

Л.И. Коган

СТРУКТУРА ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Наука

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА

Л.И. Коган

СТРУКТУРА ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

(по данным
автоматизированной системы
многоканального
сейсмопрофилирования)

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Л.П. ЗОНЕНШАЙН



МОСКВА "НАУКА" 1988



5005

Структура дна Мирового океана (по данным автоматизированной системы многоканального сейсмопрофилирования) / Л.И. Коган. — М.: Наука, 1988. — 168 с. ISBN 5-02-002050-8

Морские сейсмические исследования — пока единственный способ массового изучения структур земной коры океанов. Разработанные в институте метод и система многоканального глубинного сейсмопрофилирования отраженными волнами позволили выполнить крупномасштабные исследования строения земной коры дна Мирового океана в различных геодинамических зонах. Книга — первое отечественное обобщение данных многоканального сейсмопрофилирования в океане.

Рассчитана на геологов, океанологов, сейсмологов, геофизиков.

Табл. 2. Ил. 70. Библиогр.: 343 назв.

Рецензенты: А.С. Перфильев, О.Г. Сорохтин

Научное издание

Коган Лазарь Иоханинович

СТРУКТУРА ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

(по данным автоматизированной системы многоканального сейсмопрофилирования)

Утверждено к печати Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР

Редактор Н.М. Митяшова. Редактор издательства И.С. Власов
Художник И.Д. Богачев. Художественный редактор А.Я. Толмачев
Технический редактор Л.В. Русская. Корректор З.Д. Алексеева

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37463

Подписано к печати 08.06.88. Т — 01908. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,7 + 0,9 вкл. Усл.кр.-отг. 15,0. Уч.-изд.л. 16,4
Тираж 600 экз. Тип. зак. 345. Цена 3 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

К 1904040000-229
042(02)-88 205-88—II

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002050-8

ВВЕДЕНИЕ

Возрастающие потребности в различных видах минерального сырья, истощение запасов многих богатых залежей на континентах уже в настоящее время выдвинули глобальную проблему изучения и освоения минеральных ресурсов дна Мирового океана в разряд первоочередных задач. Большинство государств приступило к практической реализации этой задачи на прилегающих к их территории участках шельфа. Предварительные прогнозы иностранных и советских специалистов показывают, что доля "морских" месторождений полезных ископаемых существенно возрастает и в дальнейшем по многим видам минерального сырья станет преобладающей. Так, в 1985 г. на морских акваториях (без СССР) было добыто более 930 млн т. нефти (23% мировой добычи), в 1985 г. было известно более 1000 "морских" месторождений нефти и газа. Непрерывно увеличивается на шельфах добыча россыпей касситерита, золота, ильменита, рутила, циркона, монацита, алмазов. Делаются первые попытки организовать промышленную добычу железомарганцевых конкреций с абиссальных глубин океана.

Поиски, разведка и добыча минерального сырья всегда были самым тесным образом связаны с фундаментальным изучением строения недр нашей планеты. Не вызывает сомнения, что только солидная теоретическая база, основанная на убедительном экспериментальном фактическом материале, может служить надежной основой для правильной и наиболее экономически рентабельной организации такого капиталоемкого процесса, как геологическая съемка дна Мирового океана и добыча "морских" полезных ископаемых.

В связи с возросшим научным и практическим интересом к строению Земли последние 10–15 лет характеризуются лавиноподобным поступлением геолого-геофизической информации о глубинной структуре дна Мирового океана и вещественном составе его пород. Резко возрос уровень изученности этой громадной территории, составляющей 361 млн км² (70,8%) земной поверхности.

В процессе развития морских геологоразведочных работ быстрыми темпами прогрессировали точность аппаратуры и разрешающая способность методов исследований, из которых ведущая роль принадлежит мобильным геофизическим методам, прежде всего сейсмометрии (сейсморазведке).

На первоначальном этапе развития морской геофизики преобладали попытки приспособить применяемую на суше аппаратуру и методику к условиям моря. Однако наличие толщи воды как специфического слоя и проведение работ на подвижном основании (судне) требовали создания теоретических основ, аппаратуры и методики, полностью учитывающих эти факторы. К настоящему времени значение и индивидуальность морской геофизики океана настолько возросли, что она выделена в достаточно самостоятельную отрасль науки и практики. Отличительными особенностями океанских геофизических исследований являются: технологическая совместимость основных методов (сейсмического, гравиметрического, магнитометрического) на борту одного судна, что позволяет выполнять одновременно комплексные наблюдения естественных и искусственных геофизических полей; высокая производительность работ (десятки

тысяч километров профильных наблюдений с одного судна в год), делает возможным изучать сравнительно большие площади за короткие отрезки времени; высокая геологическая информативность и экономическая эффективность этих исследований.

Данные морской сейсмометрии, позволяющие осветить строение земной коры и верхней мантии, являются фактической основой для создания глобальных теоретических концепций о структуре и истории развития дна океанов и морей. Особую ценность эти материалы приобретают в результате сопоставления их с данными бурения, прямых геологических наблюдений океанского дна с подводных аппаратов и на островах и с экспериментальными данными о поведении и свойствах горных пород в различных геодинамических и геохимических условиях. На этой основе с учетом всех других факторов создаются возможности для научно обоснованного прогноза поисков различных видов полезных ископаемых.

Советскими учеными (Г.А. Гамбурцев, Е.И. Гальперин, И.П. Косминская, С.М. Зверев, Ю.П. Непрочнов) в 50–60-х годах был разработан метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), нашедший всемирное признание и применение. С помощью ГСЗ в 60–80-х годах были установлены принципиальные особенности строения земной коры и верхов мантии, выделены основные типы коры, показано различие в строении земной коры материков и океанов. В 70–80-х годах при изучении характера сочленения различных геоблоков и внутренней структуры океанской коры, зон быстрой смены физико-геологических характеристик начал использоваться метод многоканального (глубинного) сейсмического профилирования (ГСП) — отраженными волнами (МОВ). Применение ГСП–МОВ в комплексе с ГСЗ позволяет получать важные научные и практические результаты, ликвидировав многие элементы схематизма в глубинных построениях.

В 1962 г. в Мировом океане (Гренландское море) был отработан первый отечественный профиль многоканального МОВ (Л.И. Коган). По инициативе И.П. Косминской группой исследователей (Л.И. Коган, Я.П. Маловицкий, Г.Б. Удинцев) под руководством В.В. Федынского, а затем А.С. Молина в 1970–1975 гг. разработаны теория, методика и техника ГСП–МОВ. С 1975 г. этот метод широко вошел в комплекс отечественных геофизических исследований океана и занял в нем ведущую роль.

В связи с получением огромного потока информации ГСП–МОВ о глубинном строении океанов и морей (измеряемой величинами 10^{12} – 10^{13} бит в год на одно современное судно) особую роль приобрели вопросы автоматизации сбора, хранения и обработки сейсмических данных. На основе комплексного, системного подхода к процессу морских геофизических исследований и сейсмометрии как основной их части, на базе применения современных достижений математики, кибернетики, электронно-вычислительной техники удалось поднять на качественно новый уровень конечный эффект всей работы — достоверность и глубину геологической интерпретации данных ГСП–МОВ о строении недр под морями и океанами. Получена принципиально новая информация о строении и внутренней структуре океанской земной коры в регионах наиболее интересных с позиций современной геодинамики: в абиссальных котловинах, рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, трансформных разломах, на океанских возвышенностях ("океанских землях"), в глубоководных желобах, на активных и пассивных континентальных окраинах. На основе этих данных нами в начале 80-х годов установлена экспериментально гетерогенность океанской коры, обусловленная режимом ее формирования в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

Новейшие данные многоканальной сейсмометрии показывают, что океанская кристаллическая кора состоит из нескольких структурно-неоднородных толщ, возникающих как в процессе ее генезиса в рифтовых зонах, так и в ходе раннего тектонического развития. Это приводит к ее динамической неустойчивости, а затем и к тектонической расслоенности коры, что создает предпосылки для дисгармоничных перемещений внутри коры и верхов мантии и приводит к сложным внутрикоровым деформациям локального и регионального масштаба не только на границах, но и внутри литосферных плит на фоне их глобальных горизонтальных перемещений.

Решающую поддержку автору в создании системы многоканального глубинного сейсмопрофилирования и интерпретации данных ГСП-МОВ оказали мои учителя В.В. Федьинский, М.К. Полшков, А.С. Монин, А.Л. Яншин, Ю.М. Пушаровский и коллеги Я.П. Маловицкий, О.Г. Сорохтин, Л.П. Зоненшайн, И.Ф. Глумов.

И.Н. Ельников, А.Я. Гольмшток, Ю.В. Миронов, Е.Б. Франк, В.Л. Симоновский активно участвовали в разработке и внедрении в практику океанологических и морских геофизических исследований метода и системы многоканального глубинного сейсмического профилирования. В подготовке этой монографии большую помощь оказали Н.В. Гриб, Р.Д. Николаева, С.А. Кисель, которым автор сердечно благодарен.

С 1960 по 1973 г. работа выполнялась в научно-исследовательском вычислительном центре НПО "Южморгео" Мингео СССР, а с 1974 по 1986 г. — в геофизической лаборатории Южного отделения Института океанологии АН СССР.

I ТЕОРИЯ, МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ГСП-МОВ

часть В ОКЕАНЕ

ГЛАВА I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ЭФФЕКТИВНОСТЬ ГСП-МОВ

Исследования строения дна Мирового океана методом глубинного сейсмического зондирования, выполненные в 50–70-х годах советскими и зарубежными экспедициями, позволили выяснить принципиальные особенности строения океанской коры и основных ее слоев [70, 84, 94, 107, 108, 219, 245, 267, 272, 277, 287]. Однако в силу своей физической сущности метод ГСЗ, выполняемый на основе анализа преломленных волн, не мог дать сведений о внутренней структуре основных слоев океанской коры [63, 64, 90, 103, 107, 272].

По мере роста уровня технической оснащенности морской сейсморазведки методом отраженных волн (МОВ) и превращения ее в высокопроизводительную автоматизированную систему изучения строения дна океана [59, 157, 158] в начале 70-х годов перед МОВ была поставлена задача исследования не только осадочной толщи, но и кристаллической океанской коры [160, 168].

Впервые возможность изучения строения земной коры континентов МОВ была показана Г.А. Гамбурцевым, Ю.Н. Годиным и их учениками в 50-х годах при работах в Средней Азии [64]. В океане, где, по данным ГСЗ, земная кора значительно тоньше, чем на континентах [70], ее изучение МОВ представлялось тем более целесообразным [168]. Впервые на это было указано И.П. Косминской в 1970 г. в 49-м рейсе НИС "Витязь" в юго-западную часть Тихого океана при анализе энергограмм нормальных отраженных волн, регистрируемых при мощных взрывах ГСЗ. Однако реализация этой идеи стала возможной только на основе использования в середине 70-х годов автоматизированной системы морской сейсморазведки [156, 168], направленной на выделение и непрерывное прослеживание глубинных границ консолидированной океанской коры и названной нами системой глубинного сейсмического профилирования ГСП-МОВ [159, 168].

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОКЕАНСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПОЛЕ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Сейсмическая модель океанской коры, полученная в 70-х годах на основе данных ГСЗ, представляет собой в основном пачку мощных однородных или, реже, неоднородных слоев [106, 108, 219, 272, 277].

Теоретически возможность выделения и прослеживания глубинных границ МОВ определялась способом математического моделирования процесса распространения упругих колебаний в средах, аппроксимирующих акустическое строение земной коры в различных тектонических зонах Мирового океана (абиссальные впадины, срединно-океанические хребты и рифы, зоны предокеана, глубоководные впадины с мощными осадочными образованиями и др.). Исходные модели среды задавались на основе уже имеющихся данных морских геолого-геофизических исследований, включая материалы ГСЗ и глубоководного бурения [70, 108, 219, 272].

Теоретические сейсмограммы МОВ рассчитывались на ЭВМ путем численного реше-

Таблица 1

Акустические параметры обобщенной модели, принятой для расчета импульсной сейсмограммы океанской коры

Слой, граница	Номер пласта	V_P , м/с	V_S , м/с	ρ , г/см ³	d , м	α , 1/м
Водная толща	0	1500	0	1,03	3700	0
Первый (осадочный)	1	1460	730	1,65	3	$1,3 \cdot 10^{-1}$
	2	1580	790	1,78	3	$4 \cdot 10^{-2}$
	3	1540	760	1,72	3	$4 \cdot 10^{-2}$
	4	1640	800	1,87	2 2	$1 \cdot 10^{-2}$
	5	1800	900	2,18	10	$1 \cdot 10^{-2}$
	6	1900	1020	1,86	20	$2,3 \cdot 10^{-1}$
	7	2000	1170	2,06	10	$7 \cdot 10^{-3}$
	8	2100	1050	2,45	1010	$2,9 \cdot 10^{-2}$
Второй (геофизический)	9	4500	2650	2,60	300	$7 \cdot 10^{-3}$
	10	4700	2500	2,51	500	$2,2 \cdot 10^{-2}$
	11	5000	2790	2,76	500	$5,0 \cdot 10^{-3}$
	12	5500	3060	2,82	560	$6,8 \cdot 10^{-3}$
Третий (геофизический)	13	6500	3250	3,20	2000	$3 \cdot 10^{-5}$
	14	7000	3500	3,30	3486	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Верхняя мантия	граница M_1	8000	4000	3,50	1000	$8 \cdot 10^{-6}$
	граница M_2	8500	4300	4,00		$8 \cdot 10^{-6}$

Примечание. Модель составлена на основании данных Дж. Юинге, Дж. Шора, Р. Райта, И.П. Косминской, Н.К. Капустян, О.Г. Сорохтина, Дж. Шамуяз, Дж. Найфа, Ч. Дрейка и др. [70, 84, 107, 108, 219, 245, 267, 277, 287, 313, 335].

ния задачи о распространении плоской гармонической волны сквозь пачку тонких твердых квазиупругих слоев, залегающих под слоем жидкости (см. гл. II) [35, 137, 154].

При выборе моделей были заданы следующие начальные условия: а) волны распространяются с горизонтальным и наклонным падением; б) поверхности равных скоростей и равных плотностей плоские и параллельные; в) фронты волн плоские; г) составляющие геологический разрез слои твердые, упругие, их деформация подчиняется законам Гука; д) в слоях существует поглощение, линейно зависящее от частоты.

Численное решение задачи о распространении плоской гармонической волны в пачке квазиупругих слоев под слоем жидкости позволяет получить спектральную характеристику среды $U(j\omega)$ и путем обратного преобразования Фурье вычислить импульсную переходную характеристику, называемую импульсной сейсмограммой $U(t)$, для двухмерной слоистой модели с любым законом распределения мощности слоев $d(z)$, плотности $\rho(z)$, скорости распространения продольных $V_P(z)$ и поперечных $V_S(z)$ волн, коэффициента поглощения $\alpha(z)$, где z — глубина [137].

В табл. 1 в качестве примера приведены акустические параметры обобщенной модели земной коры под дном океана на удалении 500 км от рифтовой долины.

Значение коэффициента поглощения α осадочной толщи преднамеренно завышено [294]. На рис. 1 показана принятая для расчета модель среды и соответствующая ей импульсная сейсмограмма $U(t)$ [168, 254].

Анализируя импульсную сейсмограмму, отметим следующее: а) динамический диапазон импульсов отраженных волн не превышает 40 дБ; б) спектр сигналов с увеличением времени на трассе сдвигается в сторону низких частот, составляя на уровне 0,7 от максимума в интервале времен после вступления отражения от дна: 0,0–0,5 с —

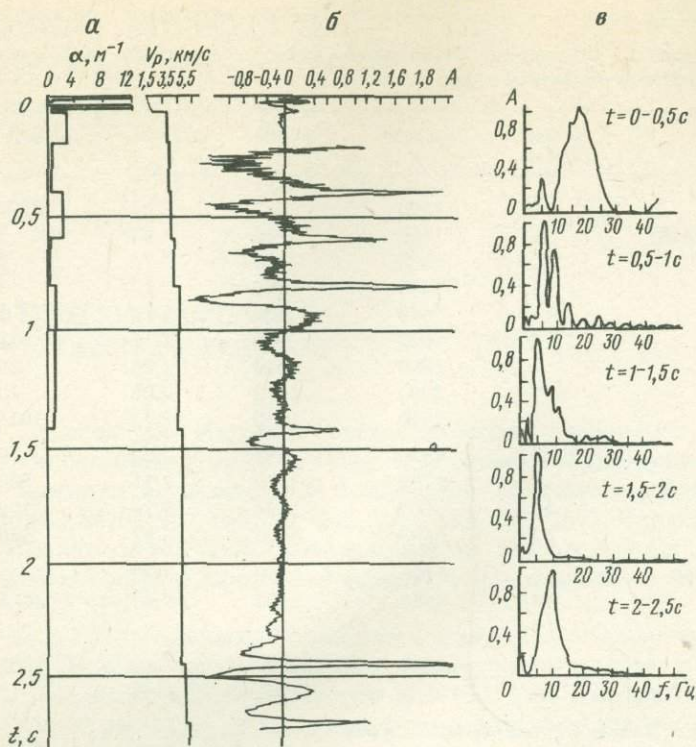


Рис. 1. Моделирование процесса распространения отраженных волн в океанской коре (по [168, 200])

a — модель среды; *б* — теоретическая импульсная сейсмограмма; *в* — интервальные спектры; $\alpha(t)$ — коэффициент поглощения, м^{-1} ; $V_p(t)$ — скорость продольных волн, км/с

12–20 Гц; 0,5–1 с — 4–11 Гц; 1–1,5 с — 4–8 Гц; 1,5–2 с — 4–6 Гц; 2–2,5 с — 6–11 Гц; в) отражения от границ M_1 и M_2 фиксируются в интервале 2,4–2,7 с после отражения от дна; г) отношение максимальных амплитуд сигналов, отраженных от дна и от границ M_1 и M_2 , составляет соответственно 34,6 (31 дБ) и 68,2 (37 дБ).

Аналогичные выводы получены при анализе различных моделей строения земной коры. Однако при больших мощностях осадочной толщи и основных слоев разреза коры в целом происходит растяжение импульсной сейсмограммы $U(t)$ во времени, увеличение динамического диапазона диапазона импульсов отраженных волн до 60–80 дБ, дальнейшее смещение спектра волн, отраженных от глубинных границ, в область низких частот (вплоть до единиц герц), вступление отражений от границ M_1 и M_2 на временах 4–6 с и более после вступления отражения от дна. Весьма существенную роль начинают играть многократные волны в водном слое, когда временной интервал между вступлением отражения от дна и от границы M_1 (M_2) меньше двойного времени пробега сейсмического импульса в водном слое.

Импульсная сейсмограмма $U(t)$ зависит исключительно от акустических параметров модели и не учитывает влияния таких факторов, как импульсные характеристики источника упругих волн $P(t)$ и приеморегистрирующего канала $I(t)$, которые имеют существенное значение при формировании реальной сейсмограммы. Более близкую к реальной записи импульсную сейсмограмму можно получить путем свертки [168]:

$$U(t) * P(t) * I(t) = Y(t).$$

Результаты такой операции в случае применения стандартных пневматического источника (объем 3 лх4, глубина погружения 7 м), пьезосейсмографной "косы"

МОВ, сейсмической станции типа "Поиск-МОВ" показывают, что в данном случае значения $P(t)$ и $I(t)$ не являются оптимальными. Это обуславливает уменьшение амплитуд отраженных сигналов по сравнению с теоретически возможными максимальными значениями для границы M_1 в 43,4 раза (-32,8 дБ), а для границы M_2 — в 52,7 раза (-34,5 дБ) [168].

