пределах от 5 до 15 км; плитам соответствует кора мощностью 5–6 км, поднятиям – 9–15 км (Murauchi *et al.*, 1968; Hotta, 1970; Ludwig *et al.*, 1973a, b; Yoshii *et al.*, 1973; Henry *et al.*, 1975).

В составе земной коры региона Филиппинского моря выделяются метабазальтовый, метадиоритовый и, вероятно, спорадически распространенный гранитно-метаморфический слой, а также осадочно-вулканогенный чехол (рис. 33–39).

Метабазальтовый слой океанической коры отчетливо разделяется на нижний (третий) и верхний (второй) слои. На разделе $M v_1$ составляют 8–8,5, в третьем слое – 6,5–7,0, а во втором – 4–6 км/с. Последний довольно отчетливо подразделяется на слои 2А и 2Б. Верхний из них (слой 2А),

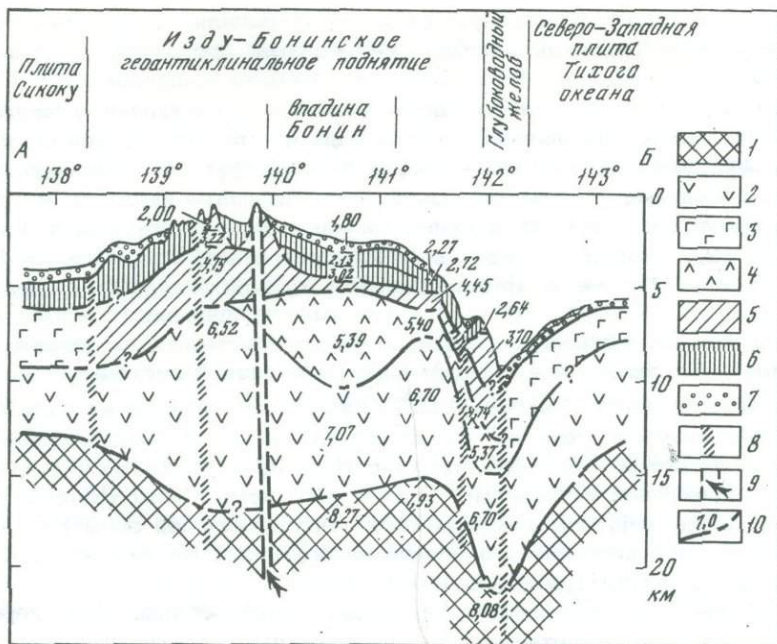


Рис. 33. Геологический разрез через северную часть геантиклинального поднятия Изу (местоположение см. на рис. 32). Составил Г.С.Гнибиденко по данным Х.Хотта (Hotta, 1970)

1 - верхняя мантия; слои: 2 - базальтовый (метабазальтовый), 3 - вулканогенно-осадочный (второй), 4 - метаандезитовый (диоритовый); 5 - осадочно-вулканогенный, геосинклиальный комплекс; осадочный слой, состоящий из толщ: 6 - пелагических глин, 7 - переслаивания турбидитов и вулканитов; 8 - зоны глубинных разломов; 9 - зоны транзита магмы из верхней мантии; 10 - значения v_p , км/с и границы слоев

по-видимому, представляет собой переслаивание базальтов с осадочными образованиями, а нижний (2Б) отличается от верхнего, вероятно, значительно меньшим количеством осадочных прослоев.

Судя по результатам бурения (Fountain e.a., 1975), третий слой океанической коры состоит из габбро, метагаббро и диабазов, метаморфизованных в фациях зеленых сланцев и амфиболитовой.

В метадиоритовом и осадочно-вулканогенном слоях складчато-блоковых поднятий v_p колеблется в довольно широких пределах, от 3,5 до 6 км/с, что, очевидно, связано с меняющейся от места к месту степенью метаморфизма пород и разбавлением изверженного комплекса осадочным и пирокластическим материалом, особенно в верхней части разреза.

Анализ сейсмичности этого региона (Katsumata, Sykes, 1969; Sato, 1970) свидетельствует о том, что землетрясения локализируются только по периферии региона Филиппинского моря, а в пределах Филиппинской плиты практически отсутствуют (Shimamura e.a., 1975) даже слабые толчки. Вместе с тем весьма дифференцированный тепловой поток на акватории Филиппинского моря, значения которого колеблются в пределах от 0,2 до 5,3 ЕТП (Watanabe e.a., 1970; Sclater e.a., 1976), а также относительно высокое положение (примерно на 40 км выше, чем под Тихим океаном) кровли менее плотного слоя (Segawa, Tomoda, 1976) пониженной скорости в этом регионе по сравнению с плитой Тихого океана (Abe Kanamori, 1970) указывают на значительно продвинувшуюся дифференциацию вещества верхней мантии и потенциальную возможность активных тектонических процессов.

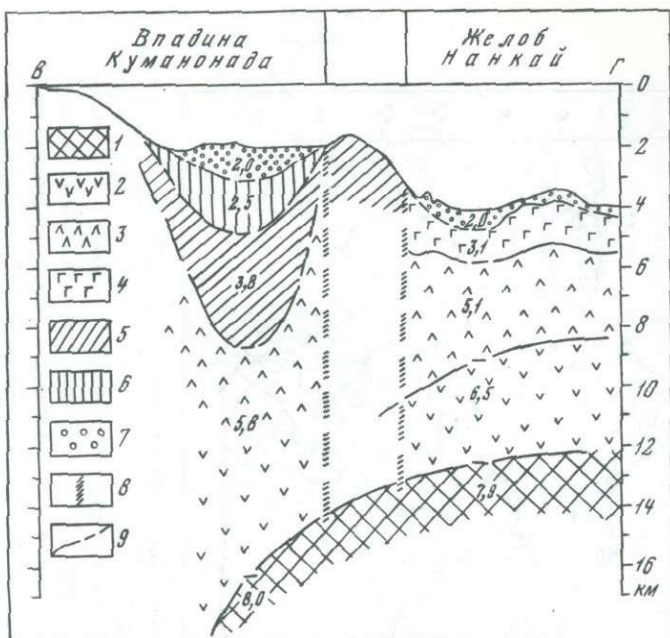


Рис. 34. Геологический разрез к юго-востоку от полуострова Кии (о-в Хонсю) (местоположение см. на рис. 32). Составил Г.С. Гнибиденко по данным С. Мураучи (Murouchi e.a., 1968)

1 - верхняя мантия; слои: 2 - базальтовый (метабазальтовый), 2-3 - вулканогенно-осадочный (второй); (3 - нижняя толща - преимущественно базальты и метабазальты, 4 - верхняя толща - переслаивание базальтов и пелагических отложений); 5 - деформированный неогеновый комплекс геосинклинальных отложений; слабо деформированный плиоцен-четвертичный чехол, сложенный турбидитным переслаиванием и прослоями вулканогенного материала; 6 - нижняя толща, 7 - верхняя, слабо консолидированная толща; 8 - зоны глубинных разломов; 9 - значения v_p , км/с и границы слоев

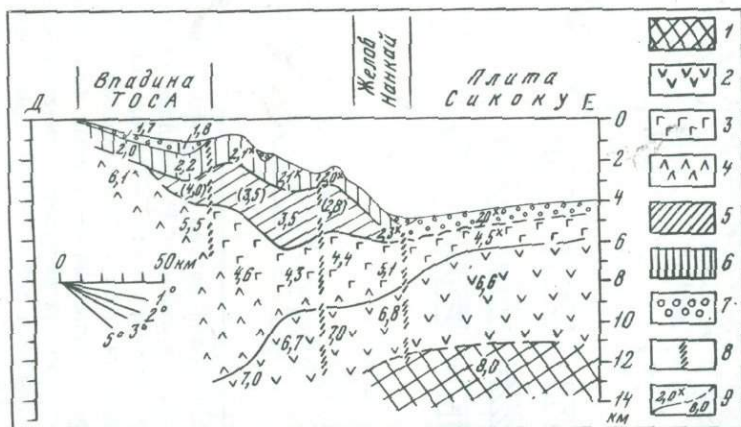


Рис. 35. Геологический разрез к юго-востоку от о-ва Сикоку (местоположение см. на рис. 32). Составил Г.С. Гнибиденко по данным Т. Иосии (Yoshii e.a., 1973).

1 - верхняя мантия; слои: 2 - базальтовый (метабазальтовый), 3 - вулканогенно-осадочный (второй), 4 - метаандезитовый (диоритовый); 5 - деформированный палеоген-неогеновый геосинклинальный комплекс; 6 - слабо деформированный миоцен-плиоценовый комплекс осадочных отложений; 7 - слабо консолидированные отложения чехла, плиоцен-четвертичные во впадине Тоса и миоцен-плиоценовые и четвертичные на прилегающей части плиты Сикоку; 8 - зоны глубинных разломов; 9 - значения v_p , км/с (со звездочкой - предполагаемые) и границы слоев

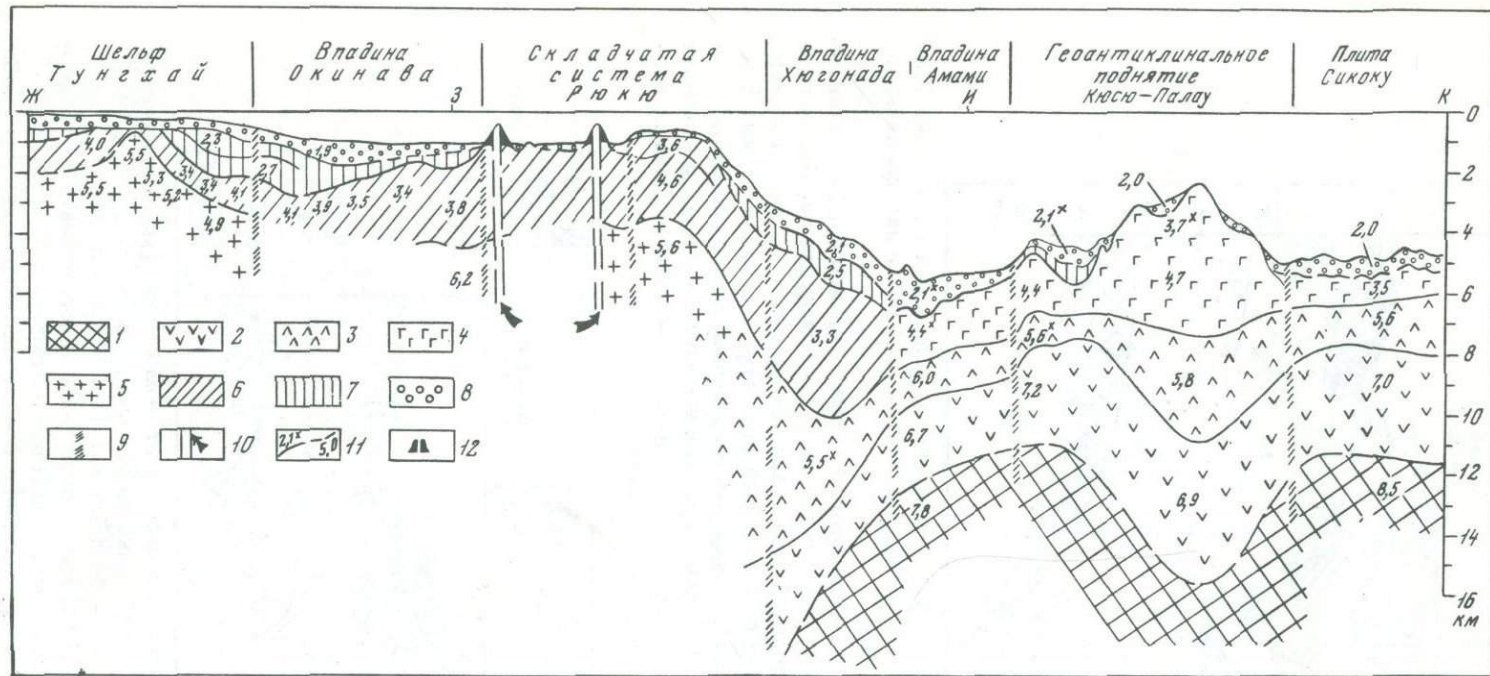


Рис. 36. Геологический разрез по профилю: шельф Тунгхай – плита Сикоку (местоположение см. на рис. 32). Составил Г.С.Гнибиденко по данным Р. Лейдена (Leyden e.a., 1973)

1 – верхняя мантия; слои: 2 – базальтовый (метабазальтовый), 3–4 – вулканогенно-осадочный (второй) (3 – нижняя толща, сложенная метаморфизованными базальтами и андезитами, 4 – верхняя толща, состоящая из основных и средних вулканитов с прослоями осадочных отложений), 5 – гранитно-метаморфический; 6 – деформированный комплекс геосинклинальных отложений мезозоя и палеогена; 7–8 – осадочный чехол на шельфе Тунгхай и во впадине Хигонада (7 – нижняя деформированная толща терригенных отложений верхнего палеогена и миоцена, 8 – верхняя толща относительно слабо консолидированных терригенных отложений плиоцен-плейстоцена), во впадине Амами чехол представлен турбидитами с прослоями вулканогенного материала, а на поднятии Кюсю-Палау и плите Сикоку – турбидитами и прослоями вулканогенного материала в верхней части чехла и пелагическими илами в его нижней части; 9 – зоны глубинных разломов; 10 – зоны транзита магмы из верхней мантии; 11 – значения v_p , км/с (со звездочкой – предполагаемые) и границы слоев; 12 – плиоцен-четвертичные вулканические постройки

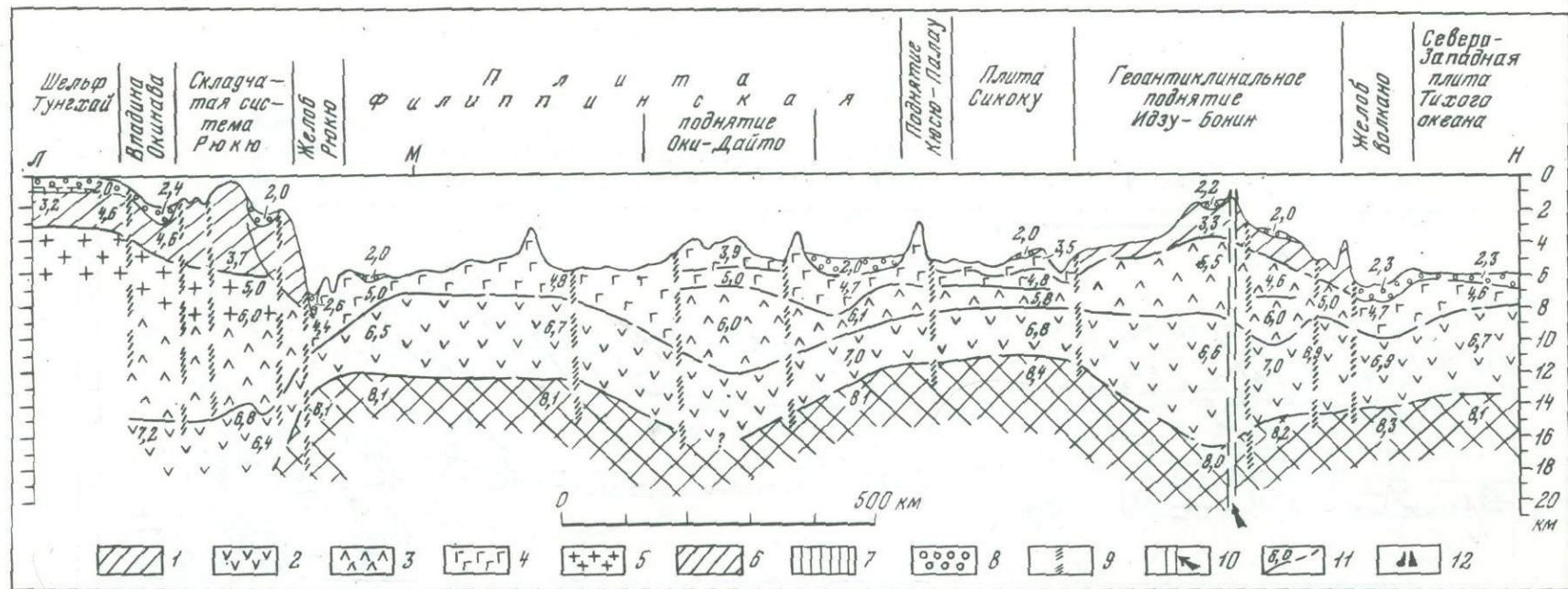


Рис. 37. Геологический разрез по профилю, шельф Тунгхай-Филиппинское море - Северо-Западная плита Тихого океана (местоположение см. на рис. 32). Составил Г.С. Гнибиденко по данным С. Мураучи (Murauchi e. a., 1968)

1 - верхняя мантия; слои: 2 - метабаазальтовый, 3-4 - вулканогенно-осадочный (второй) (3 - нижняя толща, сложенная метаморфизованными базальтами и андезитами, 4 - верхняя толща, состоящая из переслаивания базальтов, андезитов с их туфами и осадочными отложениями), 5 - гранитно-метаморфический; 6 - деформированный геосинклинальный комплекс в складчатых системах и геантиклинальных поднятиях; осадочный чехол: 7-8 - терригенные отложения на шельфе Тунгхай (7 - нижняя деформированная толща верхнего палеогена-миоцена, 8 - верхняя толща относительно слабо консолидированных отложений плиоцена-плейстоцена); на плитах Филиппинской и Сикоку чехол представлен пелагическими глинами, а стратиграфический диапазон чехла - палеоцен-голоцен; 9 - зоны глубинных разломов; 10 - зоны транзита магмы из верхней мантии; 11 - значения v_p , км/с и границы слоев; 12 - плиоцен-четвертичные вулканические постройки

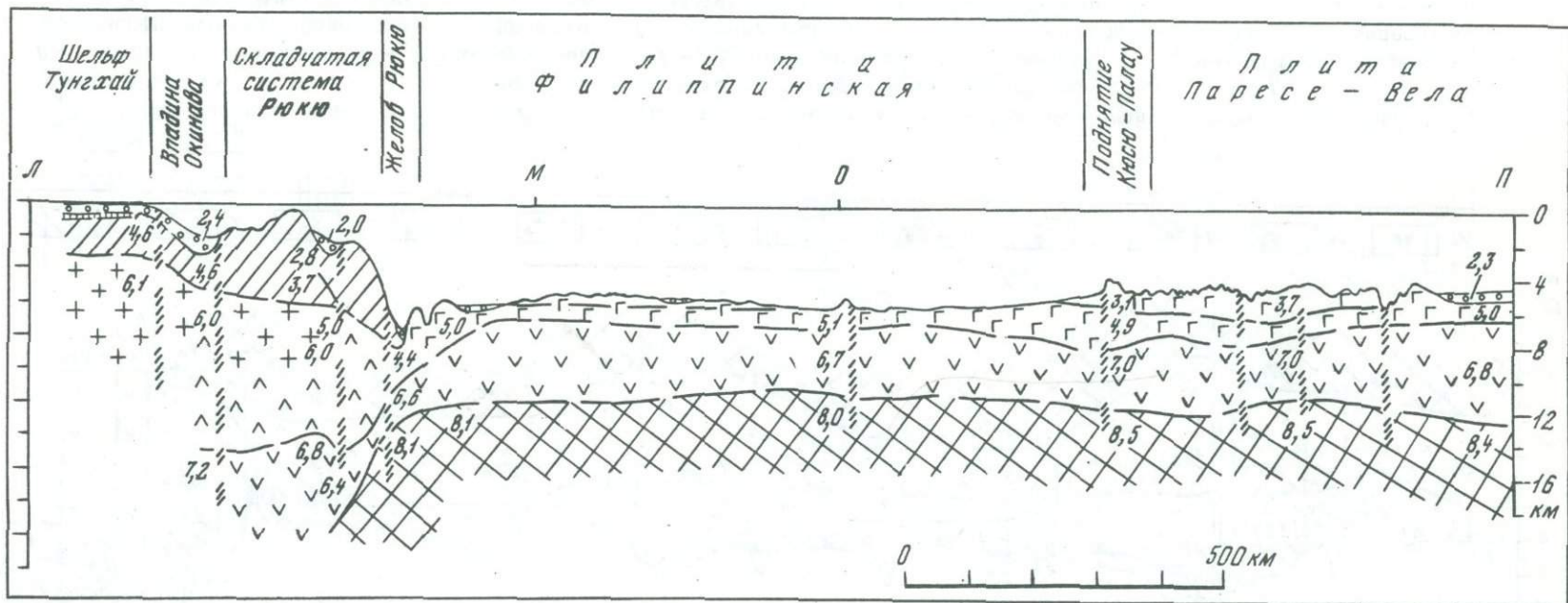


Рис. 38. Геологический разрез по профилю: шельф Тунгхай - плита Паресе-Вела (местоположение см. на рис. 32). Составил Г.С. Гнибиденко по данным С.Мураучи (Murauchi e.a., 1968)
Условные обозначения см. на рис. 37