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы: 1) выделение и прослеживание докритических отраженных волн от глубинных границ раздела в океане осуществимо имеющимися техническими средствами; 2) подбор параметров (импульсная характеристика) источника упругих волн и сейсмического канала играет первостепенную роль при решении этой задачи; 3) наилучшие условия прослеживания глубинных границ обеспечиваются при согласованности импульса возбуждения, импульсной реакции приеморегистрирующего канала и импульсной реакции среды.

Для океанской земной коры выделение и прослеживание отраженных волн вплоть до границ M_1 и M_2 на единичных трассах энергетически возможно при условии, что максимум частотной характеристики излучаемого импульса будет лежать в интервале 4–18 Гц, мощность источника упругих волн обеспечивает уровень сигналов не меньше -40 дБ в интервале 2,5–3 после отражения от дна по сравнению с амплитудой донного отражения, при отношении сигнал/шум не меньше 5 дБ, а динамический диапазон приеморегистрирующего канала составляет не менее 60 дБ при частотном диапазоне 3–20 Гц.

Описанные результаты получены без учета шумов различного происхождения — $\gamma(t)$.

В дальнейшем при разработке методики и техники ГСП-МОВ предполагалось, что модель сейсмической трассы $Y(t)$ описывается соотношением

$$Y(t) = [U(t) * P(t) + \gamma(t)] * I(t), \quad (I.1)$$

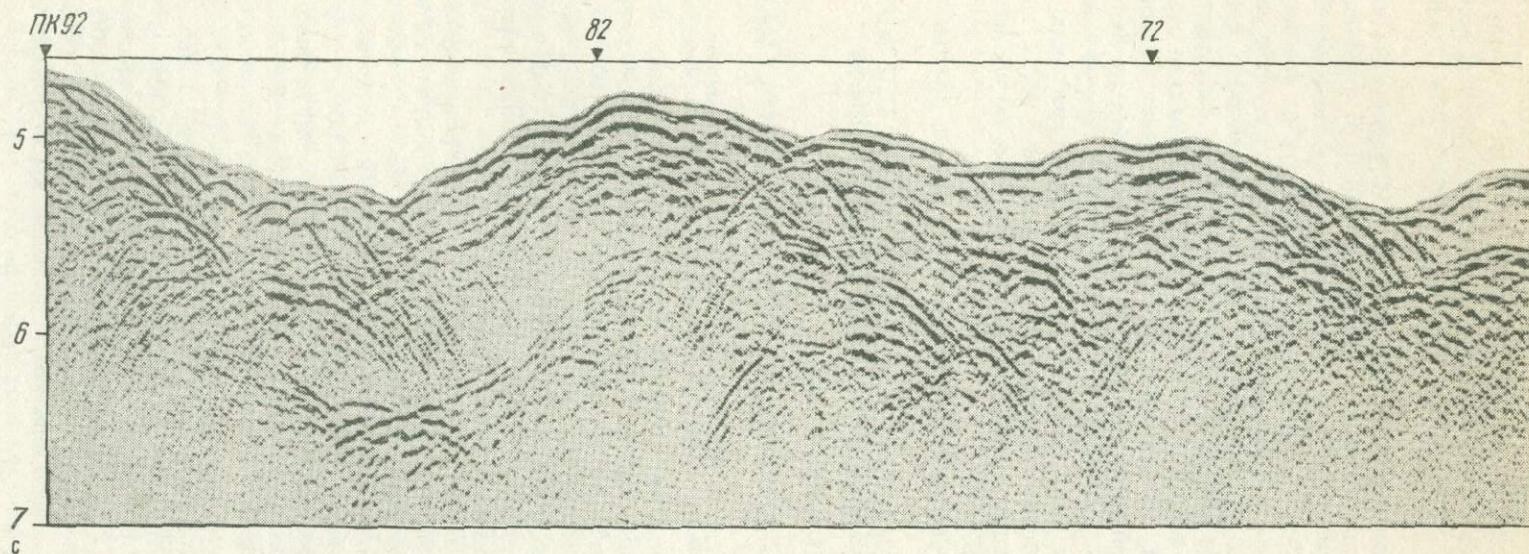
в связи с чем $Y(t)$ может быть разделена на когерентные $Y(t)$ и некогерентные $a(t)$ составляющие:

$$Y(t) = Y(t) + a(t). \quad (I.2)$$

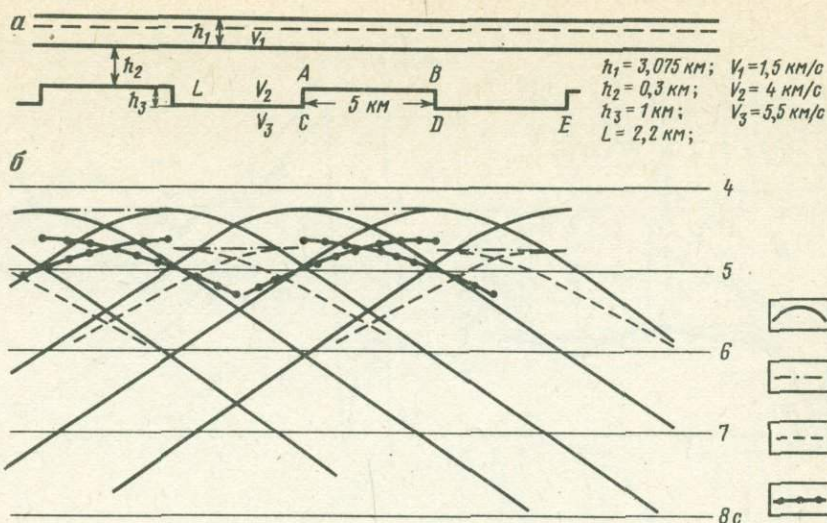
Экспериментальные исследования поля сейсмических волн, наблюдаемых МОВ при выполнении указанных выше оптимальных условий их возбуждения и приема, а также при применении асинхронного накопления сигналов [54, 166], показали, что длительность записи регулярных волн даже на одноканальном экспресс-разрезе обычно составляет 3–4 с после вступления от дна, что позволяет надеяться на выделение и прослеживание вдоль линии профиля отражений от глубинных границ земной коры при обработке многоканальных наблюдений МОВ.

При работах в океане на разрезах t_0 (экспресс-разрезах) ГСП-МОВ наблюдается четкое двух-трехкратное повторение записи за счет вступления многократных волн в водном слое. Динамический диапазон реальных сигналов достигает 60 дБ.

Вступления отраженных волн регистрируются на экспресс-разрезах многофазным путем колебаний общей длительностью до 0,5 с, что объясняется пульсацией газового пузыря мощного низкочастотного пневмоисточника, заглубленного на 25–30 м, а также использованием низкочастотных фильтров [190]. Многофазность затрудняет фазовую корреляцию глубинных отражающих границ, однако на записях отмечается множество правильных по форме симметричных годографов (линий t_0). Групповая корреляция вершин подобных годографов образует на экспресс-разрезе протяженные в субгоризонтальном направлении "полосы" шириной 0,5–0,6 с. Как правило, на временных разрезах, полученных в различных частях Мирового океана, выделяется до четырех-пяти таких полос (рис. 2). Этим субгоризонтальным полосам соответствуют максимумы на записях энергетического уровня сигналов. Годографы, образующие "полосы" на больших временах, характеризуются меньшей крутизной. Интересно отметить, что группы годографов большей частью располагаются друг под другом от крутых к более пологим с незначительными смещениями их вершин, образуя своеобразные субверти-



Р и с. 2. Типичная волновая картина на разрезах ГСП-МОВ (до процедуры миграции) (по [190])
Здесь и далее на рисунках ПК – пикетаж (км) от начала профиля



Р и с. 3. Модель среды, адекватная строению верхней толщи земной коры под дном океана (а), и характерные годографы отраженных и дифрагированных волн (б) (по [190])

Годографы: 1 — дифрагированных волн от точек А, В, ..., 2 — отраженных волн от площадок АВ, DE, ..., 3 — дифрагированных волн от точек С, D, E, ..., 4 — преломленно-дифрагированных волн от точек С, D, E, ...

кальные зоны, Горизонтальное расстояние между такими зонами изменяется от 1 до 15 км. На экспресс-разрезах отсутствуют линии t_0 протяженностью более 15 км.

Моделирование на ЭВМ наблюдаемой волновой картины показало, что наиболее вероятной интерпретационной моделью представляется слоистая среда, в которой слои в разрезе разделяются субвертикальными зонами нарушений в виде ломаных линий. Это приводит к возникновению дифрагированных волн от точек излома вдоль линии нарушения [190]. На рис. 3 изображены модель подобной среды и соответствующие ей некоторые типы рассчитанных нами теоретических годографов. Как видно из сопоставления рис. 2 и 3, выбранная модель и соответствующая ей волновая картина адекватны в пределах точности сопоставлений. Из моделирования следует, что на экспресс-разрезах МОВ дна океана существенную роль в формировании волновой картины играют дифрагированные волны от неоднородностей и крутых границ и отраженные волны от субгоризонтальных границ.

В условиях расчлененных рельефа дна и глубинных отражающих границ на экспресс-разрезах наблюдаются вступления отражений от расположенных сбоку от профиля и удаленных иногда на большие расстояния объектов (боковые отражения) [190, 245], что существенно усложняет наблюдаемую волновую картину и ее интерпретацию.

В целях исключения отражений, не связанных непосредственно с границами, находящимися в плоскости наблюдения, целесообразно проведение анализа одно- и многократных волн в водном слое. В океане выделение таких волн не составляет особого труда и осуществляется сравнительно просто путем контроля разности времен прихода регулярных сигналов одно- и многократных волн [77, 190].

Сопоставление теоретических и наблюдаемых годографов дифрагированных и отраженных волн позволяет выбрать наиболее вероятный вариант модели изучаемого объекта и приближенно оценить скоростные характеристики его основных слоев [190, 191].

Для оценки влияния поверхностных факторов на характер прослеживания глубинных границ было использовано цифровое моделирование [137]. На основе решения задачи о распространении плоской волны сквозь пачку твердых квазиупругих слоев

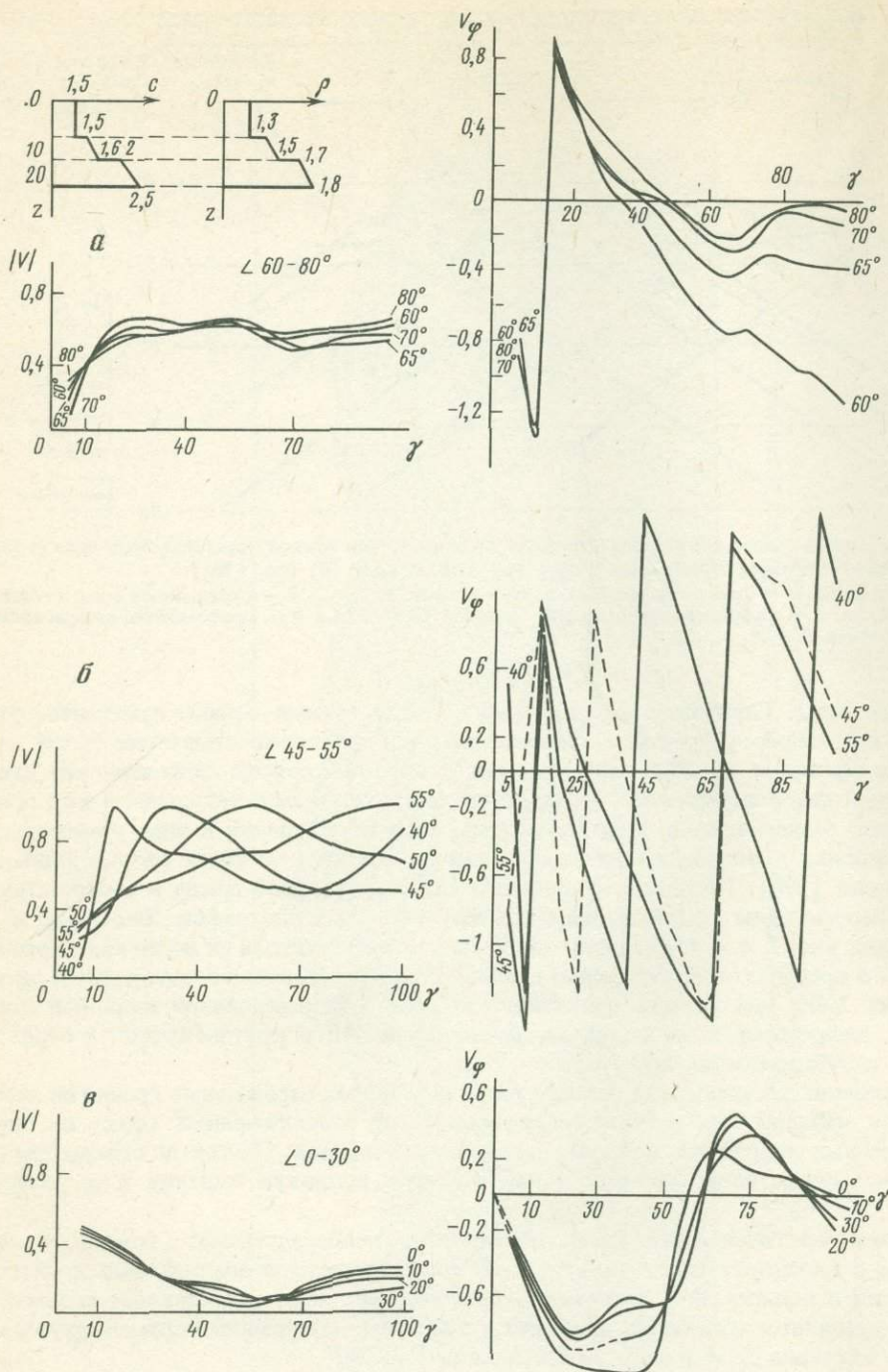


Рис. 4. Модель среды и зависимость коэффициента отражения от угла падения (по [174]), лежащего

а - в закритической области; б - в области критических значений; в - в докритической области

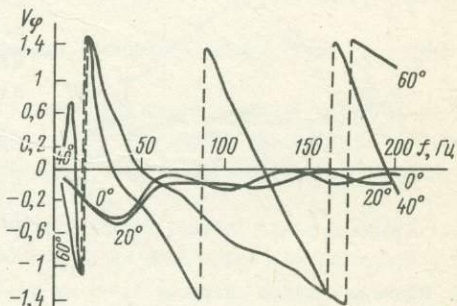
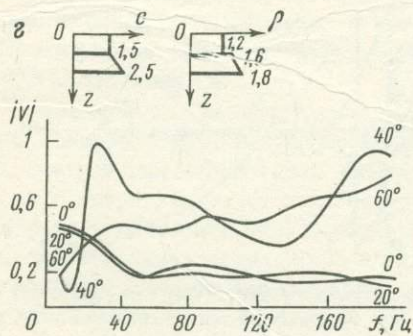
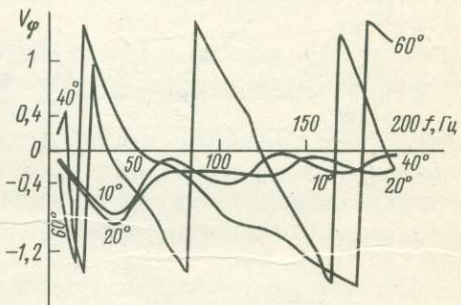
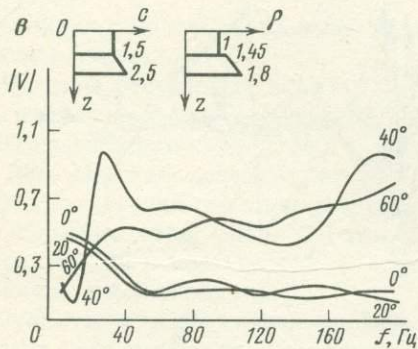
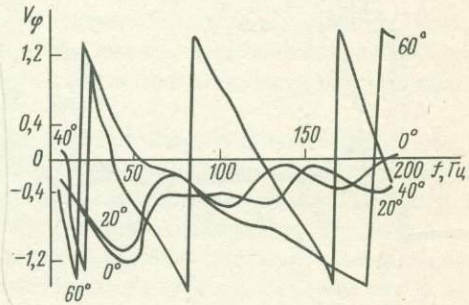
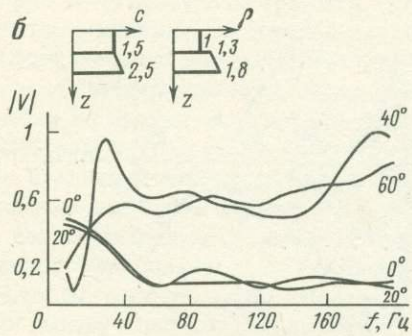
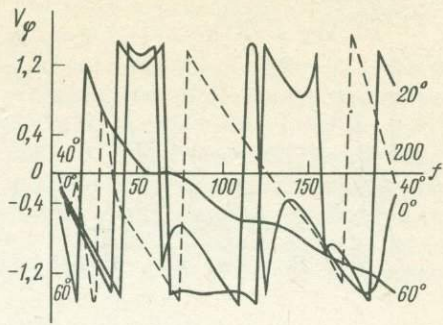
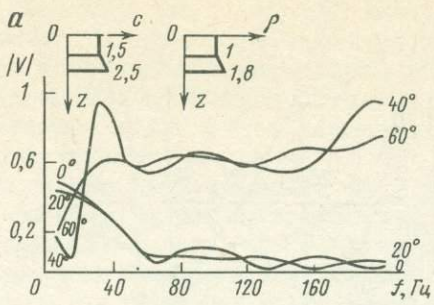


Рис. 5. Влияние скачков плотности (а-г) на комплексную характеристику коэффициента отражения сейсмических волн от пачки слоев под слоем жидкости при параметрических значениях угла падения (по [174])

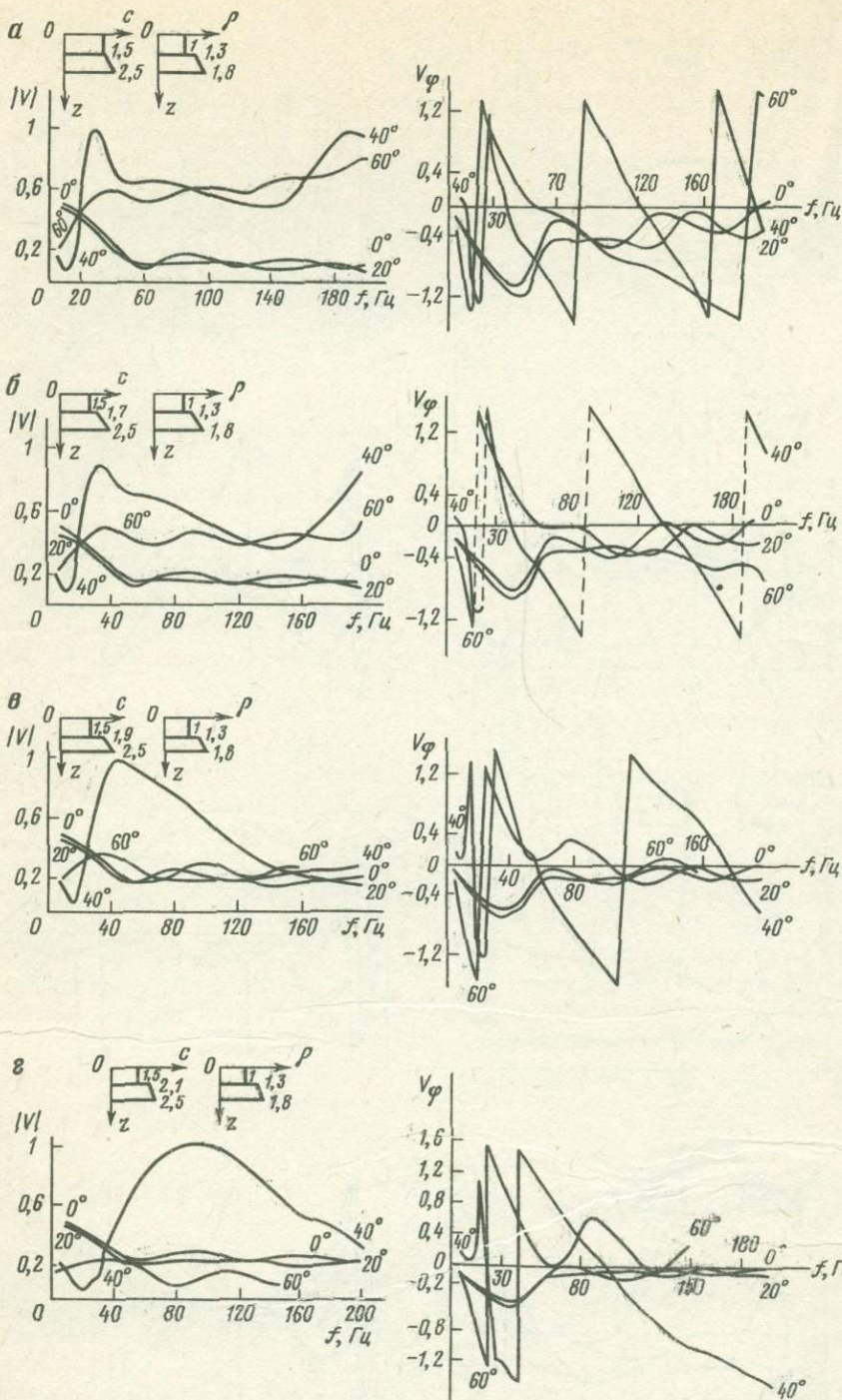


Рис. 6. Влияние скачков скорости (а-г) на комплексную характеристику коэффициента отражения сейсмических волн от пачки слоев жидкости при параметрических значениях угла падения (по [174])

под слоем жидкости [7, 35, 137] методом численного моделирования исследовалась зависимость коэффициента отражения от строения переходного слоя между водной толщей и консолидированными породами дна океана [174].