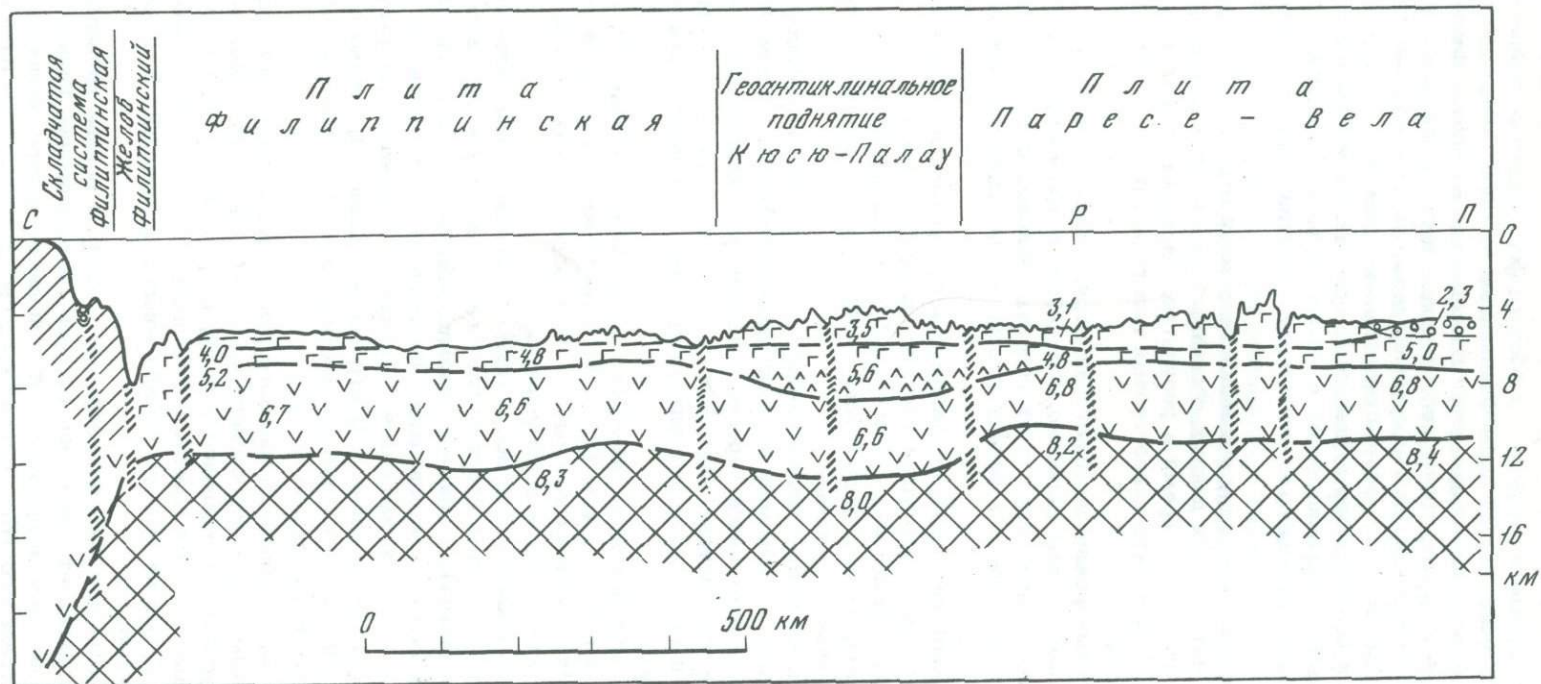


Рис. 39. Геологический разрез по профилю: складчатая система Филиппинская – плита Паресе-Вела (местоположение см. на рис. 32). Составил Г.С. Гнибиденко по данным С. Мураучи (Murauchi e. a., 1968)
Условные обозначения см. на рис. 37

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Приведенные данные о структуре и составе формационных комплексов для верхней части разреза земной коры Филиппинского моря указывают на то, что по крайней мере с палеоцена почти повсеместно на плитах Филиппинской, Сикоку и Паресе-Вела сохранялся пелагический, догеосинклинальный режим, характеризующийся невысокими скоростями осадконакопления 1,5–4,5 м/млн.лет. В отдельных районах плит этот относительно спокойный режим сопровождался вспышками базальтового вулканизма, приводившими к формированию вулканогенного рельефа, сохранявшегося в глубоководных условиях, несмотря на то, что большинство вулканов, по-видимому, затухали сразу же после эксплозивной стадии.

Поскольку земная кора плит Филиппинского моря относится к оканическому типу и пока нет никаких данных, указывающих на возможность формирования ее в допалеогеновое время в результате базификации континентальной коры, можно допустить, что палеогеновый пелагический режим унаследован с мелового времени.

Геосинклинальный режим на акватории моря существовал лишь в пределах складчато-блоковых систем Бородино, Кюсю-Палау, Кинан-Яп и Идзу-Марианской. Заложение многих зон в этих геосинклинальных системах относится к допалеогеновому времени, а к эоцену многие из них представляли уже зрелые геосинклинали.

Геосинклинальной системой, заложившейся в раннемеловое (и, возможно, в домеловое) время, есть основания считать складчато-блоковую систему Бородино, где верхнемеловой-нижнепалеогеновый комплекс представлял собой уже андезитовую формацию, а с эоцена здесь установились миогеоантиклинальный и миогеосинклинальный режимы.

Геосинклиналь на месте складчато-блоковой системы Кюсю-Палау, по-видимому, заложилась в раннемеловое (или домеловое) время на юге (зона Палау), и к плиоцену этот район перешел в стадию миогеоантиклинального режима. На севере эта система заложилась, вероятно, в раннем палеогене (или позднем мелу), и уже к позднему олигоцену здесь установился миогеоантиклинальный режим.

Геоантиклинальное поднятие Яп-Кинан заложилось, по-видимому, в раннепалеоген-меловое время на юге (зона Яп) и в донеогеновое время на севере (зона Кинан). Миогеоантиклинальный режим в зоне Яп установился, вероятно, в миоцене, а в зоне Кинан — в домиоценовое время.

Заложение геосинклинали на месте Идзу-Марианской складчато-блоковой системы следует относить к раннему палеогену-позднему мелу (зоны Бонин и Восточно-Марианская), а миогеоантиклинальный режим установился здесь в миоцене (зона Бонин) и в плиоцене (Восточно-Марианская зона). К миоцену вулканизм в системе сместился к западу и продолжается до настоящего времени в зонах Идзу-Иводзима и Центрально-Марианской, однако в Западно-Марианской зоне затух к позднему миоцену и с этого времени здесь установился миогеоантиклинальный режим.

Таким образом, регион Филиппинского моря, насколько можно судить по имеющимся данным, с допалеогенового времени представлял собой область с пелагическими условиями осадконакопления, в пределах которой в меловое (возможно, и домеловое) время возникли геосинклинальные системы, находящиеся в настоящее время на разных стадиях миогеосинклинального и эвгеосинклинального режимов.

Модель развития регионов Филиппинского моря на основе концепции тектоники плит предполагает для мелового времени расширение Филиппинской плиты в субмеридиональном направлении от отмершего центра расширения на месте разлома Центрального (Ben-Avraham *et al.*, 1972; Uyeda, Ben-Avraham, 1972; Karig *et al.*, 1973), при этом зона Кюсю-Палау служит трансформным разломом. Затем, в соответствии с этой моделью, Тихоокеанская плита движется с эоцена уже в северо-западном направлении, и в результате формируется вос-

точная часть земной коры этого региона уже по принципу вторичного расширения за зоной субдукции (Karig, 1975). Однако современную сейсмичность по периферии Филиппинского моря (Katsumata, Sykes, 1969) трудно согласовать с механизмом субдукции даже для настоящего времени. Это привело к заключению (Wu, 1972), что здесь имеет место особый случай самопогружения плиты в мантию по ее западному краю. По-видимому, легче отказаться от модели развития земной коры этого региона на базе концепции тектоники плит, нежели пытаться составить непротиворечивую схему ее эволюции на этой основе.

По-видимому, регион Филиппинского моря с мелового времени отчленился Идзу-Марианской геосинклинальной системой от Тихого океана, и с этого началась трансформация этого региона в геосинклинальную область, в настоящее время находящуюся на стадии обособления.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

ЗАЛОЖЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Возникновение и развитие геосинклинальных систем зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану обусловили формирование континентальной и субконтинентальной земной коры окраин континента (шельфов), обрамляющих островных дуг и подводных геоантиклинальных поднятий.

Приведенные в предыдущей главе данные свидетельствуют о том, что заложение геосинклинальных систем на большей части зоны перехода произошло в палеозое и докембрии. К настоящему времени (в целом для зоны перехода) здесь устанавливаются области структурного развития земной коры, которые можно соотнести как с геосинклинальными системами на разных стадиях развития, так и с квазиplatformенным и платформенным режимами.

Важное методологическое значение имеет альтернатива энсиматического или энсиалического заложения геосинклиналей в зоне перехода, поскольку энсиалическое заложение геосинклинальных систем связывается с деструктивными процессами деградации и распада сформировавшейся до этого сиалической коры.

Если геосинклинальные системы зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану являются энсиалическими, то следует ожидать, что:

а) обнаружатся реликты деградировавшей сиалической плиты, которые, очевидно, будут представлены докембрийскими метаморфическими комплексами, если плита была докембрийским кратоном;

б) в основании офиолитового комплекса эвгеосинклиналей возможен сиалический фундамент;

в) глубоководные впадины окраинных морей должны представлять собой новообразованные структурные элементы в случае деградации сиалической плиты в фанерозое;

г) во время такого события, как распад обширной сиалической плиты, происходили значительные палеогеографические перестройки.

Очевидно, что не так важны указания на время распада гипотетической сиалической плиты в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, как структурные и палеогеографические доказательства существования самого процесса распада.

Здесь не рассматриваются физико-химические проблемы, объясняющие деградацию и исчезновение слоя сиала, а лишь исследуется возможность такого процесса в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, постулируемая его многочисленными адептами (Белоусов, 1968; Парфенов, 1970; Родников, Хаин, 1971; Khain, Seslavinsky, 1973; Minato, 1973; Красный, 1974).

Анализ состава и структурной роли метаморфических комплексов, выступающих в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Гнибиденко, 1969а; Ghibidenko, 1970; Маракушев и др., 1971), позволяет заключить, что это — разновозрастные метаморфизованные эв- и миогеосинклинальные формации, выступающие или в массивах ранней консолидации, или в осевых зонах антиклинориев.

В последнем случае они залегают в основании стратиграфического разреза и по большей части представляют собой метаморфизованный офиолитовый комплекс. Таким образом, метаморфические комплексы в зоне перехода следует исключить из рассмотрения как возможные реликтовые остатки деградировавшего докембрийского кратона. Более молодых фанерозойских реликтовых блоков сиалической плиты здесь также не выявлено, и уже маловероятно их обнаружение на современной стадии изученности этого региона.

В пределах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану под офиолитовым комплексом не установлен сиалический (гранитно-метаморфический) фундамент, наличие которого можно было бы расценивать как доказательство энсиалического заложения эвгеосинклиналей. Имеющиеся данные ГСЗ (приведенные в предыдущей главе) не дают оснований для выделения сиалического фундамента ниже офиолитового комплекса.

Расценивая офиолитовый комплекс как энсиматическое основание геосинклинального разреза (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971), следует считать энсиматическим заложение известных выходов офиолитового комплекса в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Необходимо лишь иметь в виду, что интрагеоантиклинальные прогибы в большинстве случаев, безусловно, являются энсиалическими структурными элементами, поскольку они обычно образуются на уже сформировавшемся фундаменте из коры континентального или субконтинентального типа.

Структура и история формирования глубоководных впадин океанических морей (см. предыдущую главу) свидетельствуют о том, что эти впадины представляют собой реликтовые бассейны (Menard, 1967; Gribidenko, Sychev, 1972; Ludwig, 1974; Ludwig e.a., 1975; Sychev, Snegovskoy, 1976), сформировавшиеся в результате отчленения акватории впадин от Тихого океана барьерами геоантиклинальных поднятий островных дуг в мезозое и палеозое. С миоцена и по настоящее время впадины характеризуются интенсивным турбидитным осадконакоплением.

Следует отметить, что структурные элементы обрамления глубоководных впадин обычно согласуются с их контурами, а по краю обширных плит (шельфов), примыкающих к этим впадинам, установлены погребенные поднятия фундамента, представляющие собой, как это было показано (Burk, 1968), характерную особенность структуры континентальных окраин.

Таким образом, данные по геологии глубоководных впадин и их обрамлению противоречат представлениям о том, что на их месте существовала докембрийская или палеозойская сиалическая плита, которая была трансформирована в субокеаническую кору в результате деградации и исчезновения гранитно-метаморфического слоя путем его базификации и растворения в верхней мантии.

По-видимому, нет необходимости и в модели формирования глубоководных впадин в результате растяжения континентальной коры, вызванного подъемом астенолита от плавящейся в мантии океанической плиты, погружающейся со стороны Тихого океана (Karig, 1971; Matsuda, Uyeda, 1971; Pakham, Falvey, 1971), поскольку сам механизм такого погружения океанической плиты в верхнюю мантию представляется маловероятным (Mantura, 1972; Wesson, 1972; Belousov, 1974; Meyerhoff, Meyerhoff, 1974; Jeffreys, 1974; Люстих, 1975).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Палеогеографические реконструкции, выполненные ранее для зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Лю Хун-юн, 1962; Основы тектоники..., 1962; Matsumoto, 1967; Vassilkovsky, 1967; Геологическое развитие..., 1968; Khain, Seslavinsky, 1973; Смирнов, 1976), основывались главным образом на данных по геологии суши.

Приведенные ниже палеогеографические схемы (рис. 40) составлены с учетом информации, изложенной в описании структуры регионов окраинных морей.

Палеогеографический анализ для зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану приводит к выводу, что геосинклинальный режим здесь установился еще в раннем докембрии и к рубежу докембрий-палеозой уже сформировались платформы и массивы ранней консолидации, обрамляющиеся со стороны Тихого океана геосинклинальными системами на разной стадии развития.

Фанерозойский геосинклинальный режим для многих районов зоны перехода в основном был унаследован с докембрия, а главные элементы геосинклинальной структуры сформировались в конце мела-палеогене. Эпейрогенические и орогенические деформации и связанные с ними трансгрессии и регрессии в совокупности с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана (Hoshino, 1975) создавали сложную картину реального положения береговой линии и мостов суши в кайнозойе и мезозое.

Палеогеография для палеозоя, по-видимому, никогда не выйдет за рамки грубых схем распределения суши и моря в связи с тем, что многие страницы геологической летописи стерты в результате активных конструктивных процессов в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЖИМ

В соответствии с концепцией геосинклиналей (Gnibidenko, 1976) проведено районирование по типам и стадиям тектонического режима в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (рис. 41).

В кратонном режиме различаются два подтипа: платформенный и квазиплатформенный. Платформенный режим на стадии активизации в зоне перехода характерен лишь для восточной части Китайской платформы в пределах Желтого моря, квазиплатформенный для плит Дежнева, Охотской, Тунгхай и Сунда. Этот режим характеризуется значительной подвижностью блоков земной коры, обусловившей формирование системы тафrogenных впадин в пределах плит, выполненных комплексом кайнозойских отложений.

В состоянии геосинклинального режима в зоне перехода находится обширная область, включающая глубоководные впадины и окаймляющие их системы островных дуг. Глубоководные впадины, в основном, представляют собой районы миогеосинклинального турбидитного осадконакопления, а геантисинклинальные поднятия характеризуются эв- и миогеантисинклинальными режимами.

Некоторыми исследователями (Karig, 1971; Matsuda, Uyeda, 1971; Pakham, Falvey, 1971) геодинамика активной тихоокеанской окраины Азиатского континента рассматривается в рамках представлений "новой глобальной тектоники". Однако, структурная эволюция и геодинамический режим активной азиатской окраины не согласуются с основными постулатами этой теории, так как: 1 - в пределах земной коры и верхней мантии островных дуг и прилегающих глубоководных желобов устанавливаются локализованные объемы сжатия и расширения (Аверьянова, 1975), обуславливающие в верхней части земной коры мозаику из районов "нормального" и "обратного" сбросообразования, что не согласуется с моделью сжатия в островных дугах в результате субдукции океанической плиты; 2 - осадочный комплекс в глубоководных желобах недеформирован, а земная кора находится, главным образом, в условиях растяжения; 3 - модель движения плит для объяснения унаследованной структуры земной коры не может быть построена без предположения, что одна и та же плита движется одновременно в двух-трех направлениях, или что плиты должны совершать сложные и быстрые движения и повороты, которые свидетельствовали бы



Рис. 40. Палеогеографическая схема зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану для рубежей докембрий - ранний палеозой (а), палеозой - мезозой (б), мезозой - кайнозой (в). Составил Г.С.Гнибиденко

Праоконтинент: 1 - суша; 2 - эпиконтинентальное море; праязона перехода от континента к океану: 3 - области геосинклинального режима, 4 - области геосинклинального режима на стадии становления; 5 - Тихий праокеан; 6 - границы между районами

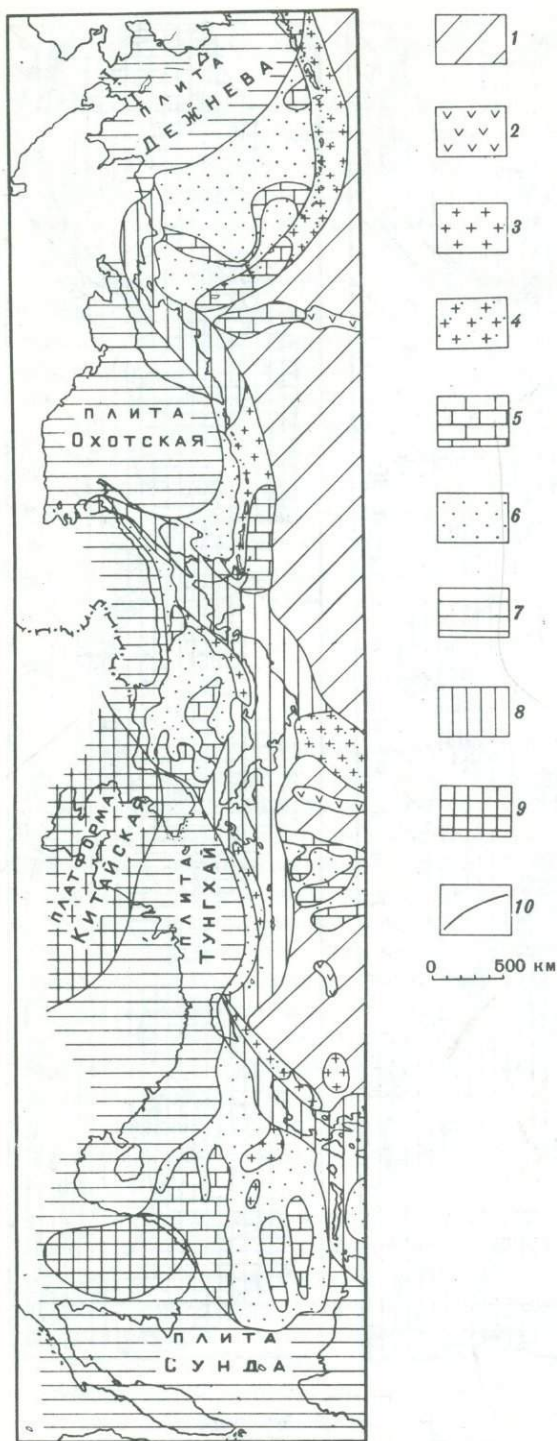


Рис. 41. Современный геодинамический режим в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Составил Г.С.Гнибиденко

Режим: 1 - догеосинклинальный, талассократонный, 2-7 - геосинклинальный, (2 - эвгеосинклинальный, стадия обособления); 3-6 - стадия становления (3 - эвгеоантиклинальный, 4 - эвгеосинклинальный, 5 - миогеоантиклинальный, 6 - миогеосинклинальный), 7 - орогенный, 8-9 - кратонный (8 - тафрогенный, квазиплатформенный, 9 - платформенный в стадии активизации); 10 - граница между районами

о быстрой перестройке системы конвекционных ячеек в мантии; 4 - в глубоководных впадинах окраинных морей нет вторичных спрединговых хребтов, от которых происходило бы их расширение. Таким образом, формирование основных черт структуры активной азиатской окраины обусловлено вертикальными движениями земной коры, тогда как горизонтальные движения ответственны за пликативные деформации и перемещения по разломам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования тектоники зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану основывались на системном подходе, в рамках которого земная кора рассматривается как целостная система с иерархической структурой. Основные элементы континентальной и субконтинентальной земной коры сформировались в результате трансформации океанической коры в континентальную кору в геосинклинальных системах.

Геосинклинальный процесс протекал в прошлом и реализуется в настоящее время в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Беринговом, Охотском, Японском, Желтом, Восточно-Китайском, Южно-Китайском и Филиппинском морях. Сформировавшаяся в геосинклинальный этап развития структура земной коры инвариантна по отношению к более поздним преобразованиям в квазикратонный и кратонный этапы и распознается в крипоструктуре фундамента. Инвариантность геосинклинальной структуры позволяет составить ретроспективную модель структурной эволюции земной коры.

В соответствии с принципом униформизма (Challinor, 1968) и системным подходом для зоны перехода от Азиатского континента составлена схема современных геодинамических режимов, представляющая собой corteж состояний земной коры в регионах окраинных морей, который можно соотнести с общей ретроспективной последовательностью ее структурной эволюции. Такая процедура необходима для альтернативного объяснения направленности структурной эволюции земной коры в зоне перехода: происходит ли здесь трансформация океанической коры в континентальный тип (континентализация) или идет деградация континентальной коры и преобразование ее в океанический тип (океанизация).

Упомянутый corteж геодинамических (геосинклинальных) режимов для глубоководных впадин окраинных морей и прилегающих к ним геоантиклинальных поднятий островных дуг составляют: Филиппинское море — стадия обособления; Берингово, Охотское, Японское и Южно-Китайское моря — стадия становления; Желтое и Восточно-Китайское моря — стадия орогенеза.

Для обширных шельфов в пределах окраинных морей, представляющих собой эпимезозойские платформы (плиты), также можно составить последовательность геодинамических (кратонных) режимов: квазикратонное состояние — плиты Дежнева, Охотская, Тунгхай; вполнекратонное состояние — плита Сунда и Китайская платформа. Последняя характеризуется режимом активизации.

Соотнеся современные режимы регионов окраинных морей с ретроспективной последовательностью структурной эволюции земной коры в фанерозое, можно заключить, что геосинклинальный процесс, сформировавший фундамент эпимезозойских плит Дежнева, Охотской, Тунгхай и Сунда, сместился в сторону Тихого океана. Это привело к обособлению глубоководных впадин акватории окраинных морей, находящихся на различных стадиях геосинклинального развития: от стадий обособления (Филиппинское море) и становления (впадины Беринговоморская, Охотоморская, Япономорская и Южно-Китайского моря) до стадии орогенеза (впадина Окинава).

Таким образом, с докембрийского времени зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану характеризовалась конструктивным геосинклинальным режимом, в результате которого происходила трансформация океанической коры в континентальную и увеличение в целом площади Азиатского континента.

ABSTRACT

The system approach in terms of which the Earth's crust is considered as a single system with a hierarchic structure is a methodological base of the tectonic investigations carried out in the Asia-to-Pacific transition zone. In the geosynclinal systems the basic elements of both continental and sub-continental crust have been formed as a result of transformation of the oceanic crust into the continental one.

The geosynclinal process has been taking place in the Asia-to-Pacific transition zone in Bering, Okhotsk, Japan, Yellow, East-China, South-China and Philippine Seas. Crustal structure which has been formed during the geosynclinal stage of the crustal evolution is invariant regarding the later transformations taking place during quazi-craton and craton stages and is it can be revealed in the cryprostructure of the basement. The invariance of the geosynclinal structure allows to construct a retro-spective model of the crustal evolution.

According to the principle of uniformism (Challinor, 1968) and the system approach for the Asia-to-Pacific transition zone a scheme of recent geodynamic regimes has been compiled. This scheme is a cortège of the crustal behaviour within the regions of marginal seas and can be correlated with the general retrospective sequence of crustal evolution. Such a procedure is necessary for the alternative explanation of the directivity of the crustal structure evolution in the transition zone, i.e. whether the oceanic crust is transformed here into the continental one or whether there occurs the continental crust degradation and transformation into the oceanic one.

Philippine Sea (the stage of isolation), Bering, Okhotsk, Japan and South-China Seas (the stage of becoming); Yellow and East-China Seas (stage of orogenesis) are represented by the above mentioned cortège of geodynamic (Geosynclinal) regimes for deep-sea basins of marginal seas and the adjacent geosynclinal uplifts of island arcs.

For the vast shelves of marginal seas being Epi-Mesozoic platforms it's possible to make a cortège of geodynamic (craton) regimes: quasi-craton state – Dezhnev, Okhotsk, Tunghai platforms; quitè-craton state – Sunda and China platforms.

Correlating the recent regimes of marginal seas with the retrospective sequence of crustal structure evolution in Phanerozoic time one can conclude that the geosynclinal process building up the basement of Epi-Mesozoic Dezhnev, Okhotsk and Tunghai platforms has shifted towards the Pacific. This has led to the isolation of the deep-sea basins of marginal seas which are at the different stages of the geosynclinal development beginning with the stages of isolation (Philippine Sea) and becoming (deep-sea basins of Bering, Okhotsk, Japan, and South-China Seas) up to the stage of orogenesis (Okinawa trough).

Thus, since Pre-Cambrian time the Asia-to-Pacific transition zone is characterized by a constructive geosynclinal regime resulted from the transformation of the oceanic crust into the continental one and as a whole in increasing of the Asiatic continent area.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В.Н. Сейсмологическое описание процессов в верхней мантии на северо-западе Тихого океана. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 33, с. 229–244.
- Аверьянова В.Н. Глубинная сейсмоструктура островных дуг (северо-запад Тихого океана). М., 1975, 219 с.
- Агапитов Д.И., Иванов В.В., Крайнов В.Г. Новые данные по геологии и перспективам нефтегазоносности Анадырской впадины. — Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1973, вып. 49, с. 23–39.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 60–72.
- Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника дна северной части Охотского моря. — ДАН СССР, 1975, т. 220, № 4, с. 903–905.
- Алексейчик С.Н. Схема тектонического районирования Сахалина. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 5, с. 36–45.
- Алексейчик С.Н., Евдокимова Т.И., Ковальчук В.С. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Сахалина. Л., 1975. 183 с.
- Альперович И.М., Чернявский Г.А. Мощность осадочных отложений Северного Сахалина по данным магнитотеллурических зондирований. — Геол. нефти и газа, 1973, № 6, с. 55–59.
- Андреева И.Б., Удинцев Г.Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на "Витязе". — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 10, с. 3–20.
- Апрелков С.Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 47–61.
- Аргентов В.В., Гибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М., 1976. 100 с.
- Аргентов В.В., Оспанов О.Б., Попов А.А. Структура земной коры юго-западного Приморья. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1970, вып. 25, с. 71–78.
- Архангельский А.Д. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 1, с. 25–40.
- Архипов И.В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. — Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 113, с. 88–136.
- Балакина Л.М. Алеутские землетрясения 1957 и 1965 гг. — Изв. АН СССР. Сер. Физ. Земли, 1974, № 6, с. 12–28.
- Бевз В.Е., Смирнов И.Г., Королева Т.П. О геологическом строении островов Большой Курильской гряды. — Изв. Сахалинск. отд. Геогр. об-ва СССР, 1971, вып. 2, с. 83–101.
- Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря. — Труды ИО АН СССР, 1960, т. 32, с. 15–95.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., 1968. 256 с.
- Белоусов В.В., Косминская И.П. Строение и развитие переходных зон между материками и океанами. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., 1970, с. 7–24.
- Белый В.Ф., Ефимов А.Ф., Корольков В.Г. К стратиграфии верхнего мела восточной части Ульинского прогиба. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан, 1972, с. 275–278.
- Белый В.Ф., Иванов В.В., Николаевский А.А. и др. Складчатые системы Корякского нагорья. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, 1976, с. 149–164.
- Белый В.Ф., Котляр И.Н. Новые данные по геологии западной части полуострова Пьягина. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан, 1975, с. 74–85.
- Бельтенов Е.Б., Лебедев Е.Л. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья. — ДАН СССР, 1968, т. 182, № 2, с. 407–410.
- Беляев И.В., Бронштейн Б.М., Костылев Е.Н. и др. Глубинное строение

- Анадырского нефтегазоносного бассейна по геофизическим данным. — Геол. и геофиз., 1970, № 5, с. 113–118.
- Беляев И.В., Корсаков О.Д., Чиков Б.М., Юнов А.Ю. Тектоническое районирование залива Шелихова и прилегающих районов (по геофизическим данным). — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 5, с. 1149–1152.
- Беммелен Р.В. Геология Индонезии. Пер. с англ. М., 1957. 394 с.
- Береснев А.Ф., Ковылин В.М. Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 5, с. 17–22.
- Береснев А.Ф., Ковылин В.М. Рельеф фундамента и мощности донных отложений в центральной части Японского моря. — Океанология, 1970а, т. 10, вып. 1, с. 113–116.
- Береснев А.Ф., Ковылин В.М. Строение земной коры в Японском море, в области материкового склона Южного Приморья и Северо-Восточной Кореи. — Труды ИО АН СССР, 1970б, т. 87, с. 168–173.
- Береснев А.Ф., Ковылин В.М., Шаяхметов Р.Б. Строение осадочной толщи на возвышенности Ямато и прилегающей части Японского моря по сейсмическим данным. — Океанология, 1972, т. 12, вып. 4, с. 625–630.
- Берсенев И.И. История геологического развития Приморского края и Японского моря в мезозое и кайнозое. Автореф. докт. дисс. М., 1970. 48 с.
- Берсенев И.И., Липкин Ю.С., Липкина М.И., Пущин И.К. Геологическое строение материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 55–68.
- Берсенев И.И., Марков Ю.Д., Усольцев А.К., Шевалдин Ю.В. Новые данные о геологическом строении района архипелага Саксима (Восточно-Китайское и Филиппинское моря). — В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975, с. 153–161.
- Берталанфи Л. фон. Общая теория систем — обзор проблем и результатов. — В кн.: Системные исследования. Ежегодник, 1969, с. 30–54.
- Биккенина С.К. Особенности скоростного разреза Сахалина и прилегающих морей. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 20, с. 89–96.
- Биккенина С.К., Трескова Ю.А. О сейсмических волнах и некоторых особенностях разреза земной коры центральной части о. Сахалин. — Труды СахКНИИ СОАН СССР, 1970, вып. 24, с. 168–173.
- Блауберг И.В., Садовский В.Н., Юдин Э.Г. Системные исследования и общая теория систем. — В кн.: Системные исследования. Ежегодник, 1969, с. 7–29.
- Богданов А.А., Кинг Ф.Б., Муратов М.В. и др. Проект создания первой международной тектонической карты Земли. — В кн.: Тектонические карты континентов. М., 1967, с. 175–182.
- Богданов Н.А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья. — ДАН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 607–610.
- Боголепов К.В., Чиков Б.М. Структурные провинции ложа океанов и принципы их выделения. — Геол. и геофиз., 1972, № 12, с. 23–36.
- Борукаев Ч.Б., Парфенов Л.М. Заметки о тектоническом районировании. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., 1972, с. 43–62.
- Васильев Б.И. О геологическом строении Тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды. — ДАН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1437–1440.
- Васильев Б.И. Новые данные о геологическом строении подводных возвышенностей Амами и Бородино в Филиппинском море. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974а, с. 122–127.
- Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М., 1975. 99 с.
- Васильев Б.И., Карп Б.Я., Шевалдин Ю.В. и др. Некоторые результаты геофизических исследований возвышенности Ямато в 47-м рейсе научно-исследовательского судна "Витязь". — В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972, с. 30–36.
- Васильев Б.И., Марков Ю.Д., Царько Е.И., Демидова Т.И. О геологическом строении континентального склона залива Петра Великого (Японское море). — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 49–57.
- Васильев Б.И., Туезов И.К., Егорова М.Г. и др. Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины. — Сов. геол., 1975а, № 10, с. 59–71.
- Васильковский Н.П., Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И. Вулканические комплексы в Японском море. — III Советско-японский симпозиум по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

- Тезисы докладов. Вып. 2. Новоалександровск, 1976, с. 24.
- Васильковский Н.П., Ковылин В.М. Геология и геофизика дна Японского моря. — Океанол. исслед., 1973, № 23, с. 8–22.
- Васильковский Н.П., Удинцев Г.Б., Карп Б.Я., Моуравова Е.А. Японское море — реликт океана. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 33, с. 70–77.
- Вашилов Ю.А., Гайнанов А.Г. О природе гравитационных аномалий зоны Курильской островной дуги. — Морские гравитметрические исслед., 1970, вып. 5, с. 28–31.
- Вебер В.Т. О геологическом строении Нижнего Приамурья по результатам аэромагнитной съемки. — Геол. и геофиз., 1970, № 12, с. 101–102.
- Вельдяков Ф.Ф., Иванов В.А., Песков Е.Г., Рябов А.В. Основные особенности тектоники и истории развития Охотского массива. — В кн.: Тектоника Сибири, Т. 4. М., 1970, с. 82–91.
- Верба М.Л., Ермаков Б.В. Тектоническое районирование северо-западной части шельфа Берингова моря и прилегающих побережий. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 101–110.
- Воробьев В.М. Результаты гидромагнитной съемки акваторий, прилегающих к западной части Алеутской островной дуги. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1970, вып. 24, с. 138–146.
- Вотах О.А. Принцип тектонического районирования по возрасту главной складчатости, глобальная тектоника и основа общей теории строения Земли. — Геол. и геофиз., 1973, № 9, с. 3–14.
- Врублевский А.А., Пйлацкий В.Э. Складчатые и разрывные нарушения северной части нижнего Приамурья. — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 100–111.
- Гавриков С.И. К истории геологического развития Охотского массива. — Сов. геол., 1965, № 2, с. 71–81.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, 1973, 152 с.
- Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Строев П.А., Ушаков С.А. Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги. — Морские гравитметрические исслед., 1970, вып. 5, с. 32–40.
- Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Строев П.А., Ушаков С.А. Изостазия и структура коры Охотского региона. — Геофиз. бюл., 1971, № 22, с. 37–43.
- Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Строев П.А., Ушаков С.А. Изостазия и глубинное строение коры Японского моря. — Океанол. исслед., 1973, № 23, с. 51–59.
- Гайнанов А.Г., Косминская И.П., Строев П.А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря. — Изв. АН СССР, Сер. Физ. Земли, 1968, № 8, с. 3–11.
- Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, 1974, 108 с.
- Гарнышев И.К., Биккенина С.К. Региональные сейсмические исследования в северной части о. Сахалин. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 20, с. 97–106.
- Гатинский Ю.Г., Рассказов Ю.П., Исаев Е.Н. и др. Структурные элементы территории Демократической Республики Вьетнам. — Сов. геол., 1973, № 9, с. 95–110.
- Геодекия А.А., Удинцев Г.Б., Баранов Б.В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря. — Сов. геол., 1976, № 6, с. 12–31.
- Геодекия А.А., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Троицк В.Я. Геолого-геофизические и геохимические исследования в Охотском море. — Сов. геол., 1974, № 1, с. 43–52.
- Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, 1967, 515 с.
- Геологическое развитие Японских островов. Пер. с англ. М., 1968, 719 с.
- Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М., 1966. 308 с.
- Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л., 1967. 292 с.
- Геология Кореи. М., 1964. 264 с.
- Геология СССР, Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М., 1964. 734 с.
- Геология СССР, Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. М., 1966. 736 с.
- Геология СССР, Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М., 1969. 696 с.
- Геология СССР, Т. 30. Северо-Восток СССР. Кн. 1 и 2. М., 1970. 548 и 536 с.
- Геология СССР, Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание. М., 1970. 431 с.
- Гершанович Д.Е. Рельеф и современные осадки берингоморского шельфа. — Труды ВНИРО, 1962, т. 46, с. 164–185.
- Гершанович Д.Е., Котенев Б.Н. Океанологические исследования э/с "Жемчуг" в зоне материкового склона. — Океанология, 1964, № 4, с. 729–731.