В качестве моделей переходного слоя использовались тонкослоистые пачки твердых квазиупругих пород, аппроксимирующих реальные поверхностные условия, характерные для океанского дна [6, 26, 106, 239, 302, 313]. Путем изменения одного из акустических параметров переходного слоя (мощность пачки или отдельного слоя в ней, скорость продольных и поперечных волн, плотность, коэффициент поглощения, величина скачков скорости и плотности на границах, углов падения, градиентов скорости в слоях) при сохранении неизменными всех остальных удалось оценить зависимость коэффициента отражения от строения переходного слоя и от его изменений вдоль линии наблюдения [174].

На рис. 4–6 приведены графики зависимости коэффициента отражения от дна при различных значениях параметров переходного слоя. Из анализа расчетов видно, что изменения поглощения докритических углов падения, скачков и градиентов скорости и плотности в широких пределах не приводят к серьезным изменениям коэффициента отражения на низких частотах (3–20 Гц) при постоянной мощности переходного слоя и его значения остаются в пределах 0,2–0,6 [174].

При изменении мощности переходного слоя в 2, 3 и 5 раз происходит сжатие (или растяжение) частотной характеристики коэффициента отражения. С увеличением мощности слоев уменьшаются значения градиентов скорости и плотности, что приводит к появлению периодичности на графиках коэффициента отражения, характерной для однородного тонкого слоя. На базе анализа результатов цифрового моделирования можно сделать вывод, что на характер прослеживания глубинных границ могут влиять только резкие изменения свойств придонного слоя, что в океане происходит крайне редко [239].

Резюмируя изложенное, отметим следующие особенности волнового поля отраженных волн в океане.

1. Сигналы отраженных волн от глубинных границ океанской консолидированной коры имеют максимумы частотной характеристики в существенно низкочастотном для МОВ диапазоне от 3 до 20 Гц.

2. Динамический диапазон сигналов докритических отраженных волн составляет 40–60 дБ по отношению к сигналу, отраженному от дна океана, и зависит как от строения придонного слоя, так и (и это главное!) от строения глубинных границ коры. В закритической и критической областях коэффициент отражения существенно выше, чем в докритической области.

3. Существенную роль в формировании волнового поля при выполнении МОВ в океане играют дифрагированные и многократно отраженные в водной толще и глубинном разрезе волны, возникающие на неоднородностях океанской коры, лежащих как в плоскости наблюдения, так и в стороне от нее.

4. Протяженные (более 15 км) отражающие границы кристаллической коры в разрезе МОВ не выделяются.

5. Поверхностные неоднородности могут оказать существенное влияние на характер прослеживания глубинных границ только в случае резких изменений на малых базах параметров переходного слоя между водной толщей и консолидированной корой океанского дна, что встречается в океане редко.

6. Характер прослеживания глубинных отражающих границ как в области закритических, так и докритических углов в низкочастотном диапазоне определяется в основном глубинным строением океанской коры.

В [90, 320, 324] дана схема процедур синтеза оптимального источника возбуждения (ИВ) упругих волн для сейсморазведки. Воспользуемся этой схемой для ГСП-МОВ, учитывая требования к спектральному составу излучаемого сигнала, изложенные в предыдущем разделе.

Известно, что в самой обобщенной форме сигнал импульсного источника упругих волн в воде выражается [272] так:

$$P(t) = P_0 \exp\left(\frac{t}{\theta_0}\right) + \sum_1^m P_i \exp\left(\frac{t - t_i}{\theta_i}\right) + \sum_1^m A_i(t - t_i)(t - t_{i-1}), \quad (I.3)$$

где P_0 — давление ударной волны; P_i, θ_i — параметры пульсаций газового пузыря; t_i — время между вступлением ударной волны и пиком давления i -пульсации, $t_i = T_1 + T_2 + T_3 + \dots + T_i$; A_i — отрицательное давление между $i - 1$ и i -пульсацией, $A_i = 6(P_{i-1}\theta_{i-1} + P_i\theta_i) / T_i^3$. Значения $P_0, P_i, T_i, A_i, \theta_i$ определяются только типом и объемом энергии источника, глубиной его погружения, начальным давлением и др. Соответствующие соотношения этих параметров приведены в [19, 118, 274, 308, 310, 321, 330].

Будем искать оптимальный (в отношении помехоустойчивости) источник для отслеживания глубинных границ коры на всю ее мощность вплоть до границы Мохоровичича (М). Согласно приведенным выше (см. рис. 1) данным, для обобщенной сейсмической модели океанской коры максимум частотной характеристики лежит в диапазоне 4–22 Гц. Спектр оптимального источника также будем искать в этом же диапазоне в классе пневматических излучателей (ПИ), учитывая их наибольшую распространенность в морской сейсморазведке [19, 310, 320, 324, 328, 329].

Для пневматических излучателей максимальная амплитуда первой волны давления выражается [19, 329] уравнением

$$P = 0,015 [P_0^{1/3}(V/R)], \quad (I.4)$$

где P_0 — начальное давление в камере, кгс/см²; R — расстояние, м; V — объем камеры, дм³; P_i — максимальная амплитуда i -пульсации при $i \leq 2$; $P_1 = 0,8 P_0$, $P_i \approx 0,5 P_{i-1}$. Длительность фазы сжатия волны излучателя определяется [19, 329]:

$$t_{сж} = 0,008 V^{1/3} [16,3/(10,3 + H)]^{1/2} \quad (I.5)$$

$$\theta_0 = 2 t_{сж} / 3.$$

Период первой пульсации определяется из [19, 328, 329]:

$$T_1 = \frac{0,145 (P_0 V)^{1/3}}{(10,3 + H)^{5/6}} \quad \text{при } P_0 = 100 \div 150 \text{ кгс/см}^2. \quad (I.6)$$

Период последующих пульсаций [19]:

$$T_n = T_{n-1} - 0,03 \div 0,05 T_{n-1}. \quad (I.6a)$$

Для заданной частоты, согласно [19], оптимальный объем единичной камеры (дм³):

$$V_{\text{опт}} = \left[\frac{(10,3f + 3,75)^{1/2}}{0,067 f^{3/2}} \right]^3, \quad (I.7)$$

где f — частота (Гц) в случае подавления пульсаций и

$$V_{\text{опт}} = \left[\frac{(10,3 + 3,75/f)^{5/6}}{0,725 f} \right]^3 \quad (I.8)$$

в случае использования всего возбуждаемого цуга колебаний. Подстановка параметров из (I.4)–(I.6) в (I.3) позволяет выполнить расчет формы импульса, возбуждае-

мого пневматическим источником, а путем преобразований Фурье рассчитать его амплитудный и фазовый спектры и сопоставить со спектром оптимального сигнала $P_{\text{опт}}(t)$, рассчитываемого по [324].

Для синтеза оптимального (в смысле помехоустойчивости и КПД) для ГСП-МОВ источника возбуждения используем методику расчета, изложенную в [324]. При этом будем ориентироваться на спектральные характеристики среды, полученные при цифровом моделировании процесса распространения упругих волн в океане, подробно изложенные в предыдущем разделе.

Максимум частотной характеристики оптимального источника для ГСП-МОВ определится $f_{\text{опт}} = \sqrt{f_1 f_2} = 9,4$ Гц. Тогда, согласно (1.4)–(1.6а), для оптимального источника, использующего энергию пульсаций (1.8), $V = 57$ дм³; $P = 8,65$; $H_{\text{опт}} = 40$ м; $t_{\text{сж}} = 0,02$ с; $T_1 = 0,113$ с; $T_2 = 0,11$ с; $T_3 = 0,105$ с; $T_4 = 0,1$ с; $T_5 = 0,095$ с; $\theta_0 = 0,007$ с; $P_1 = 6,9$; $P_2 = 3,46$; $P_3 = 1,72$; $P_4 = 0,84$; $P_5 = 0,42$; $\theta_i \approx \theta$ при $P_0 = 150$ кгс/см². Используя указанные значения параметров при расчете $P_{\text{опт}}(t)$ по (1.3), получим форму искомого сигнала для источника при глубине его погружения 40 м и начальном давлении в камере 150 кгс/см² (рис. 7). Сравнивая спектры этого источника с теоретически рассчитанным спектром оптимального источника, отмечаем, что они имеют максимум амплитудного спектра в одной и той же полосе частот – 8–18 Гц.

На основе выполненных расчетов в 1975 г. был изготовлен и испытан пневматический источник с объемом камеры 60 дм³. На рис. 7, в приведена экспериментально полученная форма импульса этого источника, а на рис. 7, г – его амплитудный спектр. Как видно на рис. 7, совпадение теоретического оптимального и экспериментального импульсов ПИ с объемом камеры 60 дм³ (ПИ-60) при глубине погружения 40 м и давлении в камере 150 кгс/см² вполне допустимое. Среднеквадратичное отклонение спектров в области максимума не превышает 10%, что позволило рекомендовать этот источник как оптимальный для ГСП-МОВ океанского дна.

Однако ПИ-60 оказался практически мало пригодным для длительной эксплуатации. Поэтому при выполнении ГСП-МОВ в 1975–1985 гг. был использован групповой источник из двух камер ПИ-1 (или ПИ-5) с объемом каждой рабочей камеры 30 дм³. Камеры удалялись одна от другой на расстояние меньше критического, что обеспечивало возбуждение упругих волн в заданном диапазоне частот, характерном для ПИ-60 [19]. Со спаренным источником ПИ-1 (2 × 30 дм³) был выполнен основной объем профилей ГСП-МОВ в различных зонах Мирового океана, во внутренних и окраинных морях.

С точки зрения КПД и источник ПИ-60 нельзя считать оптимальным. Необходимо создание группового источника, обеспечивающего более экономичный расход энергии, т.е. обладающего более высоким КПД. В [19, 328] показано, что только групповой ИВ является оптимальным по КПД.

В целях синтеза оптимального по КПД источника, одновременно сохраняющего оптимальность по помехоустойчивости, воспользуемся в качестве исходного сигналом единичного оптимального ИВ, синтезированного описанным выше путем.

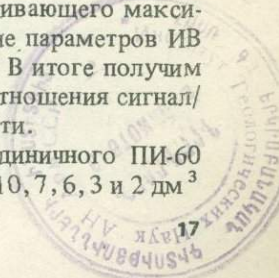
Представим сигнал $P_{\text{опт}}(t)$ рядом из ND -бесселевых функций так, чтобы

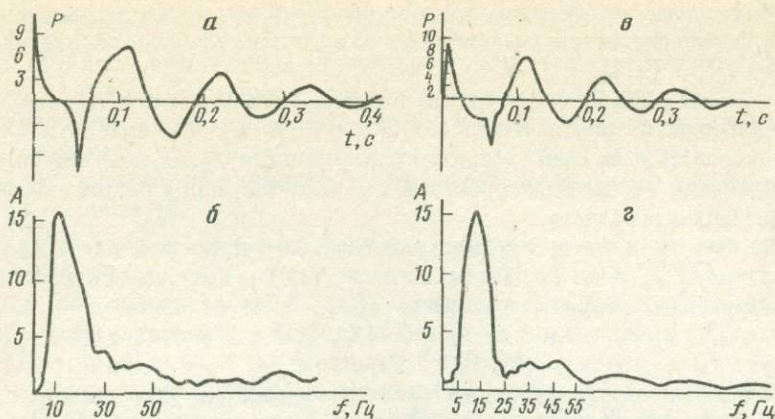
$$|P_{\text{опт}}(t) - \varphi_{\text{опт}}(t)|^2 \leq \delta, \quad (1.9)$$

где [293] $\varphi(t) = \sum_1^n a_k I_1(\alpha_k t)$; $a_k = \int_0^B P_{\text{опт}}(t) \rho I_1(\alpha_k t) dt$. Каждой из N функций Бесселя в (1.9) поставим в соответствие импульс $P_k(t)$ единичного ИВ, обеспечивающего максимальное приближение формы его импульса к $a_k I_1(\alpha_k t)$. Определение параметров ИВ для $P_k(t)$ выполним описанным выше путем, используя (1.4)–(1.8). В итоге получим оптимальный групповой ИВ, обеспечивающий максимизацию КПД и отношения сигнал/шум, т.е. оптимальный по двум критериям – КПД и помехоустойчивости.

Расчеты показывают, что при замене, например, оптимального единичного ПИ-60 групповым оптимальным, состоящим из $N=6$ ПИ, объемом $\mathcal{W}^{(1)} = 12, 10, 7, 6, 3$ и 2 дм³

5005





Р и с. 7. Форма сигнала и спектр импульса оптимального ПИ упругих волн для ГСП–МОВ в океане
 а – теоретический импульс и б – его спектр; в – экспериментальный импульс ПИ-60 и г – его спектр

при глубине погружения 25, 20, 15, 10, 7 и 5 м соответственно, выигрыш в КПД составит

$$K = \frac{W_{\text{опт}}^{(1)} A_{\text{опт}}^{(N)}}{W_{\text{опт}}^{(N)} A_{\text{опт}}^{(1)}} = 4,88, \text{ или } \approx 500\%.$$

Таким образом, синтезируя для конкретных моделей среды групповой ПИ по описанной выше методике, получаем источник для ГСП–МОВ, оптимальный по двум основным критериям – помехоустойчивости и КПД.

СИНТЕЗ ПРИЕМНЫХ УСТРОЙСТВ (КОСЫ) ДЛЯ ГСП–МОВ

В [310, 337] подробно рассматриваются алгоритмы оптимизации приемных устройств (ПУ) для морской сейсморазведки. Здесь коснемся этого вопроса применительно к ГСП–МОВ океанского дна.

Выше на цифровых моделях было показано, что спектральные характеристики отраженных волн от глубинных слоев океанской коры имеют максимумы амплитудного спектра в диапазоне 3–20 Гц, а динамический диапазон сигналов глубинных отражений достигает –60 дБ от диапазона отражений от дна океана. Следовательно, при выполнении ГСП–МОВ возникают две проблемы в оптимизации кос: 1) повышение их абсолютной чувствительности и 2) повышение их помехоустойчивости в низкочастотном диапазоне [160, 165].

Для повышения абсолютной чувствительности были рассмотрены два альтернативных варианта: а) повышение абсолютной чувствительности единичного приемника (гидрофона) и б) повышение абсолютной чувствительности группы приемников, используемых в МОВ. Известно, что абсолютная чувствительность используемых в морской сейсморазведке гидрофонов может изменяться от 10–15 до 150 мкВ/бар [245, 250, 251, 265, 266]. Используемые в сейсморазведке вибростойкие приемники ПДС-21 и ПДС-7 имеют чувствительность порядка 10–15 и 25–40 мкВ/бар соответственно [165].

Разработка высокочувствительного приемника (до 200 мкВ/бар) требует специальных материалов и технологии. Стоимость такой разработки ориентировочно составляет 1–5 млн руб. и обычно занимает 3–5 лет. Технологические вопросы, возникающие в этом случае, рассмотрены в [251, 291]. Известно, что распределенный приемник имеет большую помехоустойчивость, чем сосредоточенный [245]. Поэтому нами был выбран

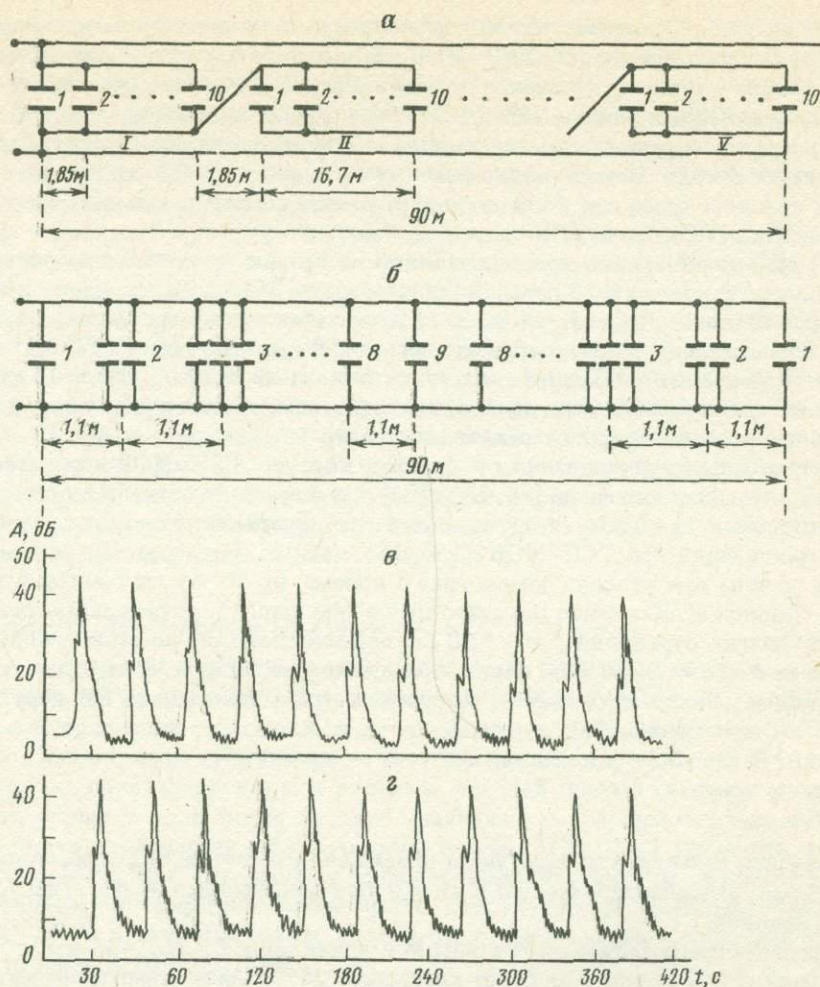


Рис. 8. Записи уровня шумов и сигналов на выходе секций косы ГСП-МОВ

a — схема последовательно-параллельного группирования приборов ПДС-7 на базе 90 м косы ГСП-МОВ; *б* — схема параллельного группирования приборов ПДС-7 с треугольным распределением чувствительности косы ПСК-2; *в* — запись уровня шумов и сигналов на выходе секции (*a*), скорость судна 5 узлов, ослабление 0. I, II, V — номера групп; 1-10 — номера приемников в группе

второй вариант — повышения абсолютной чувствительности группы на базе серийных приборов ПДС-7 [165]. С этой целью приборы ПДС-7, обладающие чувствительностью 25–40 мкВ/бар, соединялись в последовательно-параллельные группы, например в пять последовательно соединенных подгрупп по 10 шт. параллельно соединенных ПДС-7 в каждой, что обеспечивало общую чувствительность всей группы до 150–200 мкВ/бар (рис. 8). Сопоставление записей уровня шумов и сигналов на выходе группы с последовательно-параллельным соединением приемников и обычно принятой в МОВ группы с параллельным соединением, с распределением чувствительности в последнем случае по треугольному (1, 2, 3, ..., 8, 9, 8, ..., 3, 2, 1) закону, показало, что при последовательно-параллельном соединении 5 × 10 шт. ПДС-7 на базе 90 м (обладающем абсолютной чувствительностью 150–200 мкВ/бар) наблюдаются такие же отношения сигнал/шум, как на выходе стандартной группы с параллельным треугольным соединением 81 шт. ПДС-7 на той же базе при скорости судна от 3 до 10 узлов (см. рис. 8).

При повышении абсолютной чувствительности увеличения помехоустойчивости и прочности конструкции косы для ГСП—МОВ удалось добиться путем устранения грузонесущего троса — основного источника шумов вибрации — и использования для этих целей 50 соединительных проводов ПСРП-0,35. Специальная заделка проводов в соединительные муфты косы с помощью эпоксидной смолы обеспечивает высокую прочность конструкции ее секций. Нагрузка на разрыв увеличилась до 5000 кгс против 1200 кгс при одном силовом тросе или 2400 кгс при двух силовых тросах диаметром 3,8 мм в стандартных косах ПСК-2 или ПСК-6.

Исключение грузонесущего троса позволило не только увеличить прочность конструкции косы, но и повысить ее помехоустойчивость на 10–15 дБ, особенно при скорости буксировки косы выше 5 узлов. Это объясняется равномерным распределением нагрузки, возникающей при буксировке косы, на 50 шт. проводов ПСРП-0,35 (вместо одного или двух тросов), что снижает нагрузку на каждый из проводов до 16 кг. Кроме того, уменьшение вибрационных шумов, вероятно, происходит путем гашения шумов от каждого из проводов при их суммировании [134].

Для оптимизации группирования приборов в косе для ГСП—МОВ использована методика, подробно изложенная в [78, 252, 294]. На основании анализа теоретических и экспериментальных данных о спектральных характеристиках шумов и сигналов и их уровне, возникающих при ГСП—МОВ [160, 165, 166, 252], рассчитаем параметры оптимальной группы при условии достаточного приема ($q \geq 4$) глубинных отражений вплоть до границы М. Как было показано выше (см. рис. 1), оптимальный спектр частот для глубинных отражений $f = 3 \div 20$ Гц, средняя скорость до этой границы $V_{cp} \approx 3$ км/с, а ее глубина $H \approx 15$ км. Пусть отношение сигнал/шум на выходе единичного приемника будет не хуже $C_0/\sigma \geq 1$, что достигается оптимизацией ИВ упругих волн (см. гл. I). Тогда, согласно [78]:

$$q = \frac{1}{\sqrt{2}} \eta_x \eta_t. \quad (I.10)$$

Найдем значения базы группы $x_{\text{опт}}$, числа приемников в группе $N_{\text{опт}}$ и расстояния между ними $\Delta x_{\text{опт}}$, максимизирующие q в (I. 10) при длине косы $l \leq H_M^1$, где H_M — глубина до границы М.

При горизонтальном залегании границы М и длине косы $l = H_M = 15$ км угол подхода отраженной от нее волны α не будет превышать 26° и минимальные значения кажущейся скорости полезной волны $V_k \geq 6700$ м/с. Согласно [78], оптимальный шаг между каналами косы для предельных минимальных значений кажущейся скорости составит $2x_{\text{опт}} = V_k/\omega_{\text{гр}} = 53$ м, а максимальный шаг, согласно [294], составит $2x_{\text{max}} = V_k/2f_{\text{max}} = 168$ м. Тогда, согласно [78], оптимальный шаг дискретизации $\Delta t_{\text{опт}} = 0,008$ с, а максимальный — $\Delta t_{\text{max}} = 0,025$ с, что соответственно определит оптимальный период повторения периодических преобразований Фурье $\omega_{0\text{опт}} = 400$ Гц, а $\omega_{0\text{max}} = 125$ Гц.

Для определения минимального числа приемников в группе N_{min} воспользуемся [78], согласно которому для обеспечения соотношения сигнал/шум $\xi = 10$, $N_{\text{опт}} = 8$ шт., $N_{\text{min}} = 2$ шт. В этом случае $\Delta x_{\text{опт}} = 50$ м/ $N_{\text{опт}} = 6,2$ м, а $\Delta x_{\text{max}} = 168/2 = 84$.

Однако для достижения заданной чувствительности канала порядка 150–200 мкВ/мкбар на базе ПДС-7 и статистического эффекта подавления помех [166, 294] нами было выбрано $45 \leq N \leq 50$ шт. приемников ПДС-7 при базе группирования 50 или 100 м и последовательно-параллельном их соединении (см. рис. 8).

Известно, что для разведочных целей обычно длина приемной установки составляет 0,8 или 1 от глубины залегания исследуемых границ [294]. В нашем случае, при исследовании океанской коры вплоть до границы М, залегающей на глубине $H_M \approx 15$ км, $l \approx 12\text{--}15$ км = H_M . Следовательно, оптимальное число каналов в косе при равномер-

¹ При $l < H$ значения x будут увеличиваться [78].

ном их распределении вдоль линии профиля должно составлять $n_{\text{опт}} = 15 \cdot 10^3 \text{ м/50 м} = 300$, а минимальное — $n_{\text{мин}} = 15 \text{ км/168 м} = 90$. Однако создание столь длинных (12–15 км) и существенно многоканальных кос пока технически остается не реализуемо, и в практической деятельности в 1973–1988 гг. пришлось ограничиться использованием кос с 48 каналами при базе группы 50 м или с 24 каналами при базе группы 100 м. Реализация длинных (3–5 км) кос стала возможной только в 1987 г. благодаря использованию бестросовых кос с усиленными муфтами.

На рис. 8 приведен пример регистрации сейсмических данных ГСП–МОВ 24-канальной бестросовой косой с оптимальной схемой группирования приборов ПДС-7 в канале при использовании оптимального источника ПИ-5 ($2 \times 30 \text{ дм}^3$) на глубине 39 м. Работы ГСП–МОВ выполнялись в глубоководной части Черного моря на НИС "Профессор Штокман" в 1981 г., где удалось впервые получить отражения от границ, залегающих на глубине до 14 с (до 25 км), выявить структурные формы Центрально-Черноморского поднятия и установить, что максимальная мощность осадочной толщи в Черном море достигает 15–18 км и подстилается дислоцированным кристаллическим фундаментом, имеющим блоковое строение. Таким образом, оптимизация приемного устройства (косы) и ИВ упругих волн и согласование их характеристик с параметрами среды позволили резко увеличить глубинность исследования МОВ [160, 165, 166], что удалось экспериментально подтвердить в Черном море [182].

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ГСП–МОВ

Оптимизация ПИ и ПУ применительно к требованиям ГСП–МОВ океанского дна позволила на 20–25 дБ повысить помехоустойчивость приема отражений от глубинных границ консолидированной океанской коры по сравнению со стандартным МОВ на море (см. гл. I). Однако из-за существенного различия реальной и обобщенной моделей океанской консолидированной коры и реальных условий приема сигналов отражений от глубинных границ в ходе экспериментов выяснилась необходимость дальнейшего увеличения помехоустойчивости всей приемной системы ГСП–МОВ. Для решения этой задачи использовался как активный (в ходе наблюдений), так и пассивный (в ходе обработки данных) интерференционный прием. Для улучшения помехоустойчивости системы ГСП–МОВ к стохастическим шумам было использовано асинхронное накопление сигналов [54, 160, 166, 168].

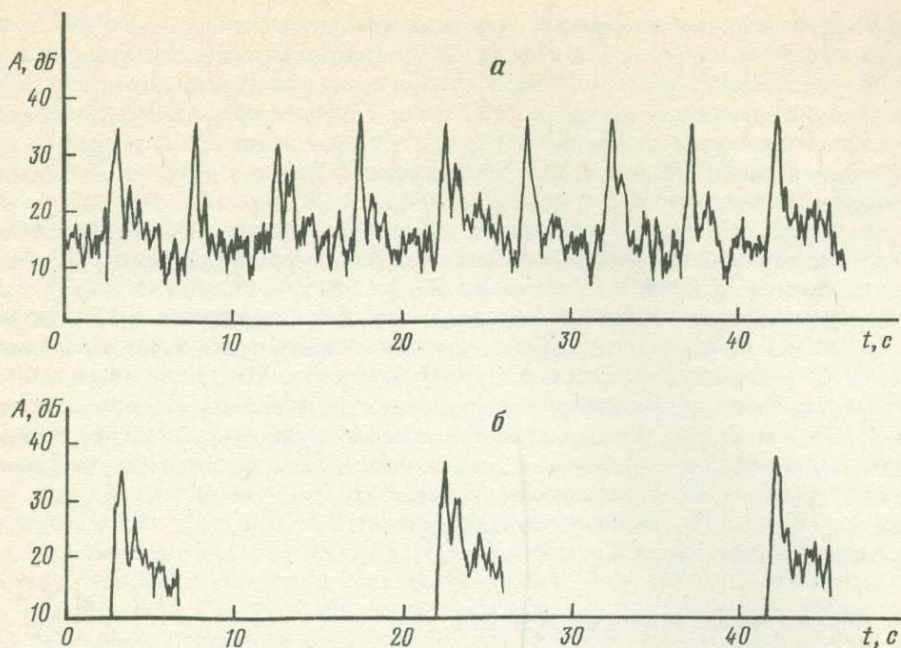
Эффективность применения асинхронного накопления сейсмических сигналов. В основу метода асинхронного накопления положено различие между функциями взаимной корреляции когерентных сигналов отраженных и преломленных волн и некогерентных помех [54, 166].

Известно, что функция взаимной корреляции некогерентных процессов равна нулю. Таким образом, если представить сигнал на выходе двух сейсмоприемников в виде

$$X(t) = x(t) + a(t) \text{ и } Y(t) = y(t) + b(t),$$

где $x(t)$ и $y(t)$ — регулярные когерентные сигналы; $a(t)$ и $b(t)$ — некогерентные помехи, то функция взаимной корреляции $B_{xy}(\tau)$ будет равна $B_{xy}(\tau) = \overline{X(t)Y(t + \tau)}$ или $B_{xy}(\tau) = \overline{x(t)y(t + \tau)}$. Следовательно, величина функции взаимной корреляции на выходе сейсмоприемников будет определяться исключительно уровнем и сдвигом фаз регулярных когерентных сигналов отраженных и преломленных волн, тогда как некогерентные сигналы шумов будут подавляться и стремиться к нулю при интегрировании в достаточных конечных пределах.

Сигналы с выхода каналов пьезосейсмографной установки, удаленных один от другого на расстояние, превосходящее радиус корреляции шумов, возникающих при буксировке косы, подаются на вход усилителей Y_1 и Y_2 , где осуществляются их усиление и полосовая низкочастотная фильтрация, а затем поступают на коррелятор, где непрерывно происходит их суммирование, перемножение и интегрирование.



Р и с. 9. Запись уровня сигналов и шумов на входе (а) и выходе (б) сейсмического тракта при включенном корреляторе (по [166])

С выхода коррелятора когерентные сигналы сейсмических волн подаются на вход системы сбора данных, где осуществляются их консервация в цифровом виде на накопителе на магнитной ленте (НМЛ) и построение сейсмических трасс в виде временного экспресс-разреза (t_0) методом центрального луча [160, 166, 168].

На рис. 9 приведены примеры подавления стохастических шумов, возникающих при буксировке пьезосейсмографной установки в толще воды при использовании асинхронного накопления сигналов. На экспресс-разрезах длительность записи регулярных волн при использовании асинхронного накопления составляет 4–6 с после вступления отражения от дна даже при неоптимальном ИВ.

Использование асинхронного накопления сейсмических сигналов позволило резко улучшить помехоустойчивость сейсмического канала при выполнении ГСП–МОВ, снизить на 15–20 дБ уровень нерегулярных помех, выделить и проследить по линии профиля отражения от глубинных границ земной коры со временем вступления 4–6 с после отражения от дна.

В дальнейшем в более совершенных системах (ГРАД-АМ, ГАЛС) в 1978–1984 гг. асинхронное накопление сигналов осуществлялось в цифровом виде либо на этапе сбора, либо на этапе обработки информации ГСП–МОВ [196, 200].

Эффективность накопления сейсмических сигналов способом общей глубинной точки. Асинхронное накопление сигналов позволяет повысить помехоустойчивость приемного тракта ГСП–МОВ только к стохастическим шумам. Однако в океане при выполнении МОВ образуются регулярные шумы типа реверберации, боковых, многократных, дифрагированных и других волн. Для повышения помехоустойчивости приемного тракта к регулярным шумам в ГСП на этапе сбора используется методика общей глубинной точки (МОГТ), а на этапе обработки – все средства многоканальной фильтрации, системно изложенные в [129, 279]. Остановимся на двух специфических вопросах, связанных именно с ГСП–МОВ океанской коры: 1) большой (до 15 км) глубиной залегания отражающих границ и сравнительно короткими ПУ (косами),

используемыми в настоящее время; 2) наличием интенсивных боковых и дифрагированных волн, регистрируемых на больших расстояниях в низкочастотном диапазоне [171, 178, 190].

Известно, что помехоустойчивость МОГТ обеспечивается числом перекрытий наблюдений и избирательностью по кажущимся скоростям V_k . Если использовать в ГСП-МОВ $N=24(48)$ -канальные косы с шагом между каналами $\Delta X=50(100)$ м и активной длиной косы $l=2400$ м (что практически реализуется с 1973 г.), то при возбуждении сигналов ИВ через каждые 50 м удается обеспечить 24(48)-кратное перекрытие наблюдений МОГТ, т.е. $m=24(48)$. Максимальный статистический эффект в этом случае составит [97, 256] $\sqrt{m} \approx 12(18)$ дБ.

Оценим эффект избирательности ГСП-МОВ при регистрации глубинных отражений от границ вплоть до М. Согласно обобщенной модели океанской коры, будем предполагать, что все регулярные волны, имеющие $1,5 \leq V_{kш} \leq 6,7$ км/с, являются шумами. При суммировании сигналов от ОГТ вся ПУ может рассматриваться как единая интерференционная система, состоящая из $N \equiv m$ элементов, равномерно расположенных на базе $2x=l$ с шагом ΔX . Тогда, согласно [256, 294], диапазон частот подавления регулярных шумов в указанном интервале V_k определится

$$f_1 = \frac{V_{kш \max}}{2x} \approx 2,8 \text{ Гц} \approx 3 \text{ Гц};$$

$$f_2 = \frac{V_{kш \min}}{2x} = 0,6 \text{ Гц};$$

$$f_2 = \frac{V_{kш \min}}{\Delta x} f_{гр} = 14,4 \text{ Гц} (29,4 \text{ Гц})$$

для $\Delta x=100(50)$ м соответственно.

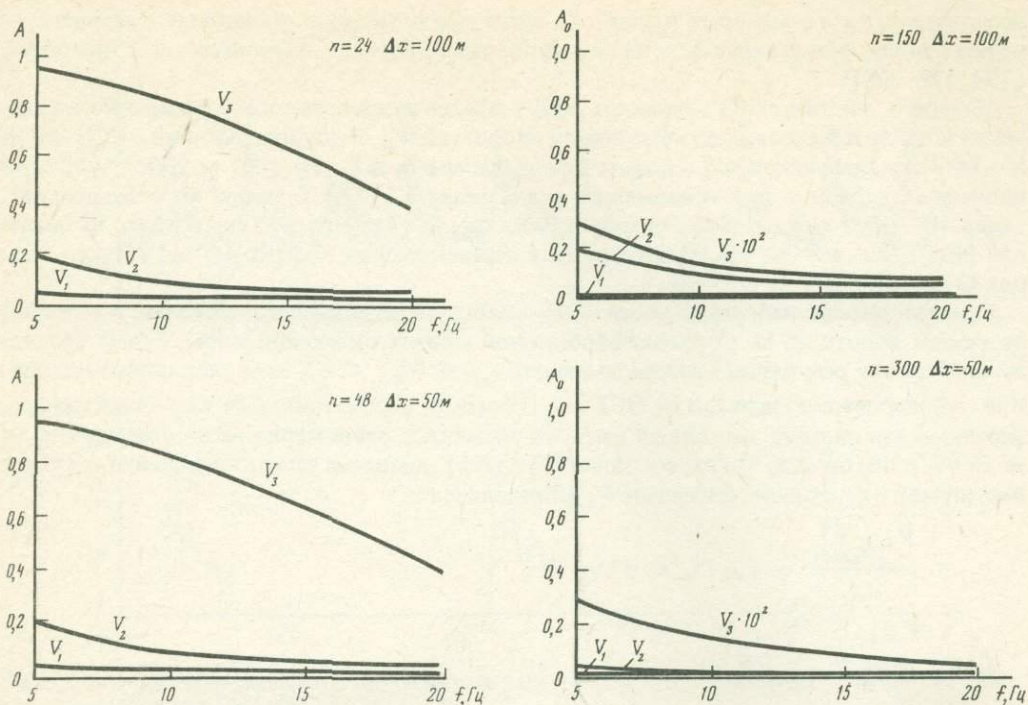
Учитывая, что число каналов в данном выражении определяет число перекрытий наблюдений в МОГТ, а следовательно, и число элементов в интерференционной системе, т.е. $n=N$, построим обобщенные характеристики группы из 24 и 48 элементов (рис. 10).