- Гершанович Д.Е., Нейман А.А. Донные отложения и донная фауна Восточно-Китайского моря. — Океанология, 1964, вып. 6, № 4, с. 1089–1095.
- Гильше А.В. Колебания уровня моря в плейстоцене и голоцене. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли. Современные представления теории, методы исследований. Пер. с англ. и франц. М., 1974, с. 186–221.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., 1971, 286 с.
- Глуховский М.З., Ставцев А.Л., Коган В.С. Тектоника и магматизм Восточно-Охотской области. — Геотектоника, 1972, № 4, с. 76–89.
- Гнибиденко Г.С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., 1969а. 136 с.
- Гнибиденко Г.С. К тектонике Охотского массива ранней консолидации. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток, 1969б, с. 73–81.
- Гнибиденко Г.С. Тектоника дна Берингова моря. — Геотектоника, 1973, № 4, с. 94–108.
- Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря. — ДАН АН СССР, 1976, т. 229, № 1, с. 163–165.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г. О структурном положении метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток, 1969, с. 65–71.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Японского моря. М., ВНИИЦ, Б 464836, 1975, 171 с.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Занюков В.Н. Новые данные по геологии южной части Олюторского полуострова (Корякское нагорье). — Геол. и геофиз., 1975, № 5, с. 130–133.
- Гнибиденко Г.С., Геодекян А.А., Удинцев Г.Б. и др. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Охотского моря. М., ВНИИЦ, № Б 397185, 1975а, 232 с.
- Гнибиденко Г.С., Ильев А.Я. О составе, возрасте и скоростях сейсмических волн "акустического" фундамента в центральной части Охотского моря. — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 431–434.
- Гнибиденко Г.С., Розенблюм И.С. К вопросу о докембрии на северо-востоке Корякского нагорья. — ДАН СССР, 1966, т. 167, № 4, с. 881–883.
- Гнибиденко Г.С., Сайто К., Зассу С., Озима М. О возрасте и происхождении пород фундамента острова Сахалин. — В кн.: Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. Южно-Сахалинск, 1975б, с. 93–103.
- Гнибиденко Г.С., Снеговской С.С. Структурная связь Сахалина и Хоккайдо. — ДАН СССР, 1975, т. 224, № 6, с. 1391–1394.
- Гнибиденко Г.С., Шашкин К.С. О возрасте метаморфических пород Аянского района (юго-восточный склон хребта Джугджур). — Геол. и геофиз., 1969, № 7, с. 110–115.
- Гольденберг В.И. Стратиграфия среднепалеозойских отложений западного побережья Охотского моря в районе Аяна. — Сов. геол., 1968, № 11, с. 37–46.
- Гольденберг В.И. Ордовик района Аяна (Хабаровский край). — Изв. вузов. Геол. и разв., 1970, № 9, с. 37–41.
- Городницкий А.М., Донец Е.Г., Мельнички В.Е. Геолого-геофизические исследования в северо-восточной части Пенжинской губы. — Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, 1970, вып. 18, с. 96–100.
- Горохов С.И., Караулов В.Б. К стратиграфии палеозойских отложений Тугурского полуострова и смежных районов Западного Приохотья. — Сб. статей по геол. и гидрогеол., 1969, вып. 7, с. 25–36.
- Грабков В.К., Павлов Ю.А. Новейшие движения и изостатическое состояние земной коры в районе Курильской островной дуги. — ДАН СССР, 1972, т. 203, с. 650–653.
- Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М., 1968. 187 с.
- Гринберг Г.А., Шкодзинский В.С. Сопоставление метаморфических комплексов Охотского и Тайгоносского массивов. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., 1973, с. 213–219.
- Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. К методике составления тектонических карт платформенных нефтегазоносных областей. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., 1972, с. 34–38.
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. Изд. 2-е. М., 1975. 255 с.
- Должанский Б.Г., Иванов В.В., Донцов В.В. и др. Новые данные о глубинном строении центральной части Анадырской впадины. — Геол. нефти и газа, 1966, № 10, с. 15–21.
- Донцов В.В., Розенблюм И.С. О времени формирования Анадырской впадины. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Востока СССР. М., 1975, с. 41–47.
- Дрейк Ч., Нэф Дж. Переход от океана к континенту по данным сейсмических исследований методом преломленных волн. — В кн.: Окраины континентов и

- островные дуги. Пер. с англ. М., 1970, с. 277-288.
- Ермаков В.А., Алыпova О.М., Егорова И.А. Состав и возраст алнейской серии платобазальтов Юго-Восточной Камчатки. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 115-124.
- Ерохов В.Ф., Жидкова Л.С., Литвиненко А.У. и др. Геологическое строение о-ва Монерон (Японское море). - Геол. и геоф., 1971, № 1, с. 46-57.
- Ерохов В.Ф., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Состав продуктов некоторых подводных вулканов южного и центрального звена Большой Курильской гряды. - В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Тезисы докладов. Вып. 8. Южно-Сахалинск, 1972, с. 30.
- Жамойда А.И. Первые результаты изучения мезозойских радиолярий Сахалина. - В кн.: Ископаемые и современные радиолярии. Материалы Второго Всесоюзного семинара по радиоляриям. Львов, 1969, с. 17-24.
- Жильцов Э.Г. Характеристика осадочной толщи района Южных Курильских островов по данным ГСЗ. - Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1970, вып. 24, с. 102-106.
- Жуланова И.Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос. - Геотектоника, 1974, с. 1, с. 111-123.
- Забелин В.В., Васильев Б.И. Гранулометрический состав донных осадков Восточно-Китайского и Филиппинского морей. - Труды Тихоокеан. океанол. ин-та, 1975, вып. 7, с. 171-179.
- Заборовская Н.Б. Строение внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на полуострове Тайгонос. Автореф. канд. дисс. М., 1974, 30 с.
- Заборовская Н.Б., Леоненко Н.А., Логинова Г.Н., Некрасов Г.Н. Стратиграфия верхнепермских, триасовых, юрских, нижнемеловых отложений северной части полуострова Тайгонос. - МОИП. Отд. геол., 1947, т. 47, № 6, с. 23-37.
- Загрузина И.А. О времени проявления основного магматизма в Анадырско-Корякской складчатой системе. - Геол. и геофиз., 1972, № 10, с. 11-16.
- Загрузина И.А., Смирнов В.П. О возрасте магматических и метаморфических образований полуострова Тайгонос. - В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., 1973, с. 219-224.
- Захаров В.К., Сарычева Р.А., Семанкин В.Л., Якушко Г.Г. Современные вертикальные движения на юге Сахалина, их связь с тектоникой и неотектоникой. - Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975, вып. 30, с. 170-182.
- Зверев С.М., Тулина Ю.В., Лившиц М.Х., Трескова Ю.А. Новые данные о строении земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. - В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., 1969, с. 82-89.
- Зенкевич Н.Л. Рельеф дна Японского моря. - В кн.: Основные черты геологии и гидрогеологии Японского моря. М., 1961, с. 5-22.
- Иванов В.А. О значении Нижнеамурского разлома в мезозойском развитии Нижнего Приамурья. - Геотектоника, 1972, № 4, с. 115-122.
- Иванов В.В., Анкудинов Л.А., Коршунов А.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности кайнозойских впадин северного побережья Охотского моря. - В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Востока СССР. М., 1975, с. 94-101.
- Игнатъев А.Б., Кулындышев В.А., Подольский Г.И. К исследованию сложных геологических объектов как систем. - В кн.: Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. Вып. 2. с. 173-177.
- Караулов В.Б. О нахождении древнейших онколитов и катаграфий в палеозое Шантарских островов. - ДАН СССР, 1967, т. 175, № 5, с. 1115-1118.
- Караулов В.Б. Стратиграфия палеозойских отложений Шантарских островов. - Сб. статей по геол. и гидрогеол., 1969, вып. 7, с. 7-25.
- Караулов В.Б. Палеозойские структуры Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы). - Геотектоника, 1970, № 1, с. 69-81.
- Карп Б.Я. Строение осадочной толщи Филиппинской котловины. - Океанология, 1970, т. 10, № 3, с. 462-469.
- Карп Б.Я., Моуравова Е.А. Строение земной коры Японского моря. - В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972, с. 9-16.
- Карп Б.Я., Моуравова Е.А., Шевальдин Ю.В., Филатьев В.П. Новые данные о строении земной коры в юго-западной части Японского моря. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974а, с. 145-154.
- Карп Б.Я., Моуравова Е.А., Шевальдин Ю.В. и др. Результаты геофизических исследований материкового склона Южного Приморья. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974б, с. 155-161.
- Кележинская В.В. Разделение базальтов и андезитов кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции

- посредством дискриминантной функции. — ДАН СССР, 1970, т. 193, № 5, с. 1147-1150.
- Киреева Е.А. О сокращенном типе разрезов в отложениях верхнего палеозоя южного Сихотэ-Алиня. — Геол. и геофиз., 1973, № 12, с. 70-75.
- Киреева Е.А., Бурилина Л.В. Некоторые черты геологического развития южного Сихотэ-Алиня в позднем палеозое. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 72-74.
- Кленова М.В., Гершанович Д.Е. Японское море как современная геосинклиналь. — ДАН СССР, 1951, т. 77, № 6, с. 1087-1090.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., 1959, 266 с.
- Ковылин В.М. Результаты сейсмических исследований в юго-западной части глубоководной котловины Японского моря. — Океанология, 1966, т. 6, вып. 2, с. 294-305.
- Ковылин В.М., Моураваева Е.А., Шаяхметов Р.Б., Карп Б.Я. Сейсмические исследования в Японском море. — Океанол. исслед., 1973, № 23, с. 23-31.
- Ковылин В.М., Строев П.А. К проблеме образования впадины Японского моря (по геофизическим данным). — В кн.: Палеонтология, морская геология. (Международный геологический конгресс, XXV сессия. Доклады советских геологов). М., 1976, с. 270-276.
- Ковылин В.М., Шаяхметов Р.Б., Моураваева Е.А. Строение осадочной толщи и подстилающего фундамента в области сочленения континентальной коры Кореи с океанической корой Японского моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5, с. 125-128.
- Кононов В.Э., Харахин В.В., Тронов Ю.А., Альперович И.М. Перспективы нефтегазоносности северной части Центрально-Сахалинской низменности и направление дальнейших поисково-разведочных работ. — Изв. Сах. отд. Геогр. об-ва СССР, 1973, вып. 4, с. 152-159.
- Коренбаум С.А., Мишкин М.А., Гнибиденко Г.С. и др. Магматические комплексы и процессы метаморфизма в породах дна Охотского моря. — В кн.: Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
- Корольков В.Г. К стратиграфии нижнеордовикских отложений Охотского района. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан, 1972, с. 31-33;
- Корольков В.Г., Рудник В.А., Соболев Э.В. О позднепалеозойском-раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива. — ДАН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1441-1444.
- Корсаков О.Д., Милашина К.Г., Шкурко М.Д., Юнов А.Ю. Результаты сейсмических исследований на морском продолжении Тигильского поднятия (Западная Камчатка). — Нефтегазовая геол. и геофиз., 1968, № 7, с. 20-24.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М., 1969. 616 с.
- Косыгин Ю.А. О принципах тектонического районирования. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., 1972, с. 7-10.
- Косыгин Ю.А., Боровиков А.М., Соловьев В.А. Принципы построения систем тектонических понятий, терминов, знаков. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., 1972а, с. 93-98.
- Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А., Борукаев Ч.Б. и др. Геологическая структура. Опыт формализованного определения и описания. Описание геологических структур. — Геол. и геофиз., 1967, № 8, с. 3-12.
- Косыгин Ю.А., Вотак О.А., Соловьев В.А., Черкасов Р.Ф. Иерархия геологических объектов и тектоника. — ДАН СССР, 1972б, т. 207, № 2, с. 411-414.
- Косыгин Ю.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А. Определение тектоники. — Геотектоника, 1973, № 4, с. 116-123.
- Косыгин Ю.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А. Философские проблемы геологического времени. — Вопросы философии, 1974, № 2, с. 96-104.
- Косыгин Ю.А., Соловьев В.А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 9-17.
- Котенев Б.Н. Подводные долины зоны материкового склона Берингова моря. — Труды ВНИРО, 1965, т. 58, с. 17-21.
- Котенев Б.Н., Петров О.М. Выходы третичных и четвертичных отложений на материковом склоне Берингова моря. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1967, № 4, с. 113-114.
- Кочергин Е.В., Красный М.Л. Аномальное магнитное поле акваторий прилегающих к островной дуге Рюкю (по данным гидромагнитной съемки). — ДАН СССР, 1973, т. 211, № 6, с. 1408 - 1411.
- Крапивнер Р.Б., Данилина Г.С. Новые данные о строении и истории раз-

- вятия шельфа и материкового склона Японского моря в районе Южного Приморья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, № 3, с. 36–52.
- Красный Л.И. Тихоокеанский подвижный пояс — важнейшая планетарная структура. — Труды ВСЕГЕИ, 1968, т. 155, с. 10–21.
- Красный Л.И. Основы геолого-структурного районирования Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., 1973, с. 7–18.
- Красный Л.И. Система глыбового раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана. — ДАН СССР, 1974, т. 214, № 2, с. 414–417.
- Красный М.Л. Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря (по гидромагнитным данным). — Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 20, с. 227–234.
- Красный М.Л. Аномальное магнитное поле Японского моря. — ДАН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 413–416.
- Красный М.Л., Павлов Ю.А., Снеговской С.С. и др. Геологическое строение дна залива Анива (Южный Сахалин) по результатам комплексных геофизических исследований. — ДАН СССР, 1975, т. 222, № 2, с. 421–424.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1965. 367 с.
- Кудрявцев Г.А., Агентов В.Б., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. Л., 1969. 239 с.
- Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, 1973. 188 с.
- Кулинич Р.Г. Геофизические поля Сихотэ-Алиня и их геологическая интерпретация. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 33, с. 33–39.
- 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). — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 134–144.
- Кулинич Р.Г., Строев П.А. О строении земной коры в юго-западной части приморского шельфа и континентального склона. — Океанол. исслед., 1973, № 23, с. 97–101.
- Курносоев В.Б. Распределение глинистых минералов в осадках Восточно-Китайского и северо-западной части Филиппинского морей. — Труды Тихоокеанского океанол. ин-та ДВНЦ АН СССР, 1975, вып. 7, с. 144–152.
- Кьяно А.И. Раннемезозойские вулканические дуги в Нижнем Приамурье (по материалам геофизических исследований). — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 115–116.
- Левитан Г.М. Некоторые критерии комагматичности позднемеловых — кайнозойских интрузивных и эффузивных образований северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. — Сб. статей по геол. и гидрогеол. Вып. 7. М., 1969, с. 136–154.
- Леликов Е.П., Берсенев И.И. Раннепротерозойский гнейсо-мигматитовый комплекс юго-западной части Японского моря. — ДАН СССР, 1975, т. 223, № 3, с. 676–679.
- Леликов Е.П., Васильев Б.И. Петрография и геохимия гранитов подводной возвышенности Ямато (Японское море). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 5, с. 146–152.
- Леоненко Н.А. Геологическое строение полуострова Тайгонос. — Геол. и геофиз., 1974, № 9, с. 34–45.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. Пер. с кит. М., 1952. 520 с.
- Лившиц М.Х. Внутренняя структура осадочного комплекса и морфология поверхности складчатого основания присахалинских акваторий по материалам сейсмических исследований. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 33, с. 168–175.
- Лившиц М.Х. Глубинная структура присахалинских акваторий по данным сейсморазведки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972а, № 3, с. 97–106.
- Лившиц М.Х., Милашин А.П., Сиплатов В.А. Строение Татарского пролива по данным метода отраженных волн. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9. М., 1972, с. 123–132.
- Лившиц М.Х., Милашин А.П., Снеговской С.С., Туезов И.К. Новые сведения о строении Южно-Охотской впадины и залива Терпения по сейсмическим данным. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9. М., 1972а, с. 115–122.
- Липкин Ю.С. Геоморфологическое районирование котловины Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. — Владивосток, 1973, с. 36–48.
- Липкин Ю.С., Гун О.М. Краткая морфометрическая характеристика шельфа Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря, 1973, с. 138–139.

- Лисицин А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., 1966. 574 с.
- Лю Хун-юн. Палеогеографический атлас Китая. Пер. с кит. М., 1962, 119 с.
- Люстих Е.Н. Расчеты для тектоники плит. - ДАН СССР, 1975, т. 221, № 4, с. 923-927.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., 1971. 136 с.
- Маргулис Л.С., Савицкий В.О. Палеогеография южной части о. Сахалина в палеогене. - В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск, 1974, с. 92-101.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.Р. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., 1967. 224 с.
- Марков М.С., Селиверстов В.А., Хостин М.Ю., Долматов Б.К. О соотношении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги. - Геотектоника, 1969, № 5, с. 52-61.
- Меланхолина Е.Н., Ковылин В.М. Тектоническое строение Японского моря. - Геотектоника, 1976, № 4, с. 72-87.
- Мельников Н.Г., Бурого В.И. Девонские отложения Приморья. - В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 130-139.
- Мельников О.А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М., 1970. 171 с.
- Мельников О.А., Мишаков Г.С., Владимиров А.С. О характере кайнозойских тектонических движений на Сахалине и Хоккайдо. - Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 21, с. 172-184.
- Метаморфические комплексы острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1960. 93 с.
- Милашин А.П. О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отраженных волн. - ДАН СССР, 1967, т. 177, № 6, с. 1419-1422.
- Милашин А.П., Сиплатов В.А., Юнов А.Ю. и др. Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива. - Геотектоника, 1970, № 1, с. 117-120.
- Милашин А.П., Снеговской С.С., Туезов И.К. Строение осадочной толщи Японского моря по материалам непрерывного профилирования методом отраженных волн. - ДАН СССР, 1968, т. 183, № 5, с. 1060-1063.
- Миллер Д.Д., Пейн Т.Г., Грик Дж. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. Пер. с англ. М., 1961. 182 с.
- Минаев Ю.Н., Суворов А.А., Алексеев Б.В. Строение осадочного чехла в Курило-Японском глубоководном желобе по данным МОВ. - Геол. и геофиз., 1974, № 2, с. 113-118.
- Миц М.В., Самозванцева Э.М. Некоторые соотношения основного и кислого вулканизма в Ульинском прогибе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - Изв. вузов, Геол. и разведка, 1971, № 1, с. 28-34.
- Мишкин М.А., Шкодзинский В.С., Лаговская Е.А. К петрологии докембрийского метаморфического комплекса Тайгоносского массива. - В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 57-65.
- Моргунов Ю.Г. Основные черты тектоники Северного Вьетнама. - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 1. с. 82-96.
- Мурдмаа И.О., Безруков П.Л., Богданов Ю.А. Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе. - Труды ИО АН СССР, 1970, т. 86, с. 58-71.
- Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., 1969, 400 с.
- Нгуен Динь Кат. История тектонического развития Северного Вьетнама. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 4, с. 30-41.
- Некрасов Г.Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа. - Геотектоника, 1971, № 5, с. 37-44.
- Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Гельман М.Л. Тектоника зоны перехода мезозой к структурам Корьяско-Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайгонос. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 80-87.
- Непрочнов Ю.П., Ковылин В.М., Селин Е.А. и др. Новые данные о строении земной коры в Японском море. - ДАН СССР, 1964, т. 155, № 6, с. 1429-1431.
- Овчаренко А.В., Севостьянов К.М. Перспективы нефтегазоносности и направление дальнейших нефтегазопоисковых работ на Камчатке. - Геол. нефти и газа, 1974, № 11, с. 6-11.
- Осипов А.П. Магматические формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - Изв. вузов, Сер. геол. и разведка, 1975, № 3, с. 16-22.
- Основы тектоники Китая. Пер. с кит. М., 1962. 527 с.
- Остапенко В.Ф., Нарыжный В.И. О плагиогранитах, впервые поднятых с подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море). - ДАН СССР, 1976, т. 229, № 3, с. 687-690.
- Павлов Ю.А. Оценка изостатического состояния земной коры акватории Берин-

- гова моря и прилегающей части Тихого океана по корреляционной зависимости аномалий силы тяжести от рельефа земной поверхности. - Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 26, с. 105-111.
- Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. О геологической природе Хоккайдо - Сахалинского гравитационного минимума. - ДАН СССР, 1974, т. 217, № 6, с. 1390-1393.
- Павлов Ю.А., Строев П.А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным. - Морские гравиметрические исслед., 1975, вып. 8, с. 158-168.
- Павлов Ю.А., Сычев П.М. Гравитационные аномалии островной дуги Рюкю (Нансей) и прилегающей акватории. - Геол. и геофиз., 1975, № 1, с. 146-152.
- Парфенов Л.М. Структура докембрия Востока Азии. - Труды ИГиГ СО АН СССР, 1970, вып. 129, с. 131-154.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с. 5-23.
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А. "Базальтовый" слой земной коры в западной части Тихого океана. - ДАН СССР, 1971, т. 201, № 6, с. 1433-1436.
- Петров Е.Н. К вопросу о формировании котловины Японского моря и ее обрамления. - В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. Новосибирск, 1967, с. 230-232.
- Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск, 1975. 187 с.
- Пискунов Б.Н., Гаврилов В.К. Неогеновые вулканогенно-осадочные формации Курильских островов. - ДАН СССР, 1970, т. 192, № 5, с. 1111-1113.
- Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе отложений острова Монерон (северная часть Японского моря). - ДАН СССР, 1976, т. 226, № 3, с. 647-650.
- Платоненков А.Н. К вопросу о геологическом строении осадочного чехла шельфа Анадырского залива (по сейсмическим данным). - Морская геол. и геофиз. Экспресс-информация ВИЭМС, 1976, № 1, с. 28-36.
- Постельников Е.С., Затонский Л.К., Афремова Р.А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. М., 1964. 95 с.
- Потапьев С.В. Авиасейсмические исследования земной коры. М., 1977. 270 с.
- Потапьев С.В., Иванов В.А., Мараханов В.И. Структура вулканогенно-осадочного слоя Западной Камчатки по сейсмическим данным. - Геол. и геофиз., 1975, № 6, с. 47-59.
- Принципы комплексной интерпретации геологических и геофизических данных и методика составления сводных геологических, геофизических и структурных карт. - Труды Сиб.НИИ геол., геофиз. и минеральн. сырья, 1971, вып. 76, с. 5-46.
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., 1972. 222 с.
- Пушаровский Ю.М. Принципы тектонического районирования океанов. - "Геотектоника", 1972, № 6, с. 18-28.
- Региональная стратиграфия Китая. Пер. с кит. Вып. 2. М., 1963. 247 с.
- Рельеф дна Тихого океана. М., 1964.
- Репечка М.А. Некоторые химические особенности пирокластического материала пепловых прослоев в донных отложениях Японского моря и Северо-западной части Тихого океана. - ДАН СССР, 1973, т. 213, № 6, с. 1417-1420.
- Рикитаки Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. Пер. с англ. М., 1970, с. 216-236.
- Родников А.Г., Хаин В.Е. Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в свете данных глубинного строения). - Геотектоника, 1971, № 3, с. 16-31.
- Розанов Л.Н. Принципы составления тектонической карты нефтегазоносных областей СССР. - В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., 1972, с. 38-43.
- Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., 1969. 278 с.
- Савицкий В.О., Краснов Е.В. О присутствии морской коры на о. Сахалин. - Геол. и геофиз., 1970, № 3, с. 12-21.
- Салун С.А. Основные черты истории геологического развития Сихотэ-Алиня и некоторых сопредельных территорий в позднем мезозое и кайнозое. - Сб. статей по геол. и гидрогеол., 1969, вып. 7, с. 154-173.
- Сахно В.Г., Васильев Б.И. Базальтоиды дна Японского моря. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 52-55.
- Сергеев К.Ф. Тектоника Курильских островной системы. М., 1976. 239 с.
- Серова М.Я. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ юго-западной части Корьякского нагорья (по-