На рисунке видно, что для всех регулярных волн с $1,5 \text{ км/с} \leq V_k \leq 6,7 \text{ км/с}$ в частотном диапазоне 3–14 (при $\Delta X=100$ м) и 3–29 Гц (при $\Delta X=50$ м) при суммировании МОГТ подавление волн-помех достигает 0,1, т.е. 20 дБ. Регулярные волны с $V_k > 70$ км/с суммируются с коэффициентом $0,7 \leq k \leq 1$. Таким образом, при использовании даже сравнительно коротких (2,4 км) кос с $\Delta X=50$ км и $m=24 \div 48$ эффективность подавления регулярных низкочастотных (3–29 Гц) и низкоскоростных ($1500 \leq V_k \leq 6700$ м/с) помех при суммировании МОГТ достигает 20 дБ.

При использовании длинных ($L \leq 15$ км) ПУ и увеличении числа каналов n и перекрытий m до 150–300 подавление регулярных волн-помех в частотном (0,3–30 Гц) и скоростном (1,5–4,3 км/с) диапазонах составляет 40–45 дБ (см. рис. 10), что обуславливает целесообразность перехода к использованию длинных ПУ, или широкоугольного профилирования [136, 206, 250].

Эффективность выделения боковых волн при глубинном сейсмическом профилировании океанского дна. При выполнении сейсмического профилирования МОВ в условиях расчлененных рельефа дна океана и глубинных границ на сейсмических разрезах присутствуют записи отраженных и дифрагированных волн от объектов, лежащих вне плоскости наблюдения (боковые волны), имеющие большие значения V_k .

При использовании низкочастотных ИВ упругих волн и соответственно низкочастотных приемных систем (3–20 Гц) боковые волны от удаленных объектов регистрируются и прослеживаются вдоль линии профиля на значительные расстояния [190]. Из-за сложной геометрии отражающих объектов выделение боковых волн иногда



Р и с. 10. Обобщенные характеристики дискретных групп при ГСП-МОГТ
 $V_1 = 1,5$, $V_2 = 6,7$ и $V_3 = 70$ км/с; n — число каналов

представляет значительные трудности и возможна ошибочная интерпретация, когда боковые волны от неровностей дна принимаются за глубинные отражения. В тех случаях, когда V_K боковых волн не отличаются от V_K глубинных волн, в качестве критерия распознавания боковых волн предлагается использовать сравнение разности времен прихода однократных и частично кратных волн в водном слое, которые в условиях океана (глубокого моря) хорошо прослеживаются и регистрируются на временных разрезах сейсмического профилирования [77]. Путем теоретических расчетов удастся показать, что разность времен прихода однократных и частично кратных волн в водном слое для глубинных волн будет больше, чем для боковых, причем это расхождение возрастает с увеличением абсолютного времени вступления отражений.

Рассмотрим двухслойную сейсмическую модель среды, где первым является слой морской воды мощностью h со скоростью распространения звука V_0 . Пусть под дном моря в среде со скоростью распространения сейсмических колебаний V_1 на глубине d расположена точка дифракции A (рис. 11). Излучатель упругих колебаний и приемник расположены на поверхности водного слоя в точке B , имеющей координату X . Начало декартовой системы координат расположим на поверхности водного слоя в точке O , являющейся проекцией на эту поверхность точки A .

В случае $V_1 > V_0$ всегда найдется некоторый путь BCA , по которому сейсмическая волна, преломившись на дне в точке C , достигает точки дифракции A . Часть энергии в виде дифрагированной волны может вернуться в точку B по тому же пути ABC . Время прихода волны в точку B определяется следующим образом:

$$t_{\text{д}}^{(1)} = \frac{2}{V_0} \left\{ \sqrt{h^2 + (x - x_1)^2} + \frac{V_0}{V_1} \sqrt{d^2 + x_1^2} \right\}, \quad (I.11)$$

где x_1 — координата точки преломления C .

Рис. 11. Ход лучей глубинных отражений и дифрагированных волн (по [77])

Объяснение в тексте

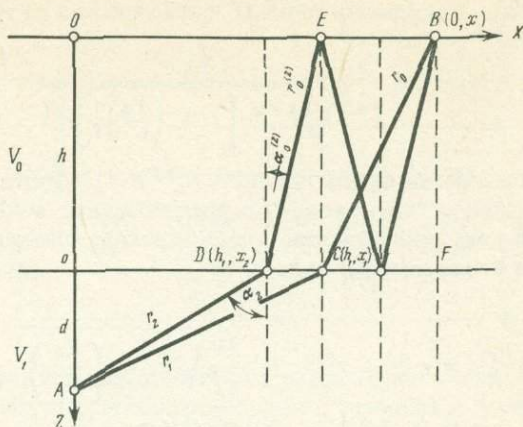
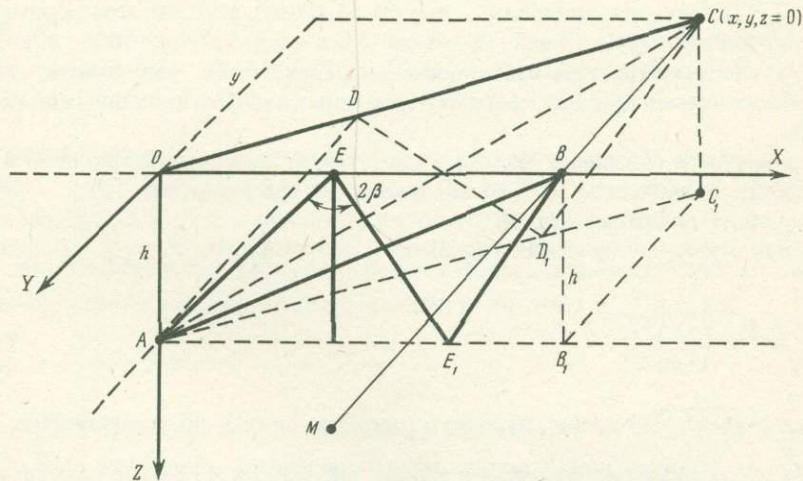


Рис. 12. Ход лучей боковых волн (по [77])

Объяснение в тексте



При заданных h , d и x имеем уравнение для нахождения значения x_1 :

$$x = x_1 + h \frac{V_0}{V_1} \frac{x_1}{\sqrt{d^2 + \left[1 - \left(\frac{V_0}{V_1}\right)^2\right] x_1^2}} \quad (\text{I. 12})$$

Если $x = 0$, то $t_D^{(1)} = 2h/V_0 + 2d/V_1 = t_0^1$ — время прихода нормально отраженной волны от точки A .

Дифрагированная от точки A частично кратная в водном слое волна попадает в точку B по ломаной $ADEFB$. В случае глубокого моря и высокого коэффициента отражения от дна вероятность распространения колебаний по такому пути представляется достаточно большой. Время прохождения волны по пути $BCADEFB$ определяется следующим образом:

$$t_D^{(2)} = \frac{1}{V_0} [\sqrt{h^2 + (x - x_1)^2} + \sqrt{9h^2 + (x - x_2)^2}] + \frac{V_0}{V_1} (\sqrt{d^2 + x_1^2} + \sqrt{d^2 + x_2^2}) \quad (\text{I. 13})$$

где x_2 — координата точки D , определяемая из уравнения

$$x = x_2 + 3h \frac{V_0}{V_1} \frac{x_2}{\sqrt{d^2 + \left[1 - \left(\frac{V_0}{V_1}\right)^2\right] x_2^2}} \quad (I. 14)$$

Для удобства будем называть $t_D^{(1)}$ и $t_D^{(2)}$ соответственно временами прихода "однократной" и "двукратной" дифрагированных волн.

Рассмотрим разность времен прихода однократной и двукратной дифрагированных волн в зависимости от x :

при $x \rightarrow \infty$

$$\Delta t_D^{(1)} = t_D^{(2)} - t_D^{(1)} \rightarrow \frac{2h}{V_0} \sqrt{1 - \left(\frac{V_0}{V_1}\right)^2}, \quad (I. 15)$$

при $x \rightarrow 0$ ($x \rightarrow 0$ и $x_2 \rightarrow 0$) имеем

$$\Delta t_D^{(1)} = \frac{2h}{V_0} = t_B. \quad (I. 15a)$$

Из (I.15) следует, что при наблюдении непосредственно над точкой дифракции ($x = 0$) разности времен прихода кратных отраженных и дифрагированных волн тождественно равны.

Рассмотрим теперь отражения боковых волн, обусловленные дифракцией в точке A , расположенной в водном слое ($d = 0$) вне плоскости профиля (рис. 12).

Время прихода дифрагированной от точки A волны в точку C , где расположены источник и приемник сейсмических колебаний с координатами $x, y, z = 0$, записывается в виде

$$t_{\text{бд}}^{(1)} = \sqrt{\bar{t}^2 + \left(\frac{2y}{V_0}\right)^2}, \quad (I. 16)$$

где $\bar{t} = \frac{2}{V_0} \sqrt{x^2 + h^2}$ — время двойного пробега волны по кратчайшему расстоянию BA между профилем наблюдения и точкой дифракции A . Будем называть условно волну $t_{\text{бд}}^{(1)}$ однократной дифрагированной боковой волной.

Волна, претерпевшая дифракцию в точке A , может прийти в точку C путем многократных переотражений в водном слое в плоскости OAC_1C . Назовем волну, проходящую путь $CADD_1C$, двукратной дифрагированной боковой волной, $t_{\text{бд}}^{(2)}$. Время прохождения волны таким путем равно

$$t_{\text{бд}}^{(2)} = \frac{1}{2} \left[\sqrt{\bar{t}^2 + \left(\frac{2y}{V_0}\right)^2} + \sqrt{8t_B^2 + \bar{t}^2 + \left(\frac{2y}{V_0}\right)^2} \right]. \quad (I. 17)$$

Поскольку $\bar{t} \geq t_B$ (знак равенства имеет место при $x = 0$, когда дифрагированная волна уже не боковая, а нормально отраженная), то из (I.17) при $y = 0$ следует $t_{\text{бд}}^{(2)} > > 2t_B$, и

$$\Delta t_{\text{бд}}^{(1)} = t_{\text{бд}}^{(2)} - t_{\text{бд}}^{(1)} = \frac{2t_B^2}{t_{\text{бд}}^{(2)}} < t_B. \quad (I. 18)$$

Из простых геометрических соображений следует, что в случае наклонного дна справедливо аналогичное неравенство:

$$\Delta t_{\text{бд}}^{(1)}(\alpha) = t_{\text{бд}}^{(2)}(\alpha) - t_{\text{бд}}^{(1)}(\alpha) < t_B^{(1)}(\alpha), \quad (I. 18a)$$

где $t_B^{(1)}(\alpha) = 2h_0/V_0 \cos \alpha$; h_0 — глубина моря над точкой A ; α — угол наклона дна.

Таблица 2

Значения Δt при разных \bar{t} и t_B

\bar{t}, c	t_B, c					\bar{t}, c	t_B, c				
	2	3	4	5	6		2	3	4	5	6
1,0	0	0	0	0	0	1,6	0,350	0,525	0,700	0,875	1,050
1,2	0,128	0,192	0,256	0,320	0,384	1,8	0,448	0,672	0,896	1,120	1,344
1,4	0,244	0,366	0,488	0,610	0,732	2,0	0,536	0,804	1,072	1,340	1,608

Сравнивая (I.15) и (I.18), установим, что двукратная дифрагированная волна приходит раньше, чем двукратная глубинная дифрагированная волна, лежащая в плоскости наблюдения и описываемая соотношениями (I.13), (I.14).

Определим область значений \bar{t} , при которых могут быть зарегистрированы волны, распространяющиеся по пути $CADD_1C$. Из рис. 12 следует, что угол $AE E_1 = 2\beta$ может быть найден из соотношения $\operatorname{tg} \beta = x/3h$. Но $\beta \leq \beta_0$, где β_0 — угол полного внутреннего отражения, равный $\beta_0 = \arcsin(V_0/V_1)$. Если полагать, что в океане $V_0/V_1 \leq 0,5$, то

$$\bar{t} \leq 2t_B. \quad (I.19)$$

Следовательно, область существования боковых волн второй кратности находится из условия

$$t_B \leq \bar{t} \leq 2t_B. \quad (I.20)$$

Пусть наименьшее время распространения сейсмических колебаний от поверхности моря до погруженной под дно точки дифракции и обратно $t_D^{(1)} = \bar{t}$, т.е.

$$\bar{t} = \frac{2h}{V_0} + \frac{2d}{V_1} = t_0^{(1)}.$$

Рассмотрим в этом случае, как изменяется величина $\Delta t = t_D^{(2)} - t_{6D}^{(2)}$ в зависимости от \bar{t} и t_B , если глубинные дифрагированные волны регистрируются при $x = 0$ (т.е. $t_D^{(1)} = t_0^{(1)}$), а боковые при $y = 0$. Результаты вычисления Δt сведены в табл. 2.

При $\bar{t} > 2t_B$ за счет полного внутреннего отражения от дна, вдоль которого распространяется головная волна со скоростью V_1 , двукратная преломленно-дифрагированная боковая волна приходит в точку наблюдения еще быстрее, т.е. разность становится еще больше.

Как следует из таблицы, различия между временами прихода двукратных дифрагированных глубинной и боковой волн могут быть весьма большими и легко обнаруживаемыми на временных экспресс-разрезах МОВ при условии надежного выделения дифрагированных волн. Если эти волны выделены в записях первой и второй кратности, их разделение возможно простым способом.

Действительно, если дифрагированная (отраженная) волна имеет глубинную природу и траектория ее луча лежит в плоскости наблюдения, разность между значениями времен, соответствующих вершинам годографов ($x = 0$) глубинных дифрагированных волн ($\Delta t_D^{(1)} = t_D^{(2)} - t_D^{(1)}$), выделенным на временных разрезах, равна $t_D^{(1)}(\alpha)$. Для боковых волн в условиях океана (глубокого моря) соответствующие разности существенно меньше $t_D^{(1)}(\alpha)$. На временных экспресс-разрезах t_0 сейсмического профилирования МОВ в океане (глубоком море) такое разделение может быть выполнено путем простого сопоставления разности времен прихода полнократных и частично кратных волн в водном слое.

Для разделения глубинных и боковых волн можно рекомендовать такую последовательность операций:

1. Выделяется линия $t_{\kappa}^{(1)}$ (годограф) анализируемой k -волны в серии однократных волн.
2. Определяется $t_{\text{в}}$ — двойное время пробега волны в водном слое путем анализа полнократных отражений в водном слое.
3. Определяется угол наклона дна α .
4. Если $\alpha \neq 0$, по нормали к дну определяется $\Delta t_{\text{д}}^{(1)} = t_{\text{в}}^{(1)}(\alpha)$ для вершины годографа дифрагированной волны. Если $\alpha = 0$, то $\Delta t_{\text{д}}^{(1)} = t_{\text{в}}$.
5. Определяется фактическая разность времен $\Delta t_{\kappa}^{(1)} = t_{\kappa}^{(2)} - t_{\kappa}^{(1)}$ прихода однократной и двукратной k -волны.
6. Сравниваются значения $\Delta t_{\text{д}}^{(1)}$ и $\Delta t_{\kappa}^{(1)}$: если $\Delta t_{\kappa}^{(1)} \approx \Delta t_{\text{д}}^{(1)}$, то делается заключение о глубинном происхождении исследуемой волны $t_{\kappa}^{(1)}$; если $\Delta t_{\kappa}^{(1)} < \Delta t_{\text{д}}^{(1)}$, то с учетом таблицы делается вывод, что волна $t_{\kappa}^{(1)}$ — боковая.

При обработке данных МОВ на ЭВМ указанные операции автоматизированы.

ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТЕЙ ГСП—МОВ

Оценка погрешностей ГСП—МОГТ¹ имеет важное значение для определения степени достоверности полученных сейсмических данных и их геологической интерпретации, приобретая особую значимость при определении структуры и скоростных характеристик слоев консолидированной океанской коры в условиях, когда для глубоководного бурения они пока недостижимы.

На точность определения скоростей распространения сейсмических волн в реальных средах при исследованиях МОВ в океане влияют следующие основные факторы: 1) плановое положение приемной многоканальной установки (косы) относительно ИВ упругих волн; 2) длина приемной установки; 3) точность отсчета времени прихода отраженных волн; 4) скоростные неоднородности верхней части разреза (ВЧР); 5) вертикальная неоднородность среды.

Рассмотрим последовательно влияние каждого из указанных факторов.

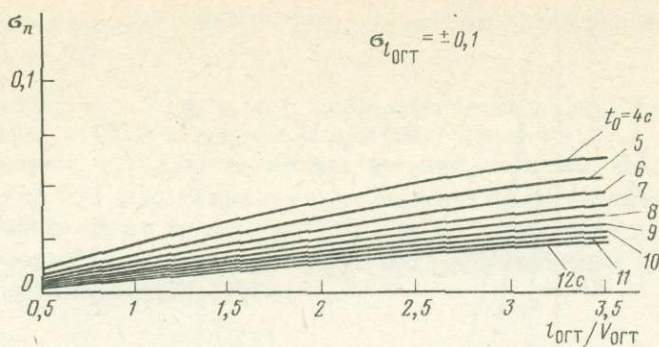
Влияние планового положения косы. Суммарная погрешность определения геофизического параметра складывается из погрешностей собственно геофизического метода — ϵ_{μ} и погрешностей, вызванных ошибками определения координат пункта наблюдения — ошибками положения — ϵ_n [246]. Как было показано выше, в ОГТ—МОВ ошибка положения влияет на среднеквадратичную погрешность определения времени суммируемых сигналов σ_t так, что

$$\sigma_t = (\sigma_{\mu}^2 + \sigma_n^2)^{1/2}, \quad (1.21)$$

где σ_{μ} — среднеквадратичная погрешность определения времени суммирования сигналов, обусловленная ошибками собственно метода ОГТ—МОВ; $\sigma_n = \sigma(\epsilon_n)$ — среднеквадратичная погрешность определения кинематических поправок при суммировании сигналов ОГТ, обусловленная ϵ_n .

При проведении ГСП—МОВ в океане погрешность σ_n обуславливается ошибками в определении расстояния взрыв—прибор за счет изменения эффективной длины косы

¹ ГСП—МОГТ представляет собой метод сейсморазведки, отличающийся тем, что с целью непрерывного прослеживания отраженных (докритических) волн от глубинных границ консолидированной океанской земной коры используются: многократное перекрытие наблюдений от общих глубинных точек (ОГТ); низкочастотный для МОВ ($f_c \leq 20$ Гц) диапазоны излучаемых сигналов, согласованных со средой; многоканальные длинные приемные установки, согласованные с импульсной реакцией источника и среды; асинхронное накопление сигналов [58, 168].



Р и с. 13. Зависимость $\sigma_n = \sigma_n(l_{\text{ОГТ}}/V_{\text{ОГТ}})$ при параметрических значениях t_0 и $\sigma_{l_{\text{ОГТ}}} = \text{const}$

при воздействии течений, нелинейного движения судна, отклонений косы от горизонтали. Согласно [245]:

$$\sigma_n = \sigma_{l_{\text{ОГТ}}} \left[\frac{t_0 \frac{\sin \varphi}{V_{\text{ОГТ}}} + \frac{l}{V_{\text{ОГТ}}^2}}{t_0^2 + 2t_0(x/V) \sin \varphi + (l/V_{\text{ОГТ}})^{1/2}} - \frac{\sin \varphi}{V_{\text{ОГТ}}} \right], \quad (1.22)$$

где $\sigma_{l_{\text{ОГТ}}}$ — среднеквадратичная ошибка определения расстояния взрыв-прибор (длина расстановки ОГТ); $V_{\text{ОГТ}}$ — эффективная скорость по годографу ОГТ; t_0 — время прихода отраженной волны в точку, где $l_{\text{ОГТ}} = 0$; φ — угол наклона отражающей границы.

Для горизонтального залегания ($\varphi = 0$):

$$\sigma_n = \sigma_{l_{\text{ОГТ}}} \left[\frac{l}{V_{\text{ОГТ}}} (t_0^2 V_{\text{ОГТ}}^2 + l_{\text{ОГТ}}^2)^{-1/2} \right]. \quad (1.23)$$

Оценим величину σ_n для практически наиболее вероятных условий выполнения ГСП–МОГТ в океане [168, 246].

Пусть: $l_{\text{ОГТ}} = 2$ км; $V_{\text{ОГТ}} = 3$ км/с (для границы М – подошвы океанской земной коры); $t_0 = 10$ с; $\sigma_{l_{\text{ОГТ}}} = \pm 0,2$ км^{1/2}; $\varphi = 0$. Тогда, согласно (1.23), $\sigma_n \approx \pm 0,005$ с.

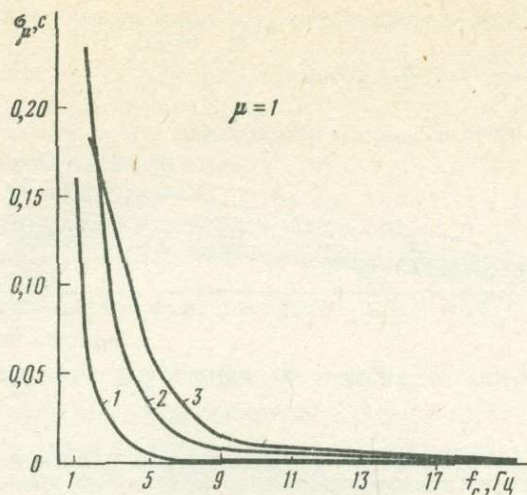
Если предполагать, что сейсмический диапазон частот при выполнении ГСП–МОВ в океане справа ограничен частотой $f_{\text{ГР}} = 20$ Гц, то полученное значение $\sigma_n \approx 0,005$ с $< 1/4 f_{\text{ГР}}$ с, т.е. в 3 раза меньше четверти периода $T_{\text{ГР}}$, и в данном примере величиной σ_n можно пренебречь. Однако при увеличении $f_{\text{ГР}}$ (при переходе к МОГТ, где $f_{\text{ГР}} \approx 60$ Гц) величина σ_n становится значимой.

На рис. 13 представлены кривые зависимости $\sigma_n = \sigma_n(l_{\text{ОГТ}}/V_{\text{ОГТ}})$ при параметрическом изменении t_0 и $\sigma_{l_{\text{ОГТ}}} = \text{const}$. Как видно из рис. 13 и уравнения (1.23), увеличение длины косы до 10 км приводит к существенному увеличению σ_n . Этот результат необходимо учитывать при работах МОВ с длинными косами, когда $l_{\text{ОГТ}} \geq 10$ км или при выполнении широкоугольного сейсмопрофилирования [183, 206].

Влияние точности отсчета прихода отраженных волн. Достижимая аппаратная точность отсчета времени столь высока (10^{-12} с) для данного рассмотрения, что может быть вполне снижена до 10^{-6} с. Главным источником ошибок в отсчете времени прихода отраженных волн является наложение регулярных и стохастических шумов, приводящее к искажению формы полезных сигналов и смещению их экстремумов.

Если интенсивность помех невелика, т.е. отношение сигнал/помеха $\mu \geq 1$, то сме-

¹ Предельно допустимая погрешность для съемки в масштабе 1 : 200 000 обеспечивается современными средствами интегральной навигации [5, 36, 40].



Р и с. 14. Зависимость $\sigma_{\mu}(f_c)$ при параметрических значениях f_n и $\mu = \text{const}$
 1 — $f_n = 1$, 2 — $f_n = 5$ и 3 — $f_n = 10$ Гц

шение экстремумов имеет в первом приближении нормальное распределение $N(0, \sigma_{\mu}^2)$ со среднеквадратичным отклонением, равным [256, 299, 321]:

$$\sigma_{\mu} = f_n / 2\pi f_c^2 \mu, \quad (1.24)$$

где f_c — преобладающая частота полезной волны; f_n — преобладающая частота помехи.

На рис. 14 приведены кривые зависимости $\sigma_{\mu}(f_c)$ при параметрических значениях f_c и $\mu = \text{const}$. Неоднородности океанского дна могут оказать влияние на точность отсчета времени прихода отраженных волн, вызвать ошибки в статистических поправках $\sigma_{\text{ст}}$. Как показывают детальные исследования океанских донных осадков и данные НСП—МОВ, работающего в высокочастотной области (100 Гц — 5 кГц) [70, 120], разброс временных отсчетов отражений от дна подчиняется нормальному закону распределения $N(0, \sigma_{\text{ст}}^2)$. Таким образом, на сейсмограммах ОГТ суммарный фазовый разброс, обусловленный независимыми факторами: ошибками в определении планового положения косы, наложением волн-помех (шумов) и поверхностными неоднородностями океанского дна, определяется

$$\sigma_t = (\sigma_n^2 + \sigma_{\mu}^2 + \sigma_{\text{ст}}^2)^{1/2}, \quad (1.25)$$

где $\sigma_{\text{ст}}$ — среднеквадратичная ошибка отсчета времени из-за неоднородностей океанского дна; σ_t — суммарная среднеквадратичная ошибка отсчета времени на сейсмограммах ОГТ.

В океане придонные условия в пределах интервала расстановки косы и определения скоростей (2–3 км) можно считать постоянным и $\sigma_{\text{ст}} \rightarrow 0$. Тогда

$$\sigma_t = (\sigma_n^2 + \sigma_{\mu}^2)^{1/2}. \quad (1.26)$$

Определим значение σ_t для наихудших условий приема отраженных волн от глубинных границ океанской коры. Согласно численному моделированию и экспериментальным данным [168, 245, 262], при выполнении ГСП—МОВ в океане f_n на уровне 0,7 от максимума лежит в пределах 1–10 Гц, а f_c в пределах 3–23 Гц с максимумом на уровне 0,7 в полосе 4–20 Гц; отношение сигнал/помеха от глубинных границ (вплоть до границы М) на одиночных трассах ГСП—МОВ $\mu_i \geq 1$ во всем диапазоне частот сигнала (см. рис. 8). При выполнении ОГТ—МОВ с m -кратным перекрытием наблюдений на суммотрассах ОГТ [256]:

$$\mu_{\Sigma} = \mu_i \sqrt{m}, \quad (1.27)$$

где m — число перекрытий в МОГТ. Тогда выражение (1.24) для МОГТ примет вид

$$\sigma_{\mu} = f_n (2\pi f_c^2 \mu_t \sqrt{m})^{-1}. \quad (1.28)$$

Пусть $f_n = 10$ Гц; $f_c = 5$ Гц; $\mu_t = 1$. Тогда, подставляя в (1.28) эти значения, получим: при $m = 12$ $\sigma_{\mu} = 0,018$ с, при $m = 24$ $\sigma_{\mu} = 0,009$ с, при $m = 48$ $\sigma_{\mu} = 0,004$ с. Таким образом, суммарная погрешность отсчета времени, согласно (1.25), определится: $\sigma_t = (\sigma_n^2 + \sigma_{\mu}^2 + \sigma_{ct}^2)^{1/2} \approx 0,019$ при $m = 12$. Среднеквадратичная погрешность вычисления эффективной скорости по данным ОГТ — $\sigma_{V_{\text{ОГТ}}}$ при достаточно большом числе точек на годографе ОГТ — n , что имеет место при многоканальных ($n \geq 24$) системах наблюдения, определяется [256, 299]:

$$\sigma_{V_{\text{ОГТ}}} = 3,36 \left(\frac{\sigma_t}{\sqrt{n}} \right) \left(\frac{t_{\text{ср}} V_{\text{ОГТ}}^2}{l_{\text{ОГТ}}^2} \right), \quad (1.29)$$

где $t_{\text{ср}}$ — среднее время на годографе; $l_{\text{ОГТ}}$ — длина годографа, равная длине базы ОГТ; n — число каналов косы.

Подставляя в (1.29) значение параметров для наиболее простого случая выполнения ГСП—МОГТ ($m = 12$; $n = 24$; $l = 2$ км), определим значение $\sigma_{V_{\text{ОГТ}}}$ для наиболее глубокой границы М — подошвы океанской земной коры. На основании теоретических и экспериментальных данных в этом случае [168, 171, 175, 178, 183] $t_{\text{ср}} \leq 10$ с, $V_{\text{ОГТ}} \leq 3,5$ км/с. Значение σ_t примем равным 0,019 с, согласно приведенным выше расчетам (1.28) для наиболее трудных условий приема отраженных волн от глубинных границ земной коры в океане. При этих условиях получим $\sigma_{V_{\text{ОГТ}}} = \pm 0,4$ км/с. Относительная погрешность эффективной скорости ОГТ составит

$$\sigma_{V_{\text{ОГТ}}} = \frac{\sigma_{V_{\text{ОГТ}}}}{V_{\text{ОГТ}}} = 11,5\%. \quad (1.30)$$

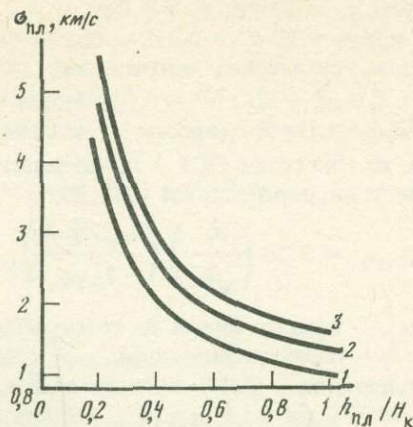
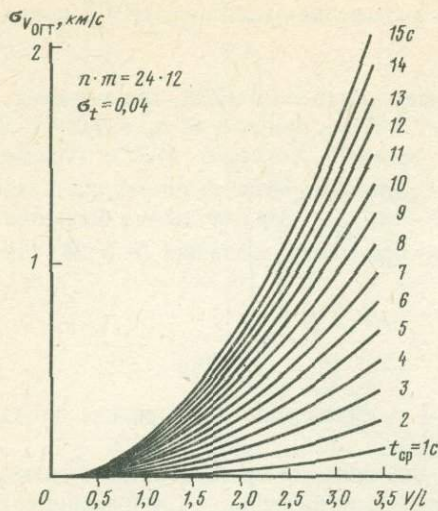
На рис. 15 приведены кривые зависимости $\sigma_{V_{\text{ОГТ}}} = \sigma_{V_{\text{ОГТ}}}(V/l)$ при параметрических значениях $t_{\text{ср}}$ для $\sigma_t = \text{const}$, $nm = \text{const}$. Из анализа рис. 16 видно, что при увеличении длины годографа ОГТ $l_{\text{ОГТ}}$ или при уменьшении эффективной скорости $V_{\text{ОГТ}}$ значения $\sigma_{V_{\text{ОГТ}}}$ уменьшаются пропорционально квадрату изменения указанных величин. В океане, где мощная ($H_{\text{в}} \geq 5$ км) низкоскоростная водная толща ($V_{\text{в}} \leq 1,5$ км/с) обуславливает заниженные по сравнению с сушей значения $V_{\text{ОГТ}}$, даже на сравнительно больших временах ($t_{\text{ср}} \approx 10$ с; $V_{\text{ОГТ}} \leq 3$ км/с), среднеквадратичные и соответственно относительные ошибки могут быть меньшими, чем на суше (или шельфе), при равенстве длины приемных систем и времени вступления отраженных волн от глубинных границ. Именно этим явлением и объясняются относительно низкие значения $\sigma_{V_{\text{ОГТ}}}$ и $\delta_{V_{\text{ОГТ}}}$ в (1.29) и (1.30) при относительно большом значении σ_t в (1.28). При последующем пересчете эффективных скоростей в пластовые (интервальные) погрешности увеличиваются [256, 299].

Согласно [244], при равенстве погрешностей определения $V_{\text{ОГТ}}$ для подошвы и кровли пласта ($\sigma_{V_{\text{ОГТп}}} \approx \sigma_{V_{\text{ОГТк}}} \approx \sigma_{V_{\text{ОГТ}}}$) среднеквадратичная ошибка определения пластовой скорости вычисляется

$$\sigma_{\text{пл}} = \sigma_{V_{\text{ОГТ}}} \frac{\sqrt{S+3}}{2} \frac{H_{\text{к}}}{h_{\text{пл}}} \sqrt{1 + \left[1 + \frac{h_{\text{пл}}}{H_{\text{к}}} \right]^2}, \quad (1.31)$$

где S — интегральный параметр неоднородности среды ($S \geq 1$); $H_{\text{к}}$ — глубина кровли пласта; $h_{\text{пл}}$ — мощность пласта.

Учитывая экспериментальные и теоретические данные о строении океанской коры (см. гл. I), оценим погрешности в определении пластовых скоростей второго и третьего



Р и с. 15. Зависимость $\sigma_{V_{OГТ}} = \sigma_{V_{OГТ}} (V/l)$ при параметрических значениях t_{cp} для $m \cdot n = \text{const}$

Р и с. 16. Зависимость $\sigma_{V_{пл}} = \sigma_{V_{пл}} (h_{пл}/H_k)$ при параметрических значениях S и $\sigma_{V_{OГТ}} = \text{const}$
 1 - $S = 1$; 2 - $S = 3$; 3 - $S = 5$

геофизических слоев [70, 108, 219, 272]. Будем предполагать, что среда однородная ($S = 1$)¹, мощность водного слоя в океане $H_b \geq 5$ км, мощность второго геофизического слоя $H_2 = 2$ км, скорость в нем $V_2 = 5$ км/с, мощность третьего геофизического слоя $H_3 = 6$ км, скорость в нем $V_3 = 7$ км/с, глубина до кровли соответственно $H_2 \geq 5$ км, $H_3 \geq 10$ км, $H_M \leq 15$ км. Пусть мощность верхней части мантии $H_{M_1} = 10$ км, $V_{M_1} = 8$ км/с. Возьмем предельное (для рассмотренного выше случая) значение $\sigma_{V_{OГТ}}$, полученное для подошвы земной коры - границы М ($\sigma_{V_{OГТ}} = \pm 0,4$ км/с).

Подставляя выбранные значения в (I.31), получим: для второго геофизического слоя $\sigma_{V_{пл_2}} = \pm 1,71$ км/с, $\delta_{V_{пл_2}} = 33\%$, для третьего геофизического слоя $\sigma_{V_{пл_3}} = \pm 1,44$ км/с, $\delta_{V_{пл_3}} = 24\%$, для верхнего слоя мантии (границы М) $\sigma_{V_{пл_{M_1}}} = \pm 1,15$ км/с, $\delta_{V_{пл_{M_1}}} = 14,8\%$. На рис. 16 представлены графики зависимости $\sigma_{V_{пл}} = \sigma_{пл} (h_{пл}/H_k)$ при параметрических значениях $\sigma_{V_{OГТ}}$ и при $S = 1$.

Из анализа уравнения (I.31) и рис. 16 видно, что при $h_{пл} \leq H_k$ относительные искажения $V_{пл}$ превышают искажения, соответствующие значениям $V_{OГТ}$, причем это превышение искажения возрастает с увеличением глубины залегания пласта и с уменьшением его мощности. Для океана, где в большинстве случаев $h_{пл} \leq H_k$, согласно (I.31), отношение $\sigma_{V_{пл}}/\sigma_{V_{OГТ}}$ будет всегда не меньше \sqrt{S} , т.е. $\sigma_{пл} \geq \sqrt{S} \sigma_{V_{OГТ}}$. Из анализа (I.29) и (I.31) следует, что при увеличении (до технически реализуемых значений) длины косы до 3 км, числа каналов в косе до 48 и числа перекрытий до 48 указанные в приведенных примерах погрешности вычисления эффективных и пластовых (интервальных) скоростей могли бы быть уменьшены соответственно в $K = 2,25 \times 1,4 \times 2 = 7$ раз.

Неоднородность среды и ее влияние на ошибки определения эффективных и интервальных скоростей учтем особо (см. ниже).

Таким образом, теоретически при существующей методике и технике выполнения ГСП—МОГТ в океане погрешность определения пластовых скоростей может быть снижена для выбранных выше моделей среды: для второго геофизического слоя ($h_2 \geq 2$ км) до $\sigma_{V_{пл_2}} = \pm 0,25$ км/с, $\delta_{V_{пл_2}} = 4,7\%$; для третьего геофизического слоя ($h_3 \geq 6$ км) до $\sigma_{V_{пл_3}} = 0,21$ км/с, $\delta_{V_{пл_3}} = 3,4\%$; для мантийных толстых слоев ($h_{пл} \geq 10$ км) до $\sigma_{V_{пл_{M_1}}} = 0,17$ км/с, $\delta_{V_{пл_{M_1}}} = 2,1\%$. Однако полученные выше

оценки среднеквадратичных и относительных ошибок определения пластовых и эффективных скоростей основных слоев консолидированной коры в океане будут справедливыми лишь при условии применимости выбранных толстослоистых моделей, полученных по данным ГСЗ [70, 219, 272], и при условии соответствия увеличения амплитуды отраженных волн пропорционально \sqrt{m} , где m — число перекрытий наблюдений МОГТ.

Для оценки возможных значений ошибок укажем, что на шельфовых зонах Каспийского, Черного и Северного морей при значительной неоднородности разреза ($S \geq 1$) ошибки при определении пластовых скоростей методом ОГТ при сравнении с контрольными данными скоростных определений в скважинах, как правило, не превышали 10% при глубинах залегания пластов до 6 км и мощности их не менее 5% от глубины залегания [135, 182, 317, 322]. В океане из-за несоответствия или неполного соответствия указанных условий реальным полученные в последнем примере оценки значений погрешностей эффективных и пластовых скоростей могут существенно возрастать.

В условиях океана, где мощность осадочной толщи невелика, а неоднородность разреза (судя по данным ГСП—МОГТ) [179, 181, 183, 185] значительно выше, чем в указанных бассейнах, но ниже значения эффективных скоростей из-за влияния мощного ($H_B \geq 5$ км) низкоскоростного слоя водной толщи ($V_{эф} \leq 3,5$ км), можно ожидать сравнимых для суши (шельфа) ошибок (погрешностей) в определении пластовых скоростей только для толстых ($h \geq 0,5-1$ км) слоев по данным ГСП—МОГТ для больших глубин.

Для океана при указанных выше условиях приема отраженных волн для выбранных толстослоистых моделей среды относительная ошибка в определении пластовых скоростей основных (толстых) слоев океанской коры, согласно (1.31), не должна превышать 10% при мощности земной коры $H_K \leq 15$ км. Однако при изучении тонких ($h_{пл} < 0,5-1$ км) слоев океанской коры возникает необходимость резкого увеличения длины косы до 15 км, числа каналов косы до 300 и числа перекрытий до 150–300 (см. выше). В этом случае общая погрешность определений $V_{пл}$ может уменьшиться до единиц процентов.