- дуостров Говена). - ДАН СССР, 1969, т. 185, № 2, с. 412-415.
- Сики Ц., Мисава Е., Конда И. Группа подводных хребтов Дайто и подводный хребет Кюсю-Палау в связи с тектоникой Филиппинского моря. Доклад на III Советско-Японском симпозиуме по "Международному геодинамическому проекту". Южно-Сахалинск, 1976, 12 с.
- Силантьев В.Н. О составе и возрасте древних кремнистых голш Сихотэ-Алиня. - Геол. и геофиз., 1971, № 9, с. 131-133.
- Скорикова М.Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М., 1970, 176 с.
- Скорикова М.Ф. О возможном использовании упругих и плотностных характеристик горных пород для стратификации отложений Камчатки. - Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 26, с. 54-65.
- Скорикова М.Ф. О некоторых особенностях условий осадкообразования в пределах восточноберинговоморского склона и Чукотки. - Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975, вып. 30, с. 237-242.
- Скорикова М.Ф. Об изменении анизотропии скоростей продольных сейсмических волн в породах скважины острова Монерон в связи с тектоническими напряжениями. - ДАН СССР, 1976, т. 229, № 4, с. 951-954.
- Скорикова М.Ф., Дуничев В.М. Упругие свойства горных пород Б. Курильской дуги (о. Кунашир). - Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 20, с. 121-131.
- Скуратовский С.П., Краснопевцев Н.И. Геологическое строение Ичинского района Западной Камчатки по результатам бурения. - Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1973, вып. 49, с. 152-162.
- Смирнов А.М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1976, 224 с.
- Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки. - Геотектоника, 1971, № 3, с. 104-117.
- Снеговской С.С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск, 1974, 88 с.
- Снеговской С.С., Куликов А.А., Табояков А.Я. Строение осадочных отложений залива Терпения (о. Сахалин) по сейсмическим данным. - В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 225-233.
- Соловьев В.В. Новейшая тектоника острова Сахалин. - В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972, с. 322-326.
- Соловьев С.Л., Туезов И.К., Васильев Б.И. и др. Строение залива Терпения о. Сахалин по материалам комплексных геофизических и геологических исследований. - Геол. и геофиз., 1974, № 12, с. 47-60.
- Спижарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР. (Составление карт и основные вопросы тектоники). Л., 1973. 240 с.
- Степанов О.А., Школьник Э.Л. К вопросу о стратиграфическом значении микрофитолигов древних отложений Шантарских островов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 146-159.
- Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М., 1976. 132 с.
- Строев П.А., Сузюмов А.Е., Мирлин Е.Г. Геофизические исследования хребта Богорова. - Океанол. исслед., 1973, № 23, с. 69-79.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., 1964. 307 с.
- Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, 1975. 103 с.
- Суворов А.А., Жильцов Э.Г. Результаты ГСЗ в районе южной группы Курильских островов. - Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 26, с. 74-81.
- Суворов А.А., Туезов И.К., Жильцов Э.Г. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры в северной части Японского моря. - Геол. и геофиз., 1968, № 9, с. 59-67.
- Супруненко О.И., Шварц Я.В. Результаты сейсморазведочных исследований КМПВ в Большерецкой впадине (Западная Камчатка). - Сов. геол., 1967, № 3, с. 122-124.
- Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., 1966, 123 с.
- Тараканов Р.З. Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона. - Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 33, с. 220-228, 354.
- Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000). М., 1966, 487 с.
- Тектоническая карта Евразии, м-б 1:5 000 000. М., 1966.
- Телегин А.Н. Сейсмогеологические особенности Северного Сахалина. - Изв.

- Сах. отд. Геогр. об-ва СССР, 1973, вып. 4, с. 168-181.
- Телегин А.Н., Михеева С.В., Васерман Т.М. Выделение разрывных нарушений по геолого-геофизическим материалам. - *Геол. и геофиз.*, 1968, № 1, с. 97-102.
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозой Тихоокеанского кольца. Новосибирск, 1973. 326 с.
- Тихомиров В.М. Термодинамические условия в земной коре и верхней мантии Охотского моря, Курильских островов и Прикурильской части Тихого океана. - *Труды СахКНИИ СО АН СССР*, 1970, вып. 25, с. 23-33.
- Трескова Ю.А., Киселева Л.Г., Гнибиденко Г.С. О строении земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по данным рекогносцировочного профиля ГСЗ Спасск - Тадуши). - *Труды СахКНИИ СО АН СССР*, 1970, вып. 25, с. 66-70.
- Туезов И.К. Строение осадочного чехла Охотоморского шельфа и материкового склона о. Хоккайдо по данным сейсмопрофилеирования. - *ДАН СССР*, 1975, т. 223, № 2, с. 446-449.
- Туезов И.К., Веселов О.В., Воробьев В.М. и др. Схемы геофизической изученности зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. - *Труды СахКНИИ СО АН СССР*, 1970, вып. 24, с. 5-28.
- Туезов И.К., Жильцов Э.Г. Глубинное строение Японии по сейсмическим данным. - В кн.: *Методика и результаты исследования земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия*, № 8. М., 1972, с. 114-134.
- Туезов И.К., Красный М.Л., Васильев Б.И. и др. Геологическое строение южного залива Курильской островной дуги. - *Геол. и геофиз.*, 1975, № 12, с. 63-71.
- Туезов И.К., Красный М.Л., Куликов А.А. О продолжении в море Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского антиклинориев о. Сахалина. - *Геол. и геофиз.*, 1976, № 3, с. 86-93.
- Тулина Ю.В. Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных Курильских островов. - В кн.: *Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке*, М., 1969, с. 90-96.
- Турко Н.Н. Рельеф дна Южно-Китайского моря. - *Океанология*, 1973, т. 13, № 3, с. 460-466.
- Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. - *Труды ИО АН СССР*, 1957, т. 22, с. 3-76.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., 1972. 392 с.
- Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Гедекия А.А. и др. Предварительные данные геолого-геофизических исследований в Охотском море и северо-западной части Тихого океана на нис "Витязь". - В кн.: *Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану*. М., 1976, с. 19-29.
- Удинцев Г.Б., Бойченко И.Ф., Канев В.Ф. Рельеф дна Берингова моря. - *Труды ИО АН СССР*, 1959, т. 29, с. 17-187.
- Уено Н., Канеока И., Озима М. и др. Калий-аргоновый возраст, отношение изотопов стронция и отношение калия к рубидию в вулканических породах со дна Японского моря. - *Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР*, 1972, вып. 33, с. 312-316.
- Федорченко В.И. Генетические типы четвертичных вулканов Курильских островов и перспективы их сероносности. - *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1969, № 9, с. 100-107.
- Федорченко В.И., Пискунов Б.Н. О новейших вертикальных тектонических движениях Курильской островной дуги. - *Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР*, 1974, вып. 31, с. 158-163.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, 1975. 139 с.
- Федотов С.А., Болдырев С.А. О зависимости поглощения объемных волн в коре и верхней мантии Курильской островной дуги. - *Изв. АН СССР. Физ. Земли*, 1969, № 9, с. 17-33.
- Фромаже Ж. Очерк структуры и тектоники Индокитая. - *Труды МГК. XVII сессия*, 1939, т. 2, с. 481-530.
- Хаттен Ч.У. Нефтегазоносная провинция Бристольского залива. - В кн.: *Перспективные нефтегазоносные провинции Соединенных Штатов Америки*. Пер. с англ. М., 1974, с. 70-73.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. - В кн.: *Тектоника и формации*, М., 1967, с. 246-355.
- Чайников В.И. Турбидиты в донных осадках Японского моря. - В кн.: *Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток*, 1973, с. 115-123.
- Чеботарев М.В., Усенко С.Ф. Разломы Приамурья и Западного Приохотья. - *Сов. геол.*, 1967, № 7, с. 38-49.
- Чернявский В.И. Стратиграфия мезозойских осадочно-вулканогенных образований северо-восточной части Удского наложенно прогиба (Западное Приохотье). - *Сб. статей по геол. и гидрол.*, 1969, вып. 7, с. 62-81.
- Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М., 1970. 152 с.

- Шатский Н.С., Богданов А.А. О Международной тектонической карте Европы масштаба 1: 2 500 000. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4, с. 3-25.
- Шашкин К.С. Особенности геологического развития Монголо-Охотского пояса. - Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1969, 23 с.
- Шашкин К.С. Структурно-формационные зоны Монголо-Охотского пояса и некоторые особенности их развития. - В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 31-33.
- Шаяхметов Р.Б. Сейсмические исследования МОВ в юго-восточной части Японского моря. - В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972, с. 43-48.
- Швольман В.А. Тектоника Филиппинского архипелага. - Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 113, с. 47-87.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., 1968. 231 с.
- Шельф Сахалина: геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и пути освоения ресурсов нефти и газа. М., 1975. 192 с.
- Шимараев В.П. Тектоническое строение восточной части Охотского моря. - Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1971, с. 55-57.
- Шмидт О.А. Проблемы тектонического развития Командорских островов. - Геотектоника, 1974, № 6, с. 105-117.
- Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ Командорских островов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11, с. 77-87.
- Шор Дж. Островные дуги и континентальные окраины западной части Северной Америки. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. Пер. с англ. М., 1970, с. 185-189.
- Штилле Г. Избранные труды. Пер. с нем. М., 1964. 887 с.
- Шушаков С.Д. Некоторые результаты региональных сейсмических исследований, проведенных в районе Сусунайской депрессии о. Сахалина. - Геол. и геофиз., 1962, № 7, с. 53-64.
- Юнов А.Ю. Строение континентального и островного склонов северной части Японского моря и Татарского пролива. - Морская геол. и геофиз., 1971, вып. 2, с. 79-86.
- Юнов А.Ю., Тихомиров В.М. Новые данные о геологическом строении Татарского пролива. - ДАН СССР, 1968, т. 180, № 5, с. 1212-1215.
- Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. - Геотектоника, 1965, № 5, с. 7-35.
- Abe K., Kanamori H. Mantle structure beneath the Japan Sea as revealed by surface waves. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1970, v. 48, pt 6A, p. 1011-1021.
- Allen C.R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region. - J. Geophys. Res., 1962, v. 67, N 12, p. 4795-4812.
- Andal D.R., Esguerra J.S., Hashimoto W., Reyes B. The Jurassic Mansalay formation, southern Mindoro, Philippines. - In: Geology and Palaeontology of Southeastern Asia, v. 4. T. Kobayashi, R. Toriyama (Eds). Univ. Tokyo Press, 1968, p. 179-197.
- Anderson R.N. Heat flow in the Mariana marginal basin. - J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 29, p. 4043-4048.
- An Outline of the Geology of Japan. Yoshida T. (Ed.). Geol. Surv. Japan, 1975, 61 p.
- Aoki H., Ishikawa M., Misawa Y., Egawa R. On gravels of metamorphic and plutonic rocks in Yap Islands. - Marine Sci. Monthly, 1976, v. 8, N 3, p. 35-39.
- Aoki H., Iwabuchi Y. Submarine geology of northern region of Izu-Bonin Ridge. - In: Izu Peninsula. M. Hoshino, H. Aoki (Eds) Tokyo, Tokai Univ. Press, 1972, p. 311-319.
- Aoki H., Tada T., Sasaki Y. e.a. Crustal structure in the profile across Central Japan as derived from explosion seismic observations. - J. Phys. Earth, 1972, v. 20, N 2, p. 197-223.
- Aoki S. Report of the "Hecateus" Expedition-I in the Okhotsk Sea, 1966. - Oceanogr. Mag., 1967, v. 19, N 1, p. 57-59.
- Aramaki H., Hirayama K., Nozawa T. Chemical composition of Japanese granites. Pt 1. Variation trends of 400 analyses. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1970, v. 48, N 3, p. 491-505.
- Asada T., Asano S. Crustal structures of Honshu, Japan. - In: The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area. Pt 1. S. Miyamura, S. Uyeda (Eds). Univ. Tokyo Press, 1972, p. 45-55.
- Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by Longshot experiment. - In: The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin. G.H. Sutton, M.H. Manghnani, R. Moberly, E.U. McAfee (Eds). Geophys. Monogr., N 19, Washington, AGU, 1976, p. 135-153.
- Austin C.T., Hopkins M.G. Alaska's Bering Sea probed with 3-method survey. - World Oil, 1976, v. 182, N 2, p. 50-52.
- Barzangi M., Pennington W., Isacks B. Global study of seismic waves attenuation in the upper mantle behind island arcs using pP waves. - J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 8, p. 1079-1092.

- Barth T.F.W. Geology and petrology of the Pribilof Islands, Alaska. — *Geol.-Surv. Bull.*, 1956, 1028-F, p. 107–160.
- Bathymetric Atlas of the North Pacific Ocean. *Compiled Scripps Inst. Oceanogr. Washington, U.S. Naval Oceanogr. Office*, 1973.
- Bellaïche G. Résultats d'une étude géologique de la fosse du Japon effectuée en bathyscaphe Archimède. — *C. r. Acad. sci. Paris*, 1967, v. 265, (23 octobre), p. 1160–1163.
- Belousov V.V. [Белусов В.В.] Sea floor spreading and geologic reality. — In: *Plate Tectonics — Assessments and Reassessment*. Ch. F. Kahle (Ed.). Tulsa, USA, Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1974, p. 155–166.
- Belousov V.V., Ruditch E.M. [Белусов В.В., Рудич Е.М.] Island arcs in the development of the earth's structure, especially in the region of Japan and the Sea of Okhotsk. — *J. Geol.*, 1967, v. 69, N 1, p. 3–23.
- Ben-Avraham Z., Bowin C., Segawa J. An extinct spreading center in the Philippine Sea. — *Nature*, 1972, v. 240, N 5382, p. 453–455.
- Ben-Avraham Z., Emery K.O. Structural framework of Sunda shelf. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1973, v. 57, N 12, p. 2323–2366.
- Ben-Avraham Z., Uyeda S. The evolution of the China basin and the Mesozoic paleogeography of Borneo. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1973, v. 18, N 2, p. 365–376.
- Bikerman M., Minato M., Hunahashi M. K-Ar age of the garnet-amphibolite of the Mitsuishi District, Hidaka Province, Hokkaido, Japan. — *Earth Sci.*, 1971, v. 25, N 1, p. 27–29.
- Biswas B. Quaternary changes in sea-level in the South China Sea. — *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 1973, v. 6, p. 229–256.
- Bosum W., Burton G.D., Hsieh S.H. e.a. Aeromagnetic survey of offshore Taiwan. — *U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull.*, 1970, v. 3, p. 1–34.
- Bosum W., Kind E.C., Koo J.H. Aeromagnetic survey of offshore areas adjoining the Korean Peninsula. — *U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull.*, 1971, v. 4, p. 1–21.
- Bowman J.D. Petroleum developments in Far East in 1973. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1974, v. 53, N 10, p. 2124–2156.
- Bubnoff S. Die Tectonic Japans und der Bau des pazifischen Raumes von Ostasien. — *Naturwissenschaften*, 1942, Bd 30, S. 369–377.
- Burk C.A. Geology of the Alaska Peninsula — Island Arc and Continental Margin (Pts 1, 2, 3). — *Mem. Geol. Soc. America*, 1965, N 99, 250 p.
- Burk C.A. Buried ridges within continental margins. — *Trans. N.Y. Acad. Sci.*, 1968, v. 30, N 3, p. 397–409.
- Burk C.A., Gnibidenko H.S. [Гнибиденко Г.С.] The structure and age of acoustic basement in the Okhotsk Sea. — In: *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. M. Talwani, W.C. Pitman III (Eds). Maurice Ewing, Ser 1. Washington, D.C., AGU, 1977, p. 451–466.
- Burton C.K. Outline of the geological evolution of Malaya. — *J. Geol.*, 1972, v. 80, p. 293–309.
- Burton C.K., Bignell J.D. Cretaceous-Tertiary events in Southeast Asia. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, p. 681–688.
- Byers F.M. *Geology of Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska*. — *Geol. Surv. Bull.*, 1959, N 1028-L, 369 p.
- Caldwell R.D. Petroleum developments in Far East in 1974. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1975, v. 59, p. 1977–2010.
- Carr W.J., Gard L.D., Bath G.D., Healey D.L. Earth-science studies of a nuclear test area in the western Aleutian Islands, Alaska: an interim summary of results. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v. 81, N 3, p. 699–706.
- Challinor J. Uniformitarianism — the fundamental principle of geology. — *Intern. Geol. Congr. Rept 23rd Session Czechoslovakia, 1968. Proc. Sect. 13, Other Subjects*. J. Slávik (Ed.). Prague, Academia, 1968, p. 331–343.
- Chapman M.E., Solomon S.S. North American-Eurasian plate boundary in Northeast Asia. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 921–930.
- Chiu H.T. Basement rocks under the Neogene formations of the West Central plain of Taiwan. — *Proc. Geol. Soc. China*, 1973, N 16, p. 51–58.
- Chou J.T. A petrographic study of the Mesozoic and Cenozoic rocks formations in the Tungliang well TL-1 of the Penghu Islands, Taiwan, China. — *U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull.*, 1969, v. 2, p. 97–115.
- Christensen N.I., Carlson R.L., Salisbury M.H., Fountain D.M. Elastic wave velocities in volcanic and plutonic rocks recovered on DSDP Leg 31. — *Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project*, v. 31. S.M. White (Ed.). Washington, U.S. Govt Print. Office, 1975, p. 607–609.
- Churkin M. Paleozoic and Precambrian rocks of Alaska and their role in its structural evolution. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1973, N 740, IV, 64 p.
- Cloud P.E., Schmidt R.G., Burke A.W. *Geology of Saipan, Mariana Islands*. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1956, N 280-A, 126 p.
- Coats R.R. *Geology of Northern Adak Island, Alaska*. — *Geol. Surv. Bull.*, 1956, N 1028-C, p. 45–66.
- Coats R.R. *Magma type and crustal structure in the Aleutian Arc*. — In: *The Crust*

- of the Pacific Basin. G.A. MacDonald and H. Kuno (Eds). Amer. Geophys. Monogr., N 6. Washington, AGU, 1962, p. 92-109.
- Coats R.R., Nelson W.H., Lewis R.Q., Powers H.A. Geologic reconnaissance of Kiska Island, Aleutian Islands, Alaska. - Geol. Surv. Bull., 1961, N 1028-R, p. 563-581.
- Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin. - J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 11, p. 1916-1934.
- Cox A., Dalrymple G.B., Hoare J., Condon H. Origin of an alternating sequence of continental tholeiite alkali basalt from Nunivak Island, Alaska. (Abstr.). - Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, v. 48, N 1, p. 252.
- Cox A., Hopkins D.M., Dalrymple G.N. Geomagnetic polarity epochs: Pribilof Islands, Alaska. - Bull. Geol. Soc. America, 1966, v. 77, N 9, p. 883-910.
- Crustal structure of Japan as derived from explosion seismic data. - Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1-4, p. 129-135.
- Csejtey B., Patton W.W., Miller T. P. Cretaceous plutonic rocks of St. Lawrence Island, Alaska - a preliminary report. - U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1971, N 750-D, p. D68-D76.
- Cullen D.J. Tectonic map of the Southwest Pacific, 1:10 000 000 at lat. 46°S. - N.Z. Oceanogr. Inst. Chart. Miscellaneous Series, 1970, N 20.
- Dash B.P., Shepstone C.M., Dayal S. e. a. Seismic investigations on the northern part of the Sunda Shelf south and east of great Natuna Island. - U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull., 1972, v. 6, p. 179-196.
- Dash B.P., Ahmed K.O., Hubral P. Seismic investigations in the region of Pulo Panjang, offshore from Southwestern Vietnam. - U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull., 1970, v. 3, p. 37-54.
- Den N. Crustal structure in the Western Pacific Ocean. - In: The Crust and Upper Mantle of the Japanese area. Pt 1. S. Miyamura, S. Uyeda (Eds). Univ. Tokyo Press, 1972, p. 57-68.
- Den N., Hotta H. Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido. - Papers in Meteorol. and Geophys., 1973, v. 24, N 1, p. 31-54.
- Den N., Hotta H., Asano S. e. a. Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido. Pt 1. Crustal structure of the continental slope off Tokachi. - J. Phys. Earth., 1971, v. 19, N 4, p. 329-345.
- Dietz R.S. Marine geology of Northwestern Pacific: description of Japanese Bathymetric Chart 6901. - Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, N 12, p. 1199-1224.
- Doan D.B., Burke H.W., May H.G., Stensland C.H. Military geology of Tinian, Mariana Islands. - Intelligence Div., Office of Engineer Headquarters, U.S. Army Pacific with personnel of the U.S. Geol. Surv., pt 1, 1960, p. 1-149.
- Drewes H., Fraser G.D., Snyder G.L., Barnett H.F. Geology of Unalaska Island and adjacent insular shelf, Aleutian Islands, Alaska. - Geol. Surv. Bull., 1961, N 1028-S, p. 583-676.
- Durkee E.F., Pederson S.L. Geology of Northern Luson. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, v. 45, N 2, p. 137-168.
- Easton W.H., Melendres M.M. First Paleozoic fossil from Philippine Archipelago. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1963, v. 47, N 10, p. 1871-1873.
- Emery K.O. Distribution pattern of sediments on the continental shelves of Western Indonesia. - U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull., 1969, v. 2, p. 79-82.
- Emery K.O., Ben-Avraham Z. Structure and stratigraphy of China basin. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1972, v. 56, N 5, p. 839-859.
- Emery K.O., Niino H. Sediments of the Gulf of Thailand and adjacent continental shelf. - Bull. Geol. Soc. America, 1963, v. 74, p. 541-554.
- Emery K.O., Niino H. Stratigraphy and petroleum prospects of Korea Strait and East China Sea. - U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull., 1968, v. 1, p. 13-27.
- Emery K.O., Niino H., Sullivan B. Post-Pleistocene levels of the East China Sea. - In: The Late Cenozoic Glacial Ages. T. Turekian (Ed.). New Haven, Yale Univ. Press, 1971, p. 381-390.
- Emery K.O., Hayashi Y., Hilde T.C.W. e. a. Geological structure and some water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea. - U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull., 1969, v. 2, p. 3-43.
- Ewing M., Ludwig W.J., Ewing J. Oceanic structural history of the Bering Sea. - J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 18, p. 4393-4600.
- Farmer D.G. General system theory with relevance to geologic and geomorphic systems and their simulation. - J. Univ. Sheffield Geol. Soc., 1969, v. 5, N 6, p. 158-163.
- Fischer A.G., Heezen B.C., Boyce R.E. e. a. Geological history of the Western North Pacific. - Science, 1970, v. 168, p. 1210-1214.
- Fitch T.J. Earthquake mechanisms and island arc tectonics in the Indonesian-Philippine region. - Bull. Seismol. Soc. America, 1970, v. 60, N 2, p. 565-591.
- Fitch T.J., Molnar P. Focal mechanism along inclined earthquake zones in the Indonesia-Philippine region. - J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 8, p. 1431-1444.
- Forbes R.B., Lanphere M.A. Tectonic significance of mineral of blue-shists near Seldovia, Alaska. - J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 8, p. 1383-1386.

- Fountain D.M., Carlson R.L., Salisbury M.N., Christensen N.I. Possible lower crustal rocks recovered on Leg 31 by Deep-Sea Drilling in the Philippine Sea. — *Marine Geol.*, 1975, v. 19, p. M75-M80.
- Fraser G.D., Barnett H.F. Geology of the Delarof and Westernmost Andreanof Islands, Aleutian Islands, Alaska. — *Geol. Surv. Bull.*, 1959, N 1028-1, p. 211-248.
- Fraser G.D., Snyder G.L. Geology of Southern Adak Island and Kagalaska Island, Alaska. — *Geol. Surv. Bull.*, 1959, N1028-M, p. 371-408.
- Fujita Y. The law of generation and development of the Green Tuff orogenesis. — *Pacific Geol.*, 1972, N 5, p. 89-116.
- Fullagar P.D., Boyong Kwon Park. Rb-Sr study of granite and gneiss from Seoul, South Korea. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1975, v. 86, N 11, p. 1579-1580.
- Garrison L.E., Martin R. G. Geologic structures in the Gulf of Mexico basin. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1973, N 773, 85 p.
- Garrison L.E., Schlanger S.O., Wachs D. Petrology and paleogeographic significance of Tertiary nannoplankton-foraminiferal limestones, Guam. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1974, v. 17, N 1, p. 49-64.
- Gates O., Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1956, v. 67, N 2, p. 127-146.
- Gates O., Powers H.A., Wilcox R. E., Schafer J. P. Geology of the Near Islands, Alaska. *Geol. Surv. Bull.*, 1971, N 1028-U, p. 709-822.
- Gaudette H.E., Hurley P.M. U-Pb zircon age of Precambrian basement gneiss of South Korea. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, v. 84, N 7, p. 2305-2306.
- Geologic profile of the C-zone, Southwest Japan. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*. Pt 2. M. Gorai, S. Igi (Eds). Kawasaki, *Geol. Surv. Japan*, 1973, p. 84-112.
- Geological Map of Japan. Scale 1:2 000 000. *Geol. Surv. Japan*, 1971.
- Geology of the Malay Peninsula (West Malaysia and Singapore). D. J. Gobbett, C.S. Hutchison (Eds). New York - London, *Wiley-Intersci.*, 1973, 438 p.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. [Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А.] Morphostructure. — In: *The Encyclopedia of Geomorphology*. R.W. Fairbridge (Ed.), N.Y., Reinholds, p. 731-732.
- Gervasio F.C. A study of the tectonics of the Philippine Archipelago. — *Philippine Geol.*, 1966, v. 20, N 2, p. 51-75.
- Gervasio F.C. Age and nature of orogenesis of the Philippines. — *Tectonophysics*, 1967, v. 4, N 4-6, p. 379-402.
- Gervasio F.C. Geotectonic development of the Philippines. — In: *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*. P.J. Coleman (Ed.). Univ. West. Australia Press, 1973, p. 307-324.
- Gibson W.M. Submarine topography in the Gulf of Alaska. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, v. 71, N 7, p. 1087-1108.
- Gibson W.M., Nichols H. Configuration of the Aleutian Ridge Rat Islands: Semisopchnoi Island to West of Buldir Island. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1953, v. 64, N 10, p. 1173-1188.
- Гнибиденко Н.С. [Гнибиденко Г.С.] On the basement of the Northwest sector of the Pacific belt. — *Tectonophysics*, 1970, v. 9, N 6, p. 513-523.
- Гнибиденко Н.С. [Гнибиденко Г.С.] Geology and deep structure of Sakhalin, Kuril Islands and Kamchatka. — In: *Island Arc and Marginal Sea*. Proc. 1st Japan - USSR Sympos. Solid Earth Sci. S. Asano, G. Udintzev (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1971, p. 5-16.
- Гнибиденко Н.С. [Гнибиденко Г.С.] The geosyncline process and the Western Pacific. — In: *Volcanoes and Tectonosphere*. H. Aoki, S. Izuka (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1976, p. 359-370.
- Гнибиденко Н.С., Горбачев С.З., Лебедев М.М., Мараханов В.И. [Гнибиденко Г.С., Горбачев С.З., Лебедев М.М., Мараханов В.И.] Geology and deep structure of Kamchatka Peninsula. — *Pacific Geol.*, 1974, N 7, p. 1-32.
- Гнибиденко Н.С., Сычев П.М. [Гнибиденко Г.С., Сычев П.М.] Crustal structure and evolution of the Bering, Okhotsk and Japan Seas. — *Proc. 24th Intern. Geol. Congr., Sect. 8, Marine Geology and Geophysics*. Montreal, 1972, p. 43-46.
- Gobbett D. J. Upper Paleozoic. — In: *Geology of the Malay Peninsula (West Malaysia and Singapore)*. N. Y., 1973, p. 61-95.
- Goto-nada Sea and Tsuchima Strait investigations, Northwestern Kyushu, 1972-1973. Inoue E. (Ed.). *Geol. Surv. Japan*, 1975, 68 p.
- Grantz A., Kirschner C.E. Tectonic framework of petroliferous rocks in Alaska. — In: *Circum-Pacific Energy and Mineral Resources*. M.T. Halbouty, J.C. Maher, H.M. Lain (Eds). Tulsa, USA, Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 25, 1976, p. 291-307.
- Grim M.S., McManus D.A. A shallow seismic-profiling survey of the Northern Bering Sea. — *Marine Geol.*, 1970, v. 8, N 5, p. 293-320.
- Grow J.A. Crustal and upper mantle structure of the Central Aleutian Arc. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, v. 84, N 7, p. 2169-2191.
- Grow J.A., Atwater T. Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian arc. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, v. 81, p. 3715-3722.
- Grow J.A., Qamar A. Seismic-wave attenuation beneath the central Aleutian

- arc. — Bull. Seismol. Soc. America, 1973, v. 63, N 6, p. 2155–2166.
- Haile N.S. Geosynclinal theory and the organizational pattern of the North-West Borneo Geosyncline. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1969, v. 124, N 2, p. 171–188.
- Haile N.S. Notes on the geology of the Tambelan, Anambas and Bungaran (Natuna) Islands, Sunda shelf, Indonesia, including radiometric age determinations. — U.N.E.C.A.F.E. CCOP, Techn. Bull., 1970, v. 3, p. 55–90.
- Haile N.S. The geomorphology and geology of the northern part of the Sunda shelf and its place in the Sunda mountain system. — Pacific Geol., 1973, N 6, p. 73–89.
- Haile N.S., Bignell J.D. Late Cretaceous age based on K-Ar dates of granitic rock from the Tambelan and Bungaran Islands, Sunda shelf, Indonesia. — Geol. en mijnbouw, 1971, v. 50, N 5, p. 687–690.
- Haile N.S., Keij A.S., Pimm A.C. Preliminary report on the oceanographic cruise of HMS Dampier in the South China Sea. — Malaysia Geol. Surv. Annual Rept for 1963. 1964, p. 119–145.
- Hakagawa H. Geology of Tokunoshima, Okunoerabu, Yoron and Kikaigashima Islands (Amami Islands). Pt 1. — Contribs Inst. Geol. and Paleontol. Tohoku Univ., 1967, N 63, p. 1–39.
- Hamilton E.L., Moore D.G., Buffington E.C. e.a. Sediment velocities from sonobuoys: Bay of Bengal, Bering Sea, Japan Sea and North Pacific. — J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 17, p. 2653–2668.
- Hamilton W. Map of sedimentary basins of the Indonesian region. Reston, U.S. Geol. Surv., 1974, 1 sheet.
- Hamilton W. Earthquake map of the Indonesian region. Reston, U.S. Geol. Surv., 1974a, 1 sheet.
- Hanna G.D. Fossil diatoms from the Pribilof Islands, Bering Sea, Alaska. — Proc. Calif. Acad. Sci., 1970, v. 37, N 5, p. 167–234.
- Hanzawa S. Studies of the Foraminifera fauna found in the core from the deep well in Kita-Daito (North Borodino Island). — Imp. Acad. Tokyo Proc., 1938, v. 14, p. 384–390.
- Hanzawa S. Micropalaeontological studies of drill cores from a deep well in Kita-Daito-Zima (North Borodino Island). — In: Jubilee Publ. in Commemoration of Prof. Yabe's 60th Birthday, v. 2. 1940, p. 755–802.
- Hashimoto S. The basic plutonic rocks of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Pt 1. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, 1975, v. 16, N 4, p. 367–420.
- Hashimoto W., Sato T. Contribution to the geology of Mindoro and neighbouring islands of the Philippines. — Geol. and Paleontol. South Asia, 1968, v. 5, p. 192–210.
- Hashimoto W., Sato T. Geological structure of North Palawan and its bearing on the geological history of the Philippines. — Geol. and Paleontol. South Asia, 1973, v. 13, p. 145–161.
- Hattori H. Preliminary report on the metamorphic and granitic rocks of Sado Island, Japan. — Earth Sci., 1966, N 84, p. 26–30.
- Hattori H., Shibata K. Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori granite, Western Japan. — Bull. Geol. Surv. Japan, 1974, v. 25, N 4, p. 157–173.
- Haykawa M., Iizuka S. Geophysical studies at and adjacent area of Izu Peninsula. — In: Izu Peninsula. M. Hoshino, H. Aoki (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1972, p. 217–243.
- Hays J.D., Ninkovich D. North Pacific deep-sea ash chronology and age of present Aleutian underthrusting. — Mem. Geol. Soc. America, 1970, N 126, p. 263–290.
- Helmsberger D. The crust mantle transition in the Bering Sea. — Bull. Seismol. Soc. America, 1968, v. 58, N 1, p. 179–214.
- Henry M., Karig D.E., Shor G.G. Two seismic refraction profiles in the West Philippine Sea. — Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, v. 31. S.M. White (Ed.). Washington, U.S. Govt. Print. Office, 1975, p. 611–614.
- Hilde T.W., Engel C.C. Age, composition and tectonic setting of the granite island, Hon Trung Lon, off the coast of South Viet-Nam. — Bull. Geol. Soc. America, 1967, v. 78, p. 1289–1294.
- Hilde T.W.C., Wageman J.M. Structure and origin of the Japan Sea. — In: The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry. P.Y. Coleman (Ed.). Univ. West. Australia Press, 1973, p. 415–434.
- Hilde T.W.C., Wageman J.M., Hammond W.T. The structure of Tosa terrace and Nankai Trough off Southeastern Japan. — Deep-Sea Res., 1969, v. 16, N 1, p. 67–75.
- Ho C.S. Structural evolution of Taiwan. — Tectonophysics, 1967, v. 4–6, p. 367–378.
- Ho C.S., Lee C.N. Chapters on geology of Taiwan. Geol. Surv. Taiwan, 1963, 57 p.
- Hoare J.M. Geology and tectonic setting of lower Kuskokwim-Bristol Bay region, Alaska. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, v. 54, N 5, p. 595–611.
- Hoare J.M., Condon W.N. Geologic map of the Marshall quadrangle, Western Alaska. Washington, U.S. Geol. Surv., 1971, 1, sheet.
- Honda T., Kitano K. Basaltic rock fragments and gabbroic ones from the north-western slope of the Bayonnaise rocks (Japan). — J. Geol. Soc. Japan, 1974, v. 80, N 4, p. 149–163.
- Honkura Y. Partial melting and electrical conductivity anomalies beneath the Japan and Philippine Seas. — Phys. Earth and Planet. Interiors, 1975, v. 10, N 2, p. 123–134.

- Honza E. Sediments and subsurface structure in the Japan Sea. — *Marine Sci. Monthly*, 1972, v. 4, N 3, p. 46–51.
- Hopkins D.M., Scholl D.W., Addicott W.O. e. a. Cretaceous, Tertiary and Early Pleistocene rocks from the continental margin in the Bering Sea. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, N 8, p. 1471–1480.
- Hoshino M. Eustasy in relation to orogenic stage. Tokyo, Tokai Univ. Press, 1975, 397 p.
- Hotta H. The structure of sedimentary layer in the Japan Sea. — *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 1967, v. 18, Aug., p. 111–131.
- Hotta H. A crustal section across the Izu-Ogasawara arc and trench. — *J. Phys. Earth*, 1970, v. 18, N 2, p. 123–141.
- Hotta H. Sediment distribution in the continental borderland off Japanese Islands. — *In: Island Arc and Marginal Sea*. S. Asano, G. Udintsev (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1971, p. 147–153.
- Huang T. Foraminiferal study of the Tungliang well TL-I of the Penghu Islands. — *U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull.*, 1968, v. 1, p. 39–56.
- Hurley P., Fairbairn H.W. Rb-Sr ages in Viet-Nam: 530 m. y. event. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83, N 11, p. 3525–3527.
- Hurley P.M., Fairbairn H.W., Pinson W.H., Lee J.H. Middle Precambrian and older apparent age values in basement gneisses of South Korea and relations with Southwest Japan. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, v. 84, p. 2299–2304.
- Hutchison C.S. Tectogene hypothesis applied to the Pre-Tertiary of Sabah and the Philippines. — *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 1968, N 1, February, p. 65–79.
- Hutchison C.S. Tectonic evolution of Sundaland: a Phanerozoic synthesis. — *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 1973, v. 6, p. 61–86.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 6. Washington, U.S. Govt Print. Office, 1971, 1329 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 19. Washington. U.S. Govt Print. Office, 1973, 913 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 31. Washington, U.S. Govt Print. Office, 1975, 927 p.
- Inoue M. Geologic structures of the Chichibu terrain in the Kanto mountainous land, Japan. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, 1974, v. 19, N 1, p. 1–25.
- Irving E.M. Geological history and petroleum possibilities of the Philippines. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1952, v. 36, N 3, p. 437–476.
- Isezaki N., Uyeda S. Geomagnetic pattern of the Japan Sea. — *Merine Geophys. Res.*, 1973, N 2, p. 51–59.
- Ishibashi T. Bedrock geology of Iheya Islands, Okinawa Island Group. — *Sci. Rept. Kanazawa Univ.*, 1968, v. 13, N 1, p. 51–72.
- Ishibashi T. Stratigraphy of the Triassic formation in Okinawajima, Ryukyus. — *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, 1969, v. 19, p. 373–385.
- Ishibashi T. The Triassic formation of Hedo Cape in Okinawa-jima, Japan. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1974, v. 80, N 7, p. 329–330.
- Ishida S. Wano formation (Eocene) in Amami-Oshima, Ryukyu Islands, Japan. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1969, v. 75, N 3, p. 141.
- Ishida S., Kaseno Y., Nakanishi N. e. a. Geology of Hegura-jima and Nanatsu-jima off Noto Peninsula, Central Japan. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1962, v. 68, N 803, p. 461–468.
- Ishii J., Okada S., Nomura I. Studies of the marine sediments off the northwest coast of Hokkaido, Japan. Part 1. On gravels dredged from the Musashi Bank. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1973, v. 79, N 5, p. 325–340.
- Ishikawa H., Berman S., Yagi K. Geochemical study of trace elements in the alkalic rocks of Nemuro Peninsula, Hokkaido, Japan. — *Geochem. J.*, 1971, v. 5, p. 187–206.
- Ishizaka K., Yanagi T. Occurrence of oceanic plagiogranites in the older tectonic zone, Southwest Japan. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1975, v. 27, p. 371–377.
- Isshiki N., Matsui K., Ono K. Volcanoes of Japan. Map in scale 1:2 000 000. *Geol. Surv. Japan*, 1968, 1 sheet.
- Ito M., Aoki H., Kamitake H. e. a. Origin of acidic plutonic gravels in Yap Islands, Western Pacific. — *In: Izu Peninsula*. M. Hoshino, H. Aoki (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1972, p. 391–399.
- Iwabuchi Y., Mogi A. Summarization of submarine geology in each zone of Japanese Upper Mantle Project. — *In: The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*. Pt 2. M. Gorai, S. Igi (Eds). *Geol. Surv. Japan*, 1973, p. 138–162.
- Jacob K.H., Hamada K. The upper mantle beneath the Aleutian Island arc from pure path Rayleigh-wave dispersion data. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 1972, v. 62, N 6, p. 1439–1453.
- Jahn B.M., Vhen P.Y., Yen T.P. Rb-Sr ages of granitic rocks in Southeastern China and their tectonic significance. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1976, v. 86, p. 763–776.
- Jeffreys H. Theoretical aspects of continental drift. — *In: Plate Tectonics – Assessments and Reassessments*. Ch.K. Kahle (Ed.). Tulsa, USA, 1974, p. 395–405.
- Johnson G.C., Alvis R.J., Hertzler R.L. Military geology of Yap Islands, Caroline Islands. Intelligence Div., Office of Engi-