Влияние скоростных неоднородностей переходного слоя между водой и консолидированными слоями дна океана. Выше и в [154, 174] было показано, что поверхностные условия в морской сейсморазведке определяются строением переходного слоя между водой и консолидированными породами океанского дна. Сейсмические характеристики этого слоя играют важную роль в формировании многократных волн в водной толще и определяют волновое поле, а следовательно, влияют на точность определения скоростных характеристик среды. Как показано в [256, 299], максимальные искажения $V_{ОГТ}$ и $V_{пл}$ возникают при измерениях в случае установки косы в центре неоднородности, размеры которой составляют 2/3 длины косы. Следовательно, в этом случае будут наблюдаться максимальные погрешности [299]:

$$\frac{\Delta V_{ОГТ_H}}{V_{ОГТ}} = \frac{\Delta t_H}{\tau}, \quad (1.32)$$

где $\Delta V_{ОГТ_H} = V_{ОГТ_H} - V_{ОГТ}$, $V_{ОГТ_H}$ — скорость эффективная с учетом влияния неоднородности; $V_{ОГТ}$ — эффективная скорость ОГТ во вмещающей среде (без неод-

нородности); τ — нормальное приращение времени на годографе отраженных волн:

$$\Delta t_{\text{н}} = (h_{\text{н}}/V_{\text{н}} - h_{\text{н}}/V_{\text{с}}), \quad (1.33)$$

где $\Delta t_{\text{н}}$ — временная мощность включения (неоднородности); $h_{\text{н}}$ — мощность неоднородности; $V_{\text{н}}$ — скорость в неоднородности; $V_{\text{с}}$ — скорость во вмещающей среде.

Относительное искажение пластовой скорости — $\delta_{\text{плн}}$, возникающее за счет включения неоднородности, определяется [299]:

$$\delta_{\text{плн}} = \frac{\Delta V_{\text{плн}}}{V_{\text{пл}}} = \Delta t_{\text{н}} \left[1 + \frac{\tau_{\text{п}}}{\tau_{\text{к}}} \right] \frac{1}{\tau_{\text{п}}}, \quad (1.34)$$

где $\Delta V_{\text{плн}} = V_{\text{плн}} - V_{\text{пл}}$ — приращение пластовой скорости за счет включения неоднородности; $\tau_{\text{к}}$ — нормальное приращение времени на годографе ОВ для кровли пласта; $\tau_{\text{п}}$ — нормальное приращение времени на годографе ОВ для подошвы пласта.

Оценим количественное влияние неоднородностей на ошибки определения скорости во втором и третьем геофизических слоях выбранной нами модели. Пусть условия наблюдения остаются прежними, т.е. $l = 2$ км, $m = 12$, $n = 24$, мощность включения (неоднородности) $h_{\text{н}}$ равна 1/4 длины регистрируемой волны, т.е. $h_{\text{н}} = V_{\text{н}}/4f_{\text{с}}$. Пусть скорость во включении $V_{\text{н}} = 2$ км/с, частота регистрируемой волны $t_{\text{с}} = 10$ Гц, $h_{\text{н}} = 0,05$ км. Тогда, согласно (1.33), $\Delta t_{\text{н}} = 0,015$ с. Учитывая приведенные выше данные о модели среды, $\tau_{\text{к}_2} = 0,53$ с; $\tau_{\text{п}_2} = 0,16$ с; $\tau_{\text{к}_3}, \tau_{\text{п}_3} = 0,08$ с. Подставляя полученные значения $\Delta t_{\text{н}}, \tau_{\text{к}_2}, \tau_{\text{п}_2}, \tau_{\text{к}_3}, \tau_{\text{п}_3}$ в (1.34), получим: $\delta_{\text{пл}_{2\text{н}}} = 0,12 = 12\%$; $\sigma_{\text{пл}_{2\text{н}}} = \pm 0,6$ км/с; $\delta_{\text{пл}_{3\text{н}}} = 0,28 = 28\%$; $\sigma_{\text{пл}_{3\text{н}}} = \pm 1,96$ км/с.

На рис. 17 приведены кривые зависимости $\delta_{\text{плн}}(\tau_{\text{п}})$ при параметрических значениях $\Delta t_{\text{н}}$. Как видно из примера и рис. 17, величина относительных ошибок при определении пластовых скоростей за счет неучета влияния включений неоднородностей может достигать больших значений. Это приводит к необходимости тщательного изучения строения верхней части разреза (ВЧР), что практически возможно при использовании высокочастотных излучателей, работающих на частотах $f \gg f_{\text{ГСП}}$, параллельно и синхронно с низкочастотными излучателями ГСП—МОВ [180, 316, 319, 323]. В этом случае влияние ошибок в определении пластовых скоростей за счет неоднородностей ВЧР может быть сведено к минимуму. Так, при работе с практически реализуемыми источниками, где $f \geq 1000$ Гц [117, 119, 316], удается расчлнить верхнюю толщу разреза на слои с $h_{\text{н}} \leq 0,001$ км и тем самым свести $\Delta t_{\text{н}} \leq 0,0003$ с и уменьшить ошибку $\delta_{\text{плн}}$ в 50 раз и более.

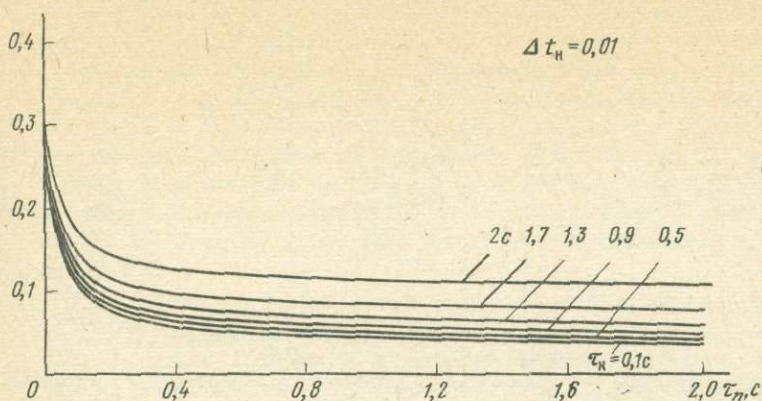
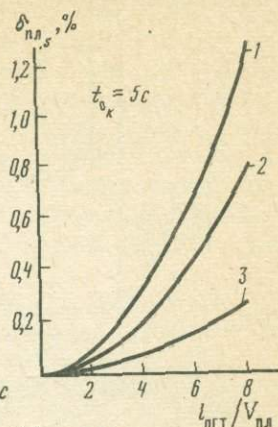
Влияние вертикальной неоднородности среды. Большинство алгоритмов определения скоростных характеристик среды по данным ОГТ—МОВ используют представление о гиперболической форме годографов отраженных волн. В реальных средах это условие может не выполняться. Неучет этого явления может привести к систематическим ошибкам.

Степень неоднородности при горизонтально-слоистом разрезе вычисляется по формуле [313, 443]:

$$S = \left(\sum_{j=1}^m \frac{h_j}{V_j} \right) \left(\sum_{j=1}^m h_j V_j^3 \right) \left(\sum_{j=1}^m h_j V_j \right)^{-2}. \quad (1.35)$$

В неоднородной среде, когда $S > 1$, эффективная скорость всегда больше предельной, и эта разница увеличивается по мере увеличения базы наблюдения, $l_{\text{ОГТ}}$. Относительная ошибка в определении пластовых скоростей за счет этого явления определяется выражением [256, 299]:

$$\delta_{\text{пл}_S} = \frac{\Delta V_{\text{пл}}}{V_{\text{пл}}} = \frac{\tilde{V}_{\text{пл}} - V_{\text{пл}}}{V_{\text{пл}}} = \left(\frac{l_{\text{ОГТ}}^2}{8t_{\text{ок}}t_{\text{оп}}V_{\text{пл}}^2} \right) \left[1 + \left[\frac{S_{\text{п}}t_{\text{ок}} - S_{\text{к}}t_{\text{оп}}}{(t_{\text{оп}} - t_{\text{ок}})} \right] \right]. \quad (1.36)$$

$\delta_{плн}, \%$ Р и с. 17. Зависимость $\delta_{плн}(\tau_n)$ при параметрических значениях τ_n (с) для Δt_n Р и с. 18. Зависимость $\delta_{плс}(l_{ОГТ}/V_{пл})$ при параметрических значениях S для $t_{ок} = 5c$
1 - $S = 1$; 2 - $S = 3$; 3 - $S = 5$

Из анализа (I.36) следует, что погрешность $\Delta V_{пл}$ за счет неучета вертикальной неоднородности может быть как положительной, так и отрицательной. Погрешность будет отрицательной на участках разреза, характеризующихся уменьшением параметра S от кровли к подошве пласта, и положительной — в противоположной ситуации.

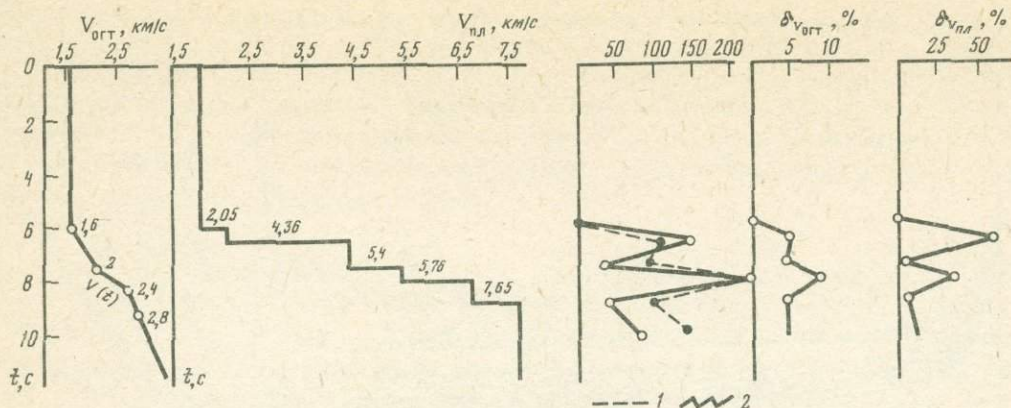
Выполним расчет $\delta_{плс}$ для приведенной выше модели строения океанской коры.

Определим этот параметр для каждого из слоев. Для выбранной выше модели значения t_0 соответственно определяется: $t_{ок_1} = 0$; $t_{оп_1} = 6,666 c = t_{ок_2}$; $t_{оп_2} = 7,46 c = t_{ок_3}$; $t_{оп_3} = 9,09 c = t_{ок_{M_1}}$; $t_{оп_{M_1}} = 11,7 c$. Значения S для каждого из слоев определяются согласно (I.35): $S_1 = 1$; $S_{2к} = S_1 = 1$; $S_{2п} = 3,25 = S_{3к}$; $S_{3к} = 3,02 = S_{4к}$; $S_{4п} = 2,24$. Отсюда относительная погрешность вычисления пластовых скоростей определится согласно (I.36): $\delta_{плс_1} = 0$; $\delta_{плс_2} = +0,03$; $\delta_{плс_3} = -0,005$; $\delta_{плс_4} =$

$= -0,0003$, а среднеквадратичная погрешность составит $\sigma_{плс_1} = 0$; $\sigma_{плс_2} = +0,15$ км/с; $\sigma_{плс_3} \rightarrow 0$; $\sigma_{плс_4} \rightarrow 0$. Таким образом, влиянием слоистости разреза океанского дна при выбранной модели среды можно пренебречь, так как ошибки первого и второго из рассмотренных выше классов значительно превосходят указанные величины. На рис. 18 представлены кривые зависимости $\delta_{плс}(l_{ОГТ}/V_{пл})$ при параметрических значениях S .

На рисунке видно, что при увеличении длины годографа ОГТ — $l_{ОГТ}$ погрешности $\delta_{плс}$ будут возрастать пропорционально $l_{ОГТ}^2$, например для $l_{ОГТ} = 10$ км возрастут в 25 раз по сравнению с $l_{ОГТ} = 2$ км и составят соответственно $\delta_{плс_1} = 0$; $\delta_{плс_2} =$

$= 0,75$, $\delta_{плс_3} = -0,01$ и $\delta_{плс_4} = -0,007$. Таким образом, увеличение $l_{ОГТ}$ не обязательно приведет к улучшению результата вычисления пластовых скоростей (как, например, в рассмотренном примере для $V_{пл_2}$). Поэтому выбор оптимальной длины годографа ОГТ—МОВ должен обеспечить минимизацию суммарной ошибки определения $V_{пл}$ исходя из влияния всех указанных выше факторов.



Р и с. 19. Результаты оценки погрешностей определения эффективных и интервальных скоростей основных слоев земной коры в зоне Срединно-Атлантического хребта
 1 - $\sigma_{V_{OGT}} \cdot 10^{-3}$ км/с; 2 - $\sigma_{V_{OGT}} \cdot 10^{-2}$ км/с

Суммарная среднеквадратичная погрешность, обусловленная влиянием всех факторов, определится

$$\sigma_{V_{пл\Sigma}} = \left(\sum_{i=1}^n \sigma_{V_{плi}}^2 \right)^{1/2} \quad (I.37)$$

Для приведенной выше модели среды и условий наблюдения ОГТ-МОВ суммарная среднеквадратичная погрешность составит

$$\sigma_{V_{пл\Sigma 2}} = [(1,71)^2 + (0,6)^2 + (0,15)^2]^{1/2} = \pm 1,80 \text{ км/с};$$

$$\sigma_{V_{пл\Sigma 3}} = [(1,44)^2 + (0,6)^2 + (0,0)^2]^{1/2} = \pm 1,56 \text{ км/с};$$

$$\sigma_{V_{пл\Sigma M}} = [(1,15)^2 + (1,96)^2 + (0,0)^2]^{1/2} = \pm 2,28 \text{ км/с}.$$

Соответственно суммарная относительная погрешность составит $\delta_{пл\Sigma 2} = 36\%$; $\delta_{пл\Sigma 3} = 22\%$; $\delta_{пл\Sigma M} = 28\%$.

Из анализа суммарных погрешностей видно, что ошибка за счет недоучета влияния включений в ВЧР может достигать до 50% от суммарной. Используя обработку данных МОВ в высокочастотном диапазоне, можно полностью учесть и исключить влияние неоднородностей в ВЧР. Это позволит для выбранной выше модели среды и наилучших условий МОГТ сократить суммарные среднеквадратичные ошибки и относительные погрешности определения пластовых скоростей соответственно до: $\delta_{\Sigma_{пл 2}} \approx 34\%$; $\delta_{\Sigma_{пл 3}} = 20\%$; $\delta_{\Sigma_{пл M}} \approx 14\%$.

На рис. 19 представлены результаты обработки данных ГСП-МОГТ в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта [159] и сделаны оценки погрешностей эффективных и интервальных (пластовых) скоростей основных слоев океанской коры.

Выполненный анализ погрешностей определения скоростных характеристик океанской коры по данным ГСП-МОГТ показал, что суммарная среднеквадратичная ошибка при вычислении интервальных скоростей существенно зависит не только от длины годографа ОГТ, но и от скоростной характеристики всего разреза в целом (от V_{OGT}), скоростных неоднородностей ВЧР и вертикальной неоднородности среды.

Установлено, что в океане, где мощная низкоскоростная толща водного слоя суще-

ственно занижает значение $V_{\text{ОГТ}}$, могут быть получены точности определения пластовых скоростей $\delta_{\text{пл}} \leq 10\%$ при сравнительно коротких ($2 \leq l \leq 3$ км) косах, при числе перекрытий $m \geq 24$, при учете влияния включения неоднородностей ВЧР и вертикальной неоднородности среды, при значительной мощности ($h_{\text{пл}} \geq 1$ км) пластов.

Увеличение длины приемной установки до 15 км, числа каналов до 300 и числа перекрытий m до 150–300 позволит существенно повысить точность определения значений $V_{\text{ОГТ}}$ и $V_{\text{пл}}$ для тонких ($h_{\text{пл}} \leq 1$ км) слоев океанской коры. Однако точность определения пластовых скоростей не будет возрастать пропорционально квадрату длины косы, так как возрастание веса ошибок, связанных с неучетом влияния вертикальной неоднородности среды, планового положения косы и скоростных неоднородностей ВЧР, может привести к уменьшению ожидаемой суммарной точности определений $V_{\text{пл}}$.

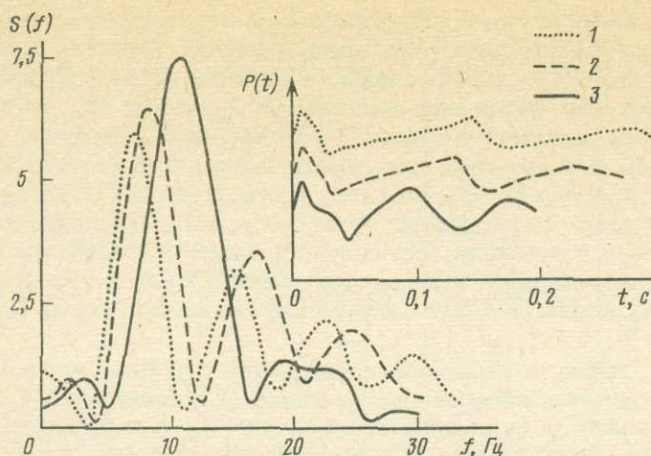
Следовательно, выбор оптимальной конструкции приемной установки при ГСП–МОГТ в океане должен базироваться на критерии минимизации суммарной среднеквадратичной ошибки, а не ошибки определения $V_{\text{ОГТ}}$. Наблюдаемые на практике низкие точности (высокие дисперсии) определения скоростных характеристик консолидированных слоев океанской коры по данным ГСП–МОГТ ($\delta_{\text{пл}} > 10\%$ даже при $l = 3$ км и $m = 48$) по сравнению с теоретически возможными ($\delta_{\text{пл}} < 10\%$), вероятно, связаны не с методическим или техническим несовершенством метода ГСП–МОГТ, а с влиянием ошибок второго рода, т.е. с несоответствием выбранных толстослойных моделей консолидированной океанской коры реальному ее строению [179, 181, 185, 186].

ГЛАВА II

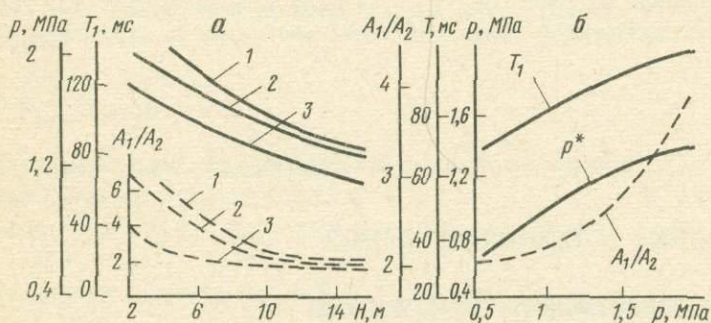
МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ГСП–МОВ

ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА ВОЗБУЖДЕНИЯ И ПРИЕМА ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

ГСП–МОВ использует тот же физический принцип, что и эхолотирование, т.е. способность сейсмических волн отражаться от неоднородностей облучаемой ими среды. Как было показано в гл. I, для того чтобы сейсмическим волнам проникнуть вглубь (до 15 км) под дно океана, необходимо использовать низкочастотный диапазон (3–23 Гц) излучения. Это обуславливает применение низкочастотных пневматических излучателей, безопасных для ихтиофауны, но достаточно мощных, чтобы возбудить низкочастотные колебания. Пневматический источник ПИ-5, разработанный в Южном отделении ИОАН СССР совместно с НПО "Взрывгеофизика", имеет объем рабочей камеры 25–30 дм³ и максимальное давление 15 МПа. Выхлопное отверстие источника имеет диаметр 246 мм. Сжатый воздух подается по одной или двум магистралям, в конструкциях с двумя магистралями (ПИ-1АМ) по одной из них подается низкое давление 4–6 МПа. Вскрытие камеры высокого давления [19, 160] ПИ-5 происходит с помощью электропневмоклапана за 3–5 мс. Задержка выхлопа относительно подачи напряжения на клапан составляет 45–50 мс. После выхлопа остается 10–15% сжатого воздуха, первоначально запасенного в камере [19]. На рис. 20 приведены амплитудно-частотные характеристики сигналов ПИ-5 при различной глубине его погружения. Амплитуда первой волны источника ПИ-5 составляет 1 МПа на расстоянии до 1 м от источника при рабочем давлении воздуха в камере 12–15 МПа. Как видно на рисунке, максимум частотной характеристики сигналов ПИ-5 изменяется от 8 до 18 Гц при изменении глубины его погружения от 15 до 45 м, что отвечает оптимальному частотному диапазону сигналов источника, необходимому для выполнения ГСП–МОВ в океане (см. гл. I).