- neer Headquarters, U. S. Army Pacific with U. S. Geol. Surv. U. S. Govt. Print. Office, 1960, 196 p.
- Jones D. L., Clark H. B. Upper Cretaceous (Maastrichtian) fossils from the Kenai-Chugach Mountains, Kodiak and Shumagin Islands, Southern Alaska. — *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 1973, v. 1, N 2, p. 125–136.
- Juan V. Tectonic evolution of Taiwan. — *Tectonophysics*, 1975, v. 26, p. 197–212.
- Juan V. C., Chow T. G., Lo H. J. K-Ar ages of the metamorphic rocks of Taiwan. — *Acta geol. taiwanica*, 1972, N 15, p. 113–118.
- Kanamori H. Study on the crust-mantle structure in Japan. — *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 1963, v. 41, pt 4, p. 761–779.
- Kanamori H. Seismological evidence for heterogeneity of the mantle. — *J. Geomagn. and Geoelectr.*, 1970, v. 22, N 1–2, p. 53–70.
- Kaneoka I., Isshiki N., Zashu S. K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. — *Geochem. J.*, 1970, v. 4, p. 53–60.
- Kanmera K. Paleozoic and Mesozoic geosynclinal volcanism in the Japanese Islands and associated chert sedimentation. — In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. R. H. Dott, R. H. Shaver (Eds). Tulsa, USA, 1974, p. 161–173.
- Karig D. E. Structural history of the Mariana Island Arc system. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v. 82, N 2, p. 323–344.
- Karig D. E. Site surveys in the Mariana area (Scan IV). — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 6. Washington, U. S. Govt. Print. Office, 1971a, p. 681–689.
- Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1971b, v. 76, N 11, p. 2542–2561.
- Karig D. E. Plate convergence between the Philippines and Ryukyu Islands. — *Marine Geol.*, 1973, v. 14, p. 153–168.
- Karig D. E. Basin genesis in the Philippine Sea. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 31. Washington, U. S. Govt. Print. Office, 1975, p. 857–879.
- Karig D. E., Glassley W. E. Dacite and related sediment from the West Mariana Ridge, Philippine Sea. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, v. 81, N 7, p. 2143–2146.
- Karig D. E., Ingle J. C., Bouma A. H. e. a. Origin of the West Philippine Basin. — *Nature*, 1973, v. 246, N 5434, p. 458–461.
- Karig D. E., Moore G. E. Tectonic complexities of the Bonin arc system. — *Tectonophysics*, 1975, v. 27, N 2, p. 97–118.
- Kaseno Y., Ishida S., Nakanishi N. Geological Map of Noto Peninsula. Scale 1:75 000. Tokyo. 1964, 1 sheet.
- Katsumata M., Sykes L. R. Seismicity and tectonics of the Western Pacific, Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions. — *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 25, p. 5923–5948.
- Khain V. E., Seslavinsky K. B. [Хайн В. Е., Сеславинский К. Б.] Basic problems of structure and tectonic history of the north-western segment of the Pacific Mobile Belt. — In: *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*. P. J. Coleman (Ed.), Univ. Perth., West Australia Press, 1973, p. 389–406.
- Kienle J. Gravity and magnetic measurements over Bowers Ridge and Shirshov Ridge, Bering Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 29, p. 7138–7153.
- Kim Ok Jonn. Tectonic and magnetic evolution on the Okchon geosynclinal zone. — *13 Pacific Sci. Congr. Record of Proc.*, v. 1. Abstracts of Papers. Vancouver, Canada, 1975, p. 405.
- Kiminami K. Sedimentology of the Nemuro Group. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1974, v. 81, N 4, p. 215–232.
- Kimura T. Structural division of Japan and the Honshu arc. — *Japan. J. Geol. and Geogr.*, 1967, v. 38, N 2–4, p. 117–131.
- Kimura T. Some folded structures and their distribution in Japan. — *Japan. J. Geol. and Geogr.*, 1968, v. 39, N 1, p. 1–26.
- Kimura T. The old "inner" arc and its deformation in Japan. — In: *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*. P. J. Coleman (Ed.). Univ. West, Perth Australia Press, 1973, p. 255–273.
- Kimura T. Mesozoic folds and foldings in Japan. — *J. Geogr.*, 1974, v. 83, N 3, p. 143–156.
- Kimura T. The ancient continental margin of Japan. — In: *The Geology of Continental Margins*. C. A. Burk, Ch. L. Drake (Eds). N. Y., Springer-Verl., 1974a, p. 817–829.
- Kimura T., Hiroshima T., Inoue E. Geological structure beneath the East China Sea. — *Marine Sci. Monthly*, 1975, v. 7, N 1, p. 45–51.
- Kimura T., Yoshida S., Toyohara F. Paleogeography and earth movements of Japan in the Late Permian to Early Jurassic Sambosan stage. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, 1975a, v. 19, p. 149–177.
- Kitamura N., Kotaka T., Kanno S. Preliminary notes on the geotectonics of the Eastern Philippine Arc and the Visayan Basin. — *Geol. and Paleontol. South Asia*, 1968, v. 5, p. 186–191.
- Kitamura N., Onuki Y. Geological and crustal sections of the A-zone, Northeast Japan. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*. Pt 2. M. Gorai, S. Igi (Eds). Tokyo, Geol. Surv. Japan, 1973, p. 38–60.
- Kizaki K. Configuration of migmatite dome comparative tectonics of migmatite in the Hidaka metamorphic belt. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Sec. 4*, 1972, v. 15, N 1–2, p. 157–172.
- Kobayashi K., Isezaki N. Magnetic anomalies in the Sea of Japan and the Shikoku

- Basin: possible tectonic implications. — In: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*. G.H.Sutton, M.H.Manghnani, R.Moberly, E.U.McAfee (Eds). Washington, AGU, 1976, p. 235–253.
- Koesoemadinata R.P., Pulunggono A. Offshore Tertiary sedimentary basins in Indonesia. — *Proc. Inst. Techn. Bandung*, 1974, v. 8, N 3, p. 91–108.
- Konishi K. Geotectonic framework of the Ryukyu Islands (Nansei-shoto). — *J. Geol. Soc. Japan*, 1965, v. 71, N 840, p. 437–457.
- Konishi K., Schlanger S.O., Omura A. Neotectonic rates in the Central Ryukyu Islands derived from 230th coral ages. — *Marine Geol.*, 1970, v. 9, N 4, p. 225–240.
- Kubota S., Berg E. Evidence for magma in the Katmai volcanic range. — *Bull. Volcanol.*, 1967, v. 31, p. 175–214.
- Kummer J.T., Creager J.S. Marine geology and Cenozoic history of the Gulf of Anadyr. — *Marine Geol.*, 1971, v. 10, N 4, p. 257–280.
- Kurasawa H. Volcanoes and volcanic rocks of Japan with regard to genesis of volcanic rocks. — In: *Izu Peninsula*. M.Hoshino, H.Aoki (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1972, p. 155–184.
- Ladd H.S., Ingerson E., Townsend R.C. e. a. Drilling on Eniwetok Atoll, Marshall Island. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1953, v. 37, p. 2257–2280.
- LeMay W.J. A perspective on Alaska's oil potential. — *Oil and Gas J.*, 1969, v. 67, N 8, p. 114–120.
- Lewis R.G., Nelson W.H., Powers H.A. Geology of Rat Islands, Aleutian Islands, Alaska. — *Geol. Surv. Bull.*, 1960, N 1028-Q, p. 555–562.
- Leyden R., Ewing N., Murauchi S. Sonobuoy refraction measurements in East China Sea. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1973, v. 57, N 12, p. 2396–2403.
- Louden K.E. Magnetic anomalies in the West Philippine basin. — In: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*. G.H.Sutton, M.Manghnani, R.Moberly, E.U.McAfee (Eds). Washington, AGU, 1976, p. 253–267.
- Ludwig W.J. The Manila Trench and West Luzon Trough. III. Seismic refraction measurements. — *Deep-Sea Res.*, 1970, v. 17, N 3, p. 553–571.
- Ludwig W.J. Structure of the Bering Sea basins. — In: *The Geology of Continental Margins*. by C.A.Burk, C.L.Drake (Eds). N.Y., Springer-Verlag, 1974, p. 661–668.
- Ludwig W.J., Den N., Murauchi S. Seismic reflection measurements of Southwest Japan margin. — *J. Geophys. Res.*, 1973a, v. 78, N 14, p. 2508–2516.
- Ludwig W.J., Ewing J.I., Murauchi S. e. a. Sediments and structure of the Japan Trench. — *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, N 8, p. 2121–2137.
- Ludwig W.J., Hayes D.E., Ewing J.I. The Manila Trench and West Luzon Trough. I. Bathymetry and sediment distribution. — *Deep-Sea Res.*, 1967, v. 14, p. 533–544.
- Ludwig W.J., Houtz R.E., Ewing M. Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers Ridge, Shirshov Ridge and enclosed basins. — *J. Geophys. Res.*, 1971a, v. 76, N 26, p. 6367–6375.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Den N. e. a. Structure of East China Sea — West Philippine Sea margin off Southern Kyushu, Japan. — *J. Geophys. Res.*, 1973b, v. 78, N 14, p. 2526–2536.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Den N. e. a. Structure of Bowers Ridge, Bering Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1971b, v. 76, N 26, p. 6350–6366.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Houtz R. Sediments and structure of the Japan Sea. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1975, v. 86, N 5, p. 651–664.
- Mantura A.J. New global tectonics and "the new geometry". — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1972, v. 56, N 12, p. 2451–2455.
- Marlow M.S., Scholl D.W., Buffington E.C., Alpha T.R. Tectonic history of the Central Aleutian Arc. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, v. 84, N 5, p. 1555–1574.
- Marlow M.S., Scholl D.W., Buffington E.C. e. a. Buldir depression — a Late Tertiary graben on the Aleutian Ridge, Alaska. — *Marine Geol.*, 1970, v. 8, N 1, p. 85–108.
- Marlow M.S., Scholl D.W., Cooper A.K., Buffington E.C. Structure and evolution of the Bering Sea shelf south of St. Lawrence Island. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1976, v. 60, N 2, p. 161–183.
- Marlow M.S., Scholl D.W., Cooper A.K. St. George basin, Bering Sea shelf: a collapsed Mesozoic margin. — In: *Island Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. M. Talwani, W.C.Pitman III (Eds). Maurice Ewing, Ser 1. Washington, D.C., AGU, 1977, p. 211–220.
- Mason A.S., Corwin G., Rodgers C.L. e. a. Military geology of the Palau Islands, Caroline Islands. Intelligence Div., Office of Engineer Headquarters, U.S. Army Far East and Eight U.S. Army (rear) with personnel of the U.S. Geol. Surv., 1956, 285 p.
- Matsuda T., Uyeda S. On the Pacific-type orogeny and its model extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. — *Tectonophysics*, 1971, v. 11, N 1, p. 5–27.
- Matsumoto T. Fundamental problems in the Circum-Pacific orogenesis. — *Tectonophysics*, 1967, v. 4, N 4–6, p. 595–613.
- Matsumoto T., Kimura T. Southwest Japan. — In: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts*. Data Orogenic Studies Edinburgh, 1974, p. 513–541.

- Matsumoto T., Yamaguchi M., Yanagi T. e. a. The Precambrian problem in younger orogenic zones: an example from Japan. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, N 3, pt 2, p. 643-648.
- Matsumoto T. Seismic body waves observed in the vicinity of Mount Katmai, Alaska, and evidence for the existence of molten chambers. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, v. 82, N 10, p. 2905-2920.
- McKee E.H. K-Ar ages of deep-sea basalts, Benham rise, West Philippine basin. — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 31. S.M.White (Ed.). Washington, U.S. Govt. Print. Office, 1975, p. 599-600.
- Meijer A. Pb and Sr isotopic studies of igneous rocks cored during Leg 31 of the Deep Sea Drilling Project. — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 31. S.M.White (Ed.). Washington, U.S. Govt. Print. Office, 1975, p. 601-605.
- Menard H.W. Transitional types of crust under small ocean basins. — *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, N 12, p. 3061-3073.
- Meng C.Y. Geologic concepts relating to the petroleum prospects of Taiwan Strait. — *U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull.*, 1968, v. 1, p. 143-153.
- Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A. Tests of plate tectonics. — In: *Plate Tectonics - Assessments and Reassessments*. Ch. E. Kahle (Ed.). Tulsa, USA, 1974, p. 43-145.
- Minato M. Basement complex and Paleozoic orogeny in Japan. — *Pacific Geol.*, 1968, N 1, p. 85-95.
- Minato M. The origin of "deep sea basins" in the marginal seas behind the island arcs of the Western Pacific. — *Pacific Geol.*, 1973, N 6, p. 95-100.
- Minato M. Japanese Paleozoic corals. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1975, v. 81, N 2, p. 103-126.
- Minato M., Rowett C.L. New Paleozoic fossils from Southern Hokkaido, Japan. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4*, 1967, v. 13, N 4, p. 321-332.
- Misawa Y. Morphological and geological results of the GDP. — 11th cruise in the Philippine Sea. — *Marine Sci. Monthly*, 1975, v. 7, N 7, p. 38-46.
- Mitsunashi T. Geologic development of South Kanto and Niigata sedimentary basins from Miocene to Pleistocene. — *Earth Sci.*, 1973, v. 27, N 2-3, p. 48-65.
- Miyamura S. Natural Earthquakes. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*. Pt 1. S.Miyamura, S.Uyeda (Eds.). Univ. Tokyo Press, 1972, p. 16-44.
- Miyazaki A., Sato N., Saito N. Lead isotopes of granitic rocks from the Hida metamorphic belt and some isotopic features of igneous rocks in Japan. — *Geochem. J.* 1973, v. 7, N 4, p. 231-244.
- Mizuno A., Okuda Y., Tamaki K. e. a. Marine geology and geologic history of the Daito Ridges area, Northwestern Philippine Sea (1). — *Marine Sci. Monthly*, 1975, v. 7, N 7, p. 52-58.
- Mizuno A., Okuda Y., Tamaki K. e. a. Marine geology and geologic history of Daito Ridges area, Northwestern Philippine Sea (2). — *Marine Sci. Monthly*, 1975a, v. 7, N 8, p. 39-44.
- Mizzan A.W. Considerazioni geologico-strutturali sulle Filippine alla luce di alcune datazioni inedite al potassio-argon. — *Atti Soc. ital. sci. natur.*, 1974, v. 115, N 3-4, p. 238-242.
- Mogi A. Submarine topography of the Philippine Sea. — *J. Geogr.*, 1970, v. 79, N 5, p. 243-265.
- Mogi A. Submarine topography of the northern part of the Philippine Sea — on the outer ridge along the Nankai Trough. — *Marine Sci. Monthly*, 1975, v. 7, N 8, p. 27-32.
- Moffitt F.H. Geology of the Nome and Grand Central Quadrangles Alaska. — *Geol. Surv. Bull.*, 1913, v. 533, 140 p.
- Moore D.C. Acoustic reflection reconnaissance of continental shelves: Eastern Bering and Chukchi Seas. — In: *Papers in Marine Geology*. F. Shepard commemorative volume. R.L. Miller (Ed.). N.Y., MacMillan CO., 1964, p. 319-362.
- Moore J.C. The ancient continental margin of Alaska. — In: *The Geology of Continental Margins*. C.A. Burk, C.L. Drake (Eds.). N.Y., Springer-Verl., p. 811-816.
- Murauchi S. Explosion seismology. — *Second Progress Report on the Upper Mantle Project of Japan (1965-1966)*. Nat. Committee for UMP, Sci. Council of Japan, March, 1966, p. 11-13.
- Murauchi S. Seismic prospecting of the Japan Sea floor, Japan Sea. — *Circular Nihonkai*, 1972, N 7, p. 3-13.
- Murauchi S., Asanuma T. Seismic profiler and sonobuoy refraction measurements during GDP-6-8 voyages, 1973. — *Marine Sci. Monthly*, 1974, v. 6, N 8, p. 23-27.
- Murauchi S., Den N., Asano S. e. a. Crustal studies of the Philippine Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 10, p. 3143-3172.
- Murauchi S., Ludwig W.J., Den N. e. a. Structure of the Sulu Sea and the Celebes Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, N 17, p. 3437-3447.
- Nagano M., Sakurai M., Uchida M. Submarine geology off northeast coast of Hokkaido district. — *Rept Hydrogr. Res.*, 1974, N 9, p. 1-31.
- Nagasaka K., Francheteau J., Kishi T. Terrestrial heat flow in the Celcbes and

- Sulu Seas. — *Marine-Geophys. Res.*, 1970, v. 1, N 1, p. 99–103.
- National Report on the Geodynamics Project, Japan. National committee for Geodynamics Project of Japan. 1975, N 5, 100 p.
- Nelson C.H., Hopkins D.M., Scholl D.W. Cenozoic sedimentary and tectonic history of the Bering Sea. — In: *Oceanography of the Bering Sea*. D.W.Hood and E.J.Kelley (Eds). Univ. Alaska Press, USA, 1974, p. 485–516.
- Nguyen-Hai, Le-Cu. Structure de l'écorce terrestre sous la Mer de Chine méridionale. — *Compt. rend. Union géodés. et géophys. intern.*, 1969, N 15, pt 1, p. 140–141.
- Nichols H., Perry R.B., Kofoed G.W. Bathymetry of Bowers Bank, Bering Sea. — *Surveying and Mapping*, 1964, v. 24, N 3, p. 443–448.
- Niino H. A study on the marine geology around Danjo Islands in the East China Sea and Mishima Island in the east part of the Korea Strait. — *U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull.*, 1968, v. 1, p. 87–94.
- Niino H., Emery K.O. Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, v. 72, p. 731–762.
- Nozawa T. Isotopic ages of Late Cretaceous acid rocks in Japanese Islands; summary and notes in 1970. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1970, v. 76, N 10, p. 493–518.
- Nozawa T. Radiometric age map of Japan. Granitic rocks. *Geol. Surv. Japan*, 1975, 1 sheet.
- Nozawa T., Kawata K., Kawai M. Geology of the Hida-Furukawa District. Quadrangle Series. Scale 1:50 000. *Geol. Surv. Japan*, 1975, 1 sheet.
- Nugent L.E. Emerged phosphate islands in Micronesia. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1948, v. 59, p. 977–994.
- Oba Y. Petrology of the Late Pliocene basalts of the Western part of Hokkaido. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Geol., Mineral*, 1972, v. 15, N 1–2, p. 11–25.
- Ohta M. Oki metamorphics. — *J. Japan Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists*, 1963, v. 49, N 5, p. 189–205.
- Oka C. The report on results of depth measurements in the East China Sea. — *J. Meteorol., Res.*, 1973, v. 25, N 12, p. 511–515.
- Okada H. Preliminary study of geological section across the northern part of Tsuchima Islands, Kyushu. — *Mem. Nat. Sci. Museum*, 1969, N 2, p. 19–27.
- Okada H., Suzuki S., Moriya T., Asano S. Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observations. — *J. Phys. Earth*, 1973, v. 21, N 4, p. 329–354.
- Okuda Y., Inoue E., Ishihara I. e. a. Submarine geology of the Nankai Trough and its peripheral area. — *Marine Sci. Monthly*, 1976, v. 8, N 3, p. 48–56.
- Packham G.H., Falvey D.A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. — *Tectonophysics*, 1971, v. 11, N 2, p. 79–109.
- Parke M.L., Emery K.O., Szymankiewicz R., Reynolds L.M. Structural framework of continental margin in South China Sea. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1971, v. 55, N 5, p. 723–751.
- Patton W.W. Reconnaissance geology of the Northern Yukon-Koyukuk Province, Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1973, N 774-A, p. 1–17.
- Patton W.W., Csejtey B. Preliminary geologic investigations of western St. Lawrence Island, Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1971, N 684-C, p. C1–C15.
- Patton W.W., Lanphere M.A., Miller T.P., Scott R.A. Age and tectonic significance of volcanic rocks on St. Matthew Island, Bering Sea, Alaska. — *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 1976, v. 11, N 1, p. 67–73.
- Patton W.W., Dutro J.T. Preliminary report on the Paleozoic and Mesozoic sedimentary sequence on St. Lawrence Island, Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1969, N 650-D, p. 138D-143D.
- Piper D.J.W., Huene Von R., Duncan J.R. Late Quaternary sedimentation in the active Eastern Aleutian trench. — *Geology*, 1973, v. 1, N 1, p. 19–22.
- Powers H.A., Coats R.R., Nelson W.H. Geology and submarine physiography of Amchitka Island, Alaska. — *Geol. Surv. Bull.*, 1960, N 1028-P, p. 521–554.
- Pratt R.M., Rutstein M.S., Walton F.W., Buschur J.A. Extension of Alaskan structural trends beneath Bristol Bay, Bering shelf, Alaska. — *J. Geophys. Res.*, 1972, v. 77, N 6, p. 4994–4999.
- Rabinowitz Ph.D., Cooper A. Structure and sediment distribution in the Western Bering Sea. — *Marine Geol.*, 1977, v. 24, N 4, p. 309–320.
- Rajah S.S. Younger Mesozoic sedimentary rocks, State of Johore, West Malaysia. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1969, v. 53, N 10, pt 1, p. 2187–2189.
- RGES (The Research Group for Explosion Seismology). The second explosion-seismic observations in North-Eastern Japan. — *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 1952, v. 30, pt 3, p. 279–291.
- RGES. Observations of seismic waves from four explosions near the Kamaisi Mine. — *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 1959a, v. 37, pt 1, March, p. 89–121.
- RGES. Observations of seismic waves from the second Hokoda explosion. — *Bull.*

- Earthq. Res. Inst., 1959b, v. 37, pt 3, p. 495-508.
- RGES. Crustal structure in Central Japan as derived from the Miboro explosion-seismic observations. Pt 1. Explosions and seismic observations. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1961, v. 39, pt 2, p. 285-326.
- RGES. Crustal structure in Central Japan along longitudinal line 139°E derived from explosion-seismic observations. Pt 1. Explosions and seismic observations. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1964, v. 42, pt 3, p. 515-531.
- RGES. Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions. Pt 1. Observation of seismic waves generated by the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1966, v. 44, pt 1, p. 89-107.
- RGES. Crustal structure in the profile across the northeastern part of Honshu, Japan, as derived from explosion seismic observations. Pt 1. Observation of seismic waves generated from the off Kesennuma, the off Oga Peninsula and the Tuihat explosions. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1968, v. 46, pt 3, p. 529-605.
- RGES. Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions (continued). Pt 1. Observation of seismic waves generated by the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions (continued). - Bull. Earthq. Res. Inst., 1970, v. 48, pt 6A, p. 1121-1127.
- Ridley W.L., Rhodes J.M., Reid A.M. e.a. Basalts from Leg 6 of the Deep Sea Drilling Project. - J. Petrol., 1974, v. 15, N 1, p. 140-159.
- Ruthland R., William R. A tectonic study of part of the Philippine fault zone. - Quart. J. Geol. Soc. London, 1968, v. 123, N 4, p. 293-323.
- Ryukyu Island (Nasei-Shoto) Arc GH 75-1 and GH 75-5 cruises, January-February and July-August 1975. Honza E. (Ed.). - Cruise Report N 6. Geol. Surv. Japan, 1976, 81 p.
- Sainsbury C.L. Geology and ore deposits of the Central York Mountains, Western Seward Peninsula, Alaska. - Geol. Surv. Bull., 1969, 1287, 101 p.
- Sakagami S., Minamigawa S., Kawashima M. Conodonts from the Kamiiso limestone and consideration of its geological age. - J. Geogr., 1969, v. 78, N 6 (773), p. 37-43.
- Sakurai M., Sato T. Submarine geological structures and history of the Mogami trough. - J. Geol. Soc. Japan, 1971, v. 77, N 8, p. 489-496.
- Sakurai M., Sato T., Taguchi H. e.a. Submarine geological structures and submarine canyons in the area north of Toyama Bay. - J. Geol. Soc. Japan, 1972, v. 78, N 9, p. 475-484.
- Santo T. Regional study on the characteristic seismicity of the world. Pt V. Bonin-Mariana Islands region. Comparative study on the reliability of USCGS seismic data since 1963. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1970, v. 48, N 3, p. 363-379.
- Sartono S. On Pleistocene migration routes of vertebrate fauna in Southeast Asia. - Geol. Soc. Malaysia Bull., 1973, v. 6, p. 273-286.
- Sato T. Sea bottom survey in westward of the Northeast Japan. - J. Geogr., 1971, v. 80, N 5, p. 285-301.
- Sato S. Recent studies on the geological development of the Chinese Continent. - Earth Sci., 1975, v. 29, N 6, p. 282-296.
- Sato K., Meng C.Y., Suyama J. e.a. Reports on the seismic refraction survey on land in the western part of Taiwan, Republic of China. - U.N. ECAFE CCOP, Techn. Bull., 1969, v. 2, p. 45-58.
- Sato T., Sakurai M., Taguchi H. e.a. Geology of submarine continental margin in westward of Hokkaido. - Rept Hydrogr. Res., 1973, N 8, p. 1-49.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Hopkins D.M. Exposure of basement rock on the continental slope of the Bering Sea. - Science, 1966, v. 153, N 3739, p. 992-994.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Hopkins D.M. Geologic history of the continental margin of North America in the Bering Sea. - Marine Geol., 1968, v. 6, N 4, p. 297-330.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region. - In: Geology of the Bering Sea and adjacent regions. R.B. Forbes (Ed.), Geol. Soc. America Mem., 1974, 78 p. (preprint).
- Scholl D.W., Creager J.S. Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results: Far North Pacific and Aleutian Ridge, and Bering Sea. - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 19. P.R. Supko (Ed.), Washington, U.S. Govt. Print. Office, 1973, p. 897-913.
- Scholl D.W., Greene H.G., Marlow M.S. Eocene age of the Adak "Paleozoic (?)" rocks, Aleutian Islands, Alaska. - Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, N 12, p. 3583-3591.
- Scholl D.W., Hopkins D.M. Newly discovered Cenozoic basins, Bering Sea shelf, Alaska. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1969, v. 53, N 10, p. 2067-2078.
- Scholl D.W., Hopkins D.M., Greene H.G., Buffington E.C. New petroleum prospects, shallow and deep Bering Sea. - Bull.

- Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1968a, v. 52, N 3, p. 566-567.
- Scholl D.W., MacLeod M.S., Buffington E.C. Episodic Aleutian Ridge igneous activity: implications of Miocene and younger submarine volcanism west of Buldir Island (175.9°E). — *Bull. Geol. Soc. America*, 1976, v. 87, p. 547-554.
- Scholl D.W., Marlow M.S. Diapirlike structures in southeastern Bering Sea. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1970, v. 54, N 9, p. 1644-1650.
- Scholl D.W., Marlow M.S., Buffington E.C. Summit basins of Aleutian Ridge, North Pacific. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1975, v. 59, N 5, p. 799-816.
- Sclater J.G., Karig D., Lawver L.A., Louden K. Heat flow, depth and crustal thickness of the marginal basins of the South Philippine Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 2, p. 309-318.
- Segawa J., Tomoda Y. Gravity measurements near Japan and study of the upper mantle beneath the oceanic trench-marginal sea transition zones. — In: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*. G.H. Sutton, M. Manghuni, R. Moberly, E.U. McAfee (Eds). Washington, AGU, 1976, p. 35-52.
- Shi Z.L., Huan W.L., Wu H., Cao X.L., Chao E.C.T. On the intensive seismic activity in China and its relation to plate tectonics. — *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275-A, p. 239-259.
- Shibata K. K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rocks in Japan. — *Geol. Surv. Japan*, Rept N 227, 1968, 73 p.
- Shibata K., Adachi M. Rb-Sr whole-rock ages of Precambrian metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate from Central Japan. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1974, v. 21, N 3, p. 277-287.
- Shibata K., Okuda Y. K-Ar age of a granite fragment dredged from the 2-nd Komana-shi Seamount. — *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1975, v. 26, N 2, p. 19-20.
- Shiki T., Aoki H., Misawa Y. Geological results of the recent studies of the Philippine Sea — with special reference to GDP-8, 11 cruises. — *Marine Sci. Monthly*, 1975, v. 7, N 7, p. 22-28.
- Shiki T., Aoki H., Suzuki H. e.a. Geological and petrographical results of the GDP-8th cruise in the Philippine Sea. — *Marine Sci. Monthly*, 1974, v. 6, N 8, p. 51-56.
- Shimamura H., Tomoda Y., Asada T. Seismographic observation at the Gotton of the Central Basin Fault of the Philippine Sea. — *Nature*, 1975, v. 253, N 5488, p. 177-179.
- Shimizu N. Lead isotopic studies on granitic rocks of the Abukuma and Sidara areas in the Ryoke-Abukuma metamorphic belt, Central Japan. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II. Geol. Mineral., Geogr., Geophys.*, 1970, v. 17, pt 3, p. 445-484.
- Shiraki K. Metamorphic basement rocks of Yap Islands, Western Pacific: possible oceanic crust beneath an island arc. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1971, v. 13, N 1, p. 167-174.
- Shono N. Finding of acidic volcanic rocks on seamounts, west of Torishima. — In: *Izu Peninsula*. M. Hoshino, H. Aoki (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1972, p. 333-340.
- Shor G.G. Seismic-refraction studies off the coast of Alaska: 1956-1957. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 1962, v. 52, N 1, p. 37-57.
- Shor G.G. Structure of the Bering Sea and the Gulf of Alaska. — *Marine Geol.*, 1964, v. 1, p. 213-229.
- Shor G.G., Fornari D.J. Seismic refraction measurements in the Kamchatka basin, Western Bering Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 29, p. 5260-5266.
- Soloviev S.L., Touezov I.K., Vasiliev B.I. [Соловьёв С.Л., Туюзов И.К., Васильев Б.И.] The structure and origin of the Okhotsk and Japan Sea abyssal depressions according to new geophysical and geological data. — *Tectonophysics*, 1977, v. 37, N 1-3, p. 153-166.
- Stone D.B. Geophysics in the Bering Sea and surrounding areas (Review). — *Tectonophysics*, 1968, v. 6, N 6, p. 433-460.
- Stoneley R. A note on the structural evolution of Alaska. — *J. Geol. Soc. America*, 1971, v. 127, N 11, p. 623-628.
- Sugisaki R., Mizutani S., Adachi M. e.a. Rifting in the Japanese Late Paleozoic geosyncline. — *Nature, Phys. Sci.*, 1971, v. 233, N 37, p. 30-31.
- Sugisaki R., Tanaka T. Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre-Cenozoic geosynclines. — *Tectonophysics*, 1971, v. 12, N 5, p. 393-413.
- Sugisaki R., Tanaka T., Hattori H. Rubidium and potassium contents of geosynclinal basalts in the Japanese Islands. — *Nature*, 1970, v. 227, N 5265, p. 1338-1339.
- Suzuki Y., Asano Y., Takeuchi K. e.a. Recent horizontal deformation of the earth's crust in the Japanese Islands. — *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1975, v. 26, N 12, p. 639-667.
- Sychev P.M., Snegovskoy S.S. [Сычев П.М., Снеговской С.С.] Abyssal depressions of the Okhotsk, Japan and Bering Seas. — *Pacific Geol.*, 1976, N 11, p. 57-80.
- Tagg A.R., Greene H.G. High-resolution seismic survey of an area near Nome,

- Alaska. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1973, N 759-A, p. A1-A23.
- Taguchi H., Nagano M., Sato T. e. a. Structural development of the area adjacent to the Hakusan Se, Japan Sea. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1973, v. 79, N 4, p. 287-298.
- Tamesis E.V., Manalac E.V., Reyes C.A., Ote L.M. Late Tertiary geological history of the continental shelf off northwestern Palawan, Philippines. — *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 1973, N 6, p. 165-176.
- Taneda S., Tsuji K., Nakamura M. Geological, petrological and palaeomagnetic studies on the volcanic rocks of Cheju Island. — *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Ser. 2, 1970, v. 15, N 2, p. 96-108.
- Tarr A.S. World Seismicity Map. U.S. Geol. Surv., 1974, 1 sheet.
- Terman M.J. Tectonic Map of China and Mongolia. Scale 1:5 000 000. Geol. Soc. America, 1974, 2 sheets.
- The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area. Pt 1. Geophysics. S.Miyamura, S.Uyeda (Eds). Japan Nat. Committee for Upper Mantle Project. Univ. Tokyo Press, 1972, 119 p.
- Tomoda Y. Free Air and Bouguer gravity anomalies in and around Japan. Scale 1:3 000 000. Univ Tokyo Press, 1973, 2 sheets.
- Tracey J.T., Schlenger S.O., Stark J. e. a. General geology of Guam. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, N 403-A, p. A1-A104.
- Tsubokawa I. Geodesy. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*. Pt 1. S.Miyamura, S.Uyeda (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1972, p. 1-13.
- Ueno N., Kaneoka I., Ozima M. e. a. K-Ar age, Sr isotopic ratio and K/Rb ratio of volcanic rocks dredged from Japan Sea. — In: *Island Arc and Marginal Sea*. S.Asano, G.Udintsev (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1971, p. 305-310.
- Uyeda S. Heat flow. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*. Pt 1. S.Miyamura, S.Uyeda (Eds). Tokyo, Tokai Univ. Press, 1972, p. 97-105.
- Uyeda S., Ben-Avraham Z. Origin and development of the Philippine Sea. — *Nature*, 1972, v. 240, N 104, p. 176-178.
- Vassilkovsky N.P. [Васильковский Н.П.] On the geological nature of the Pacific mobile belt. — *Tectonophysics*, 1967, v. 4, N 4-6, p. 583-593.
- Von Huene R. Structure of the continental margin and tectonics at the Eastern Aleutian Trench. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83, N 12, p. 3613-3626.
- Von Huene R., Shor G.G. The structure and tectonic history of the Aleutian Trench. *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, N 10, p. 1889-1902.
- Wageman J.M., Hilde T.W.C., Emery K.O. Structural framework of East China and Yellow Sea. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1970, v. 54, N 9, p. 1611-1643.
- Wahrhaftig C. Physiographic divisions of Alaska. — U.S. Geol. Surv. Profess Paper, 1965, N 482, 52 p.
- Watanabe J., Epp D., Uyeda S. e.a. Heat flow in the Philippine Sea. — *Tectonophysics*, 1970, v. 10, N 1-3, p. 205-224.
- Watanabe J., Langseth M.G., Anderson R.N. Heat Flow in Back-Arc Basin of the Western Pacific. — In: *Island Arcs, Deep-Sea Trenches and Back-Arc Basins*. M.Talwani, W.C.Pitman III (Eds). Maurice Ewing Ser I. AGU. Washington, 1977, p. 137-161.
- Watts A.B., Talwani M., Cochran J.R. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin. — In: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*. G.H.Sutton, M.Manghni, R.Moberly, E.U.McAfee (Eds). Washington, AGU, 1976, p. 17-34.
- Weeks L.G. Geologic architecture of Circum-Pacific. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1959, v. 43, N 2, p. 350-380.
- Wesson P.S. Objections to continental drift and plate tectonics. — *J. Geol.*, 1972, v. 80, N 2, p. 185-197.
- Willums J. International report offshore technology: Peoples Republic of China. — *Ocean Industry*, 1975, v. 10, N 4, p. 83-86.
- Wolfe J. Interpretation of potassium-argon dates in the Philippines. — *Mines Mag.*, 1973, v. 63, N 4, p. 25-28.
- Wu F.T. Focal mechanisms and tectonics in the vicinity of Taiwan. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 1970, v. 60, N 6, p. 2045-2056.
- Wu F.T. The Philippine Sea plate: a "sinking towel"? — *Tectonophysics*, 1972, v. 14, N 2, p. 81-86.
- Yagi K. Petrology of the alcaic dolerites of the Nemuro Peninsula, Japan. — In: *Igneous and Metamorphic Geology*. L.Larsen (Ed.). Geol. Soc. America Mem., 1969, v. 115, p. 103-147.
- Yamashita N., Fujita Yu. A report of geotectonic researches in the B-zone (Central Japan). — In: *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*. Pt 2. M.Gorai, S.Igi (Eds). Geol. Surv. Japan, 1973, p. 61-83.
- Yancey T. Evidence against Devonian unconformity and Middle Paleozoic age of Langkawi folding phase in Northwest Malaya. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1975, v. 59, N 6, p. 1015-1019.
- Yasui M., Epp D., Nagasaka K., Kishii T. Terrestrial heat flow in the seas around the Nansei Shoto (Ryukyu Islands). — *Tectonophysics*, 1970, v. 10, N 1-3, p. 225-235.

- Yen T.P. The gneisses of Taiwan. — Bull. Geol. Surv. Taiwan, 1954, N 5, p. 1–100.
- Yen T.P. A stratigraphical study of the Tananao schist in Northern Taiwan. — Bull. Geol. Surv. Taiwan, 1960, N 12, p. 53–66.
- Yen T.P. The grade of metamorphism of the Tananao schist. — Proc. Geol. Soc. China, 1962, N 5, p. 101–108.
- Yen T.P., Rosenblum S. Potassium-argon ages of micas from the Tananao schist terrane of Taiwan: a preliminary report. — Proc. Geol. Soc. China, 1964, N 7, p. 80–81.
- Yoshida T. Development of the Northeast Japan geosyncline in the Paleozoic and the Mesozoic. — Assoc. Earth. Sci. Spec. Report (Japan), 1975, N 19, p. 103–114.
- Yoshida T., Kakimi T. Carboniferous fossils from Matsumae, Hokkaido. — J. Geol. Soc. Japan, 1970, v. 76, p. 413–414.
- Yoshii T. Terrestrial heat flow and features of the upper mantle beneath the Pacific and the Sea of Japan. — J. Phys. Earth, 1972, v. 20, N 3, p. 271–285.
- Yoshii T., Ludwig W.J., Den N. e. a. Structure of Southwest Japan margin off Shikoku. — J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 14, p. 2517–2525.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ	9
Вводные замечания	-
Критерии тектонического районирования	11
Основные выводы	13
Глава 2. ТЕКТНИКА ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	14
Введение	-
Берингово море	-
Охотское море	29
Японское море	57
Восточно-Китайское и Желтое моря	78
Южно-Китайское море	95
Филиппинское море	109
Глава 3. СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗОНЬ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ	130
Заложение геосинклинальных систем	-
Палеогеография	131
Современный режим	132
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	135
ABSTRACT	136
ЛИТЕРАТУРА	137

CONTENTS

INTRODUCTION	5
Chapter 1. PRINCIPLES OF TECTONIC ZONING	9
Introduction remarks	-
Criteria of tectonic zoning	11
Conclusion	13
Chapter 2. TECTONICS OF THE FAR EAST MARGINAL SEAS	14
Introduction	-
The Bering Sea	-
The Sea of Okhotsk	29
The Sea of Japan	57
The East China and Yellow Seas	78
The South China Sea	95
The Philippines Sea	109
Chapter 3. STRUCTURAL EVOLUTION OF THE ASIA TO PACIFIC TRANSITION ZONE	130
Origin of geosynclinal systems	-
Paleogeography	131
Recent geosynclinal regime	132
CONCLUSION	135
ABSTRACT	136
REFERENCES	137

Гелиос Сергеевич Гнибиденко

ТЕКТОНИКА ДНА ОКРАИННЫХ МОРЕЙ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

*Утверждено к печати
Межведомственным Геофизическим комитетом
при Президиуме Академии наук СССР*

Редактор *Е.Н. Милютина*

Редактор издательства *В.Я. Енюкова*

Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 16325

Подписано к печати 21.03.79. Т – 02691
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Усл.печ. л. 14,4+вкл. 2,0. Уч.-изд.л. 18,8
Тираж 950 экз. Тип. зак. 244.
Цена 2 р. 90к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 94а;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 90 к.

2988