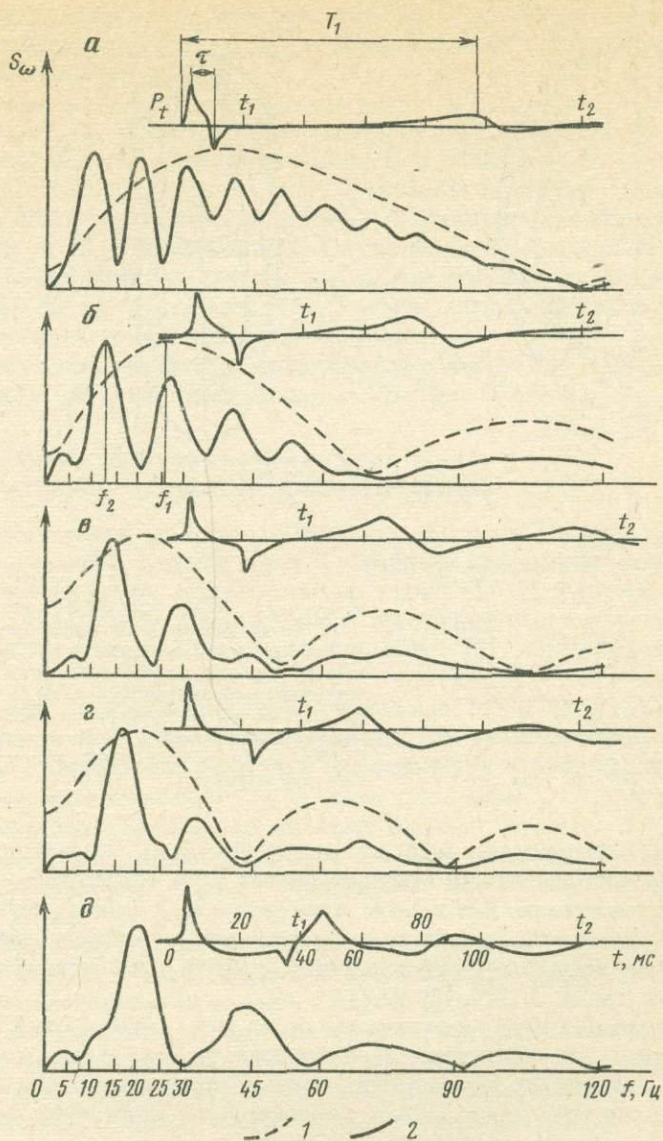
Р и с. 20. Частотные характеристики сигнала ПИ-5
При глубине погружения (м): 1 – 15, 2 – 25, 3 – 35



Р и с. 21. Зависимость параметров импульса ПИ от числа камер в группе (по [19])

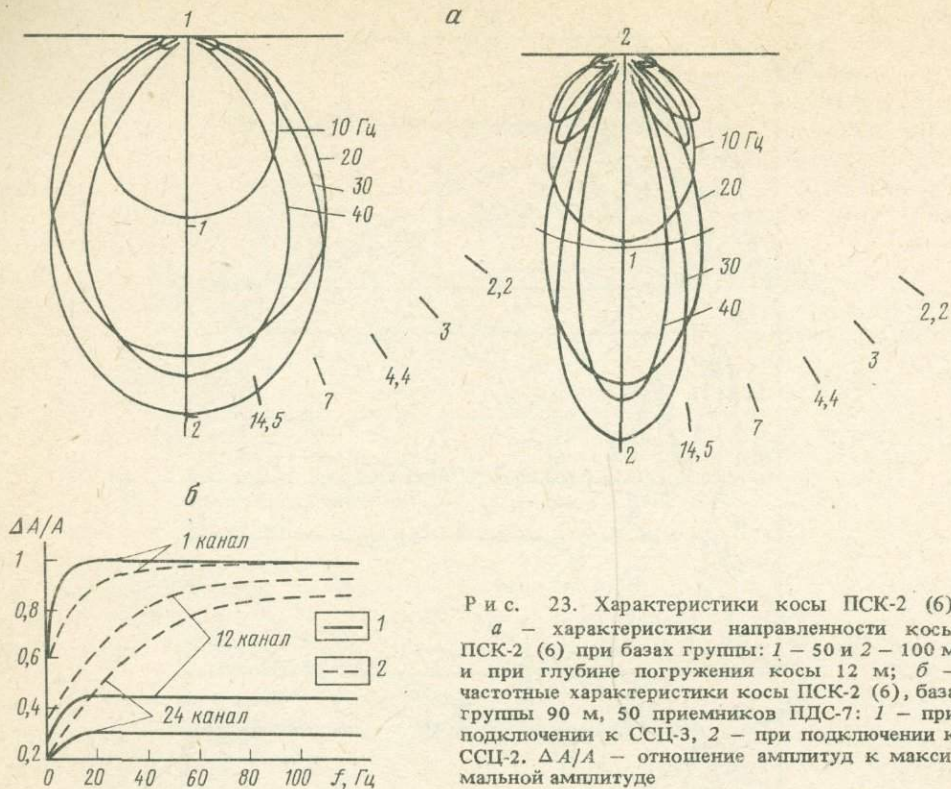
а – зависимость давления P в первой волне, приведенной к 1 м от источника, периода первой пульсации T_1 , отношения амплитуд первой и второй пульсаций A_1/A_2 , от числа камер в линейной группе от глубины погружения источника ПИ-1В: для групп из: 1 – 2,5 дм × 6 камер, 2 – 2,5 дм × 4 камеры, 3 – 2,5 дм × 2 камеры; *б* – зависимость P , T_1 , A_1/A_2 от величины рабочего давления в камерах для источника ПИ-1В (2,5 дм × 4 камеры)

Источник ПИ-1В представляет собой линейную группу пневмокамер объемом 2,5 дм³ каждая. Обычно используется 4–8 камер. Диаметр выхлопного отверстия камеры источника ПИ-1В 120 мм. Рабочее давление сжатого воздуха в камерах 150 МПа. Расстояние между выхлопными отверстиями линейной группы камер 450 мм, общая длина группы из четырех камер 2100 мм, из восьми камер – 4200 м. Вскрытие камер происходит под действием пневмоклапана при подаче электрического импульса длительностью 10 мс и напряжением 250–300 В. Время вскрытия камеры 10–15 мс. Максимальная амплитуда первой волны давления при изменении глубины погружения источника от 2 до 30 м, приведенная к расстоянию 1 м от источника, составляет для группы из четырех камер – 1,25 МПа, для группы из шести камер – 1,5 МПа при рабочем давлении в камерах 15 МПа. В комплект ПИ-1В входит 16 единичных камер, что позволяет добиться дальнейшего увеличения интенсивности источника путем использования нескольких групп из четырех или шести камер. Основные характеристики группового источника ПИ-1В приведены на рис. 21, а зависимость амплитудно-частотной характеристики (для группы из четырех камер) от глубины погружения показана на рис. 22 [168, 309].



Р и с. 22. Нормированные амплитудные спектры S_{ω} сигналов источника ПИ-1В (2,5 дм × 4 камеры) при различных глубинах погружения (по М.И. Балашканду)
а - 5 м; б - 10; в - 15; г - 20; д - 30 м; 1 - $S_{\omega}(t_1)$; 2 - $S_{\omega}(t_2)$

Как видно на этих рисунках, источник ПИ-1В (см. гл. I) отвечает требованиям ГСП-МОВ, обеспечивая необходимые интенсивность и спектральный состав возбуждаемых им импульсов. Источник ПИ-1Г является более современной модификацией ПИ-1В. Разработанный в ВМНПО Союзморгео в 1986 г. групповой источник "Сигнал", включающий до 16 камер различного объема, от 0,3 до 7 дм³, позволяет создавать необходимые группы, обеспечивающие как требуемые для ГСП-МОВ форму и интенсивность излучаемого сигнала, так и экономичный расход сжатого воздуха, т.е. позволяет осуществлять оптимизацию источника как по КПД, так и по спектру излучаемого импульса (см. гл. I [309, 324]. Составляя группы из пневмопушек различного объема (при суммарном объеме до 60–120 дм³ и давлении 150 кгс/см²) и регу-



Р и с. 23. Характеристики косы ПСК-2 (6)
 а — характеристики направленности косы ПСК-2 (6) при базах группы: 1 — 50 и 2 — 100 м и при глубине погружения косы 12 м; б — частотные характеристики косы ПСК-2 (6), база группы 90 м, 50 приемников ПДС-7: 1 — при подключении к ССЦ-3, 2 — при подключении к ССЦ-2. $\Delta A/A$ — отношение амплитуд к максимальной амплитуде

лируя глубину их погружения в водную толщу (15–35 м), удается получить необходимый по форме и интенсивности импульс упругих волн, согласованный с импульсной реакцией исследуемой среды. Уже на этом этапе приходится решать достаточно сложную задачу синтеза оптимальной группы пневмоисточников, обеспечивающей возбуждение сейсмических волн заданных интенсивности и спектра при минимизации энергоемкости источников (см. гл. I) [19, 160, 168].

Отраженные волны от глубинных границ земной коры могут быть в 10^{-6} раз слабее излучаемого сигнала, что обуславливает применение высокочувствительных приемных систем (сложных приемных акустических антенн), представляющих собой линейные или площадные группы гидрофонов, обладающих чувствительностью порядка 150 мкВ/мкбар (1 мкбар = 0,1 Па) [245, 252, 265].

Современные многоканальные приемные системы содержат несколько тысяч гидрофонов, расположенных в полиэтиленовых (полиуретановых) шлангах длиной до 5000 м, заполненных жидкостью с удельным весом, меньшим, чем у воды. В наших экспериментах 1973–1985 гг. обычно мы применяли 24–48-канальные приемные системы длиной до 3000 м, погруженные в водную толщу на глубину 15–40 м [134, 168]. В работах 1973–1984 гг. применялись шланговые многоканальные приемные системы (косы) конструкции Г.И. Рудаковского ПСК-2 [168, 245], а с 1985 г. — конструкции Г.И. Рудаковского и А.И. Крючкова ПСК-6 [287]. Современные шланговые сейсмодосы, применяемые для ГСП–МОВ, состоят из 100-метровых секций, 24-приборных и 6-бесприборных, так что их общая длина составляет 3000 м, причем первая приборная секция удалена от судна на расстояние до 600 м. Секции соединяются с помощью герметичных многоконтактных соединительных муфт. Каждая рабочая секция включает один или два канала косы. Канал представляет собой группу параллельно или последовательно-параллельно соединенных пьезоэлектрических

(титано-бариевых) приемников давления типа ПДС-7 или ПДС-21 [168], нагруженных на вход эмиттерного повторителя или предварительного усилителя, расположенного непосредственно в рабочей секции.

Для обеспечения прочности конструкции косы на разрыв в секциях используется грузонесущий трос, а в оптимальных конструкциях ПСК-2БТ 50 пар проводов ПСРП-0,35, обеспечивающих разрывную прочность до 5000 гкс $\approx 5 \cdot 10^4$ Н.

Учитывая частотный диапазон сигналов и глубины залегания границ, исследуемых при ГСП—МОВ, обычно используется линейное, треугольное или трапециевидальное группирование от 35 до 50 приемников ПДС-7 в группе на базе 45 или 90 м. Чувствительность группы 35—150 мкВ/бар. Расчеты показывают, что направленность такой группы не превышает 10 дБ на градус (рис. 23). Глубина погружения косы контролируется датчиками глубины, расположенными через 600 м.

На рис. 23 показаны частотные характеристики косы ПСК-2 (без троса) и ПСК-6 при подключении к цифровой сейсмостанции ССЦ-3 или "Прогресс-2".

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА СБОРА И ОПЕРАТИВНОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ГСП—МОВ

Научно-исследовательские суда типа "Профессор Богоров"¹ используются как носители автоматизированной системы сбора и обработки информации комплексных океанологических исследований, разработаны по техническому заданию Института океанологии АН СССР на основе общесистемных принципов построения автоматизированных информационно-измерительных систем (АИИС) [39, 43, 152, 163, 164, 169, 196, 223—226].

Для размещения автоматизированной системы на судне предусмотрены два помещения: лаборатория сбора информации и лаборатория обработки информации — общей площадью 67 м², автономные источники энергоснабжения — 150 кВт, автономные кондиционеры производительностью 2×15 ккал/ч, компрессоры сжатого воздуха до 200 кг/см² производительностью 60 дм³/мин. Судовые спуско-подъемные механизмы (большая сейсмическая лебедка, большая и малая кабельные лебедки, носовой и кормовой гидравлические краны) обеспечивают выполнение заборных работ и буксировку приборов.

Судовая автоматизированная система сбора и обработки данных на НИС "Профессор Штокман" состоит из трех подсистем: автоматизации судовождения, сбора данных (ГАЛС) и обработки данных в реальном времени (рис. 24).

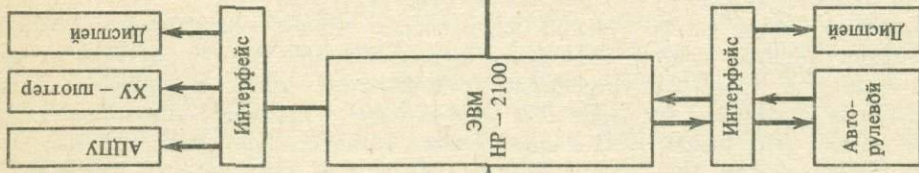
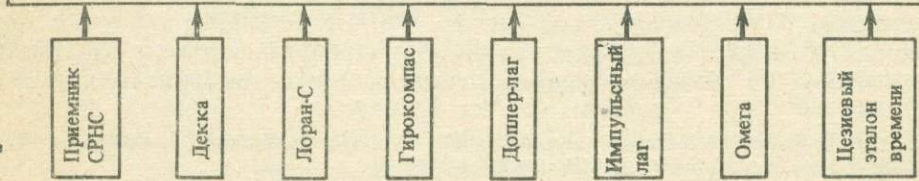
Подсистема автоматизации управления движением судна включает приборы-датчики: приемник спутниковой навигации ТРАНЗИТ Magnavox-702А, доплер-лаг, приемник радионавигационной системы (РНС) Лоран-С, приемник РНС Декка, радиолокатор ОКЕАН, гидрокомпас Курс-2, авторулевой, объединенные в единую интегральную радионавигационную систему на базе ЭВМ НР-2100 [196, 315].

Подсистема сбора геофизической информации включает групповые источники возбуждения упругих волн с объемом одиночных камер 30, 15, 6, 3, 0, 3 дм³; 24(48)-канальное приемное устройство (сейсмическая коса) с длиной активной части 2400 м и выносом от судна 600 м, 4-канальное приемное устройство длиной 2 × 200 м для выполнения НСП с асинхронным накоплением сигналов, цифровую сейсмическую станцию ССЦ-3, устройство контроля и визуализации сейсмических данных (шлеттер) [196].

Наборный магнитометрический комплекс включает квантовые магнитометры—градиентометры и протонные магнитометры МПМ-5 и МПМ-7, наборный гравиметрический комплекс пружинных кварцевых (ГМН) и струнных гравиметров системы МАГИСТР; батиметрический комплекс (эхолоты узколучевые и широко-

¹ В настоящее время серия состоит из четырех судов — "Профессор Богоров", "Профессор Курецов", "Профессор Водяницкий", "Профессор Штокман".

a

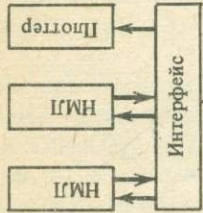
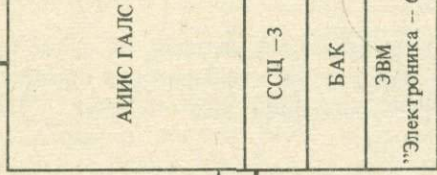
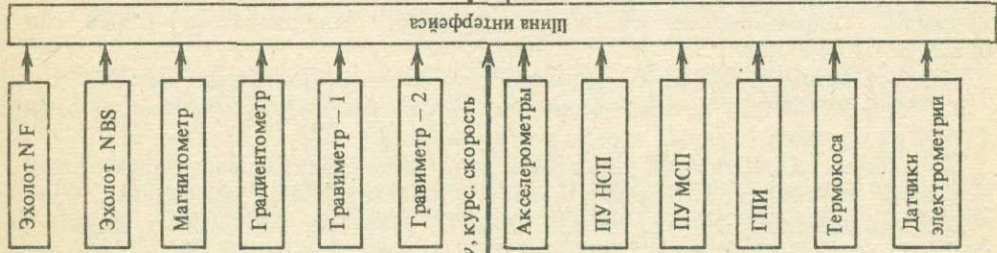


ЗВМ
НР - 2100

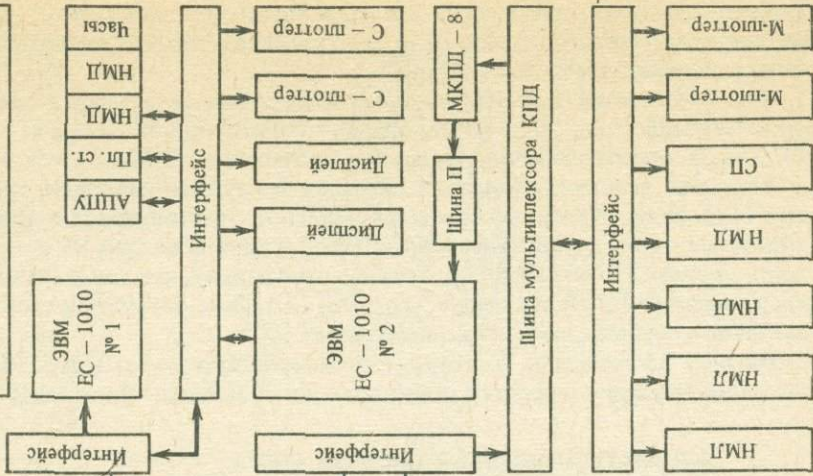
Шина интерфейса

Шина интерфейса

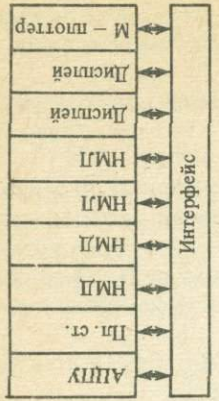
b



в



г



водные с цифровым выходом ЭЛАК НБМ и ЭЛАН ЭНИФ); адаптивную систему сбора данных для геофизических исследований ГАЛС [193].

Подсистема обработки информации включает трехпроцессорный вычислительный комплекс на базе ЭВМ ЕС-1010 (система МАРС-М) с суммарной производительностью до 10^7 операций в секунду [71] (см. рис. 24).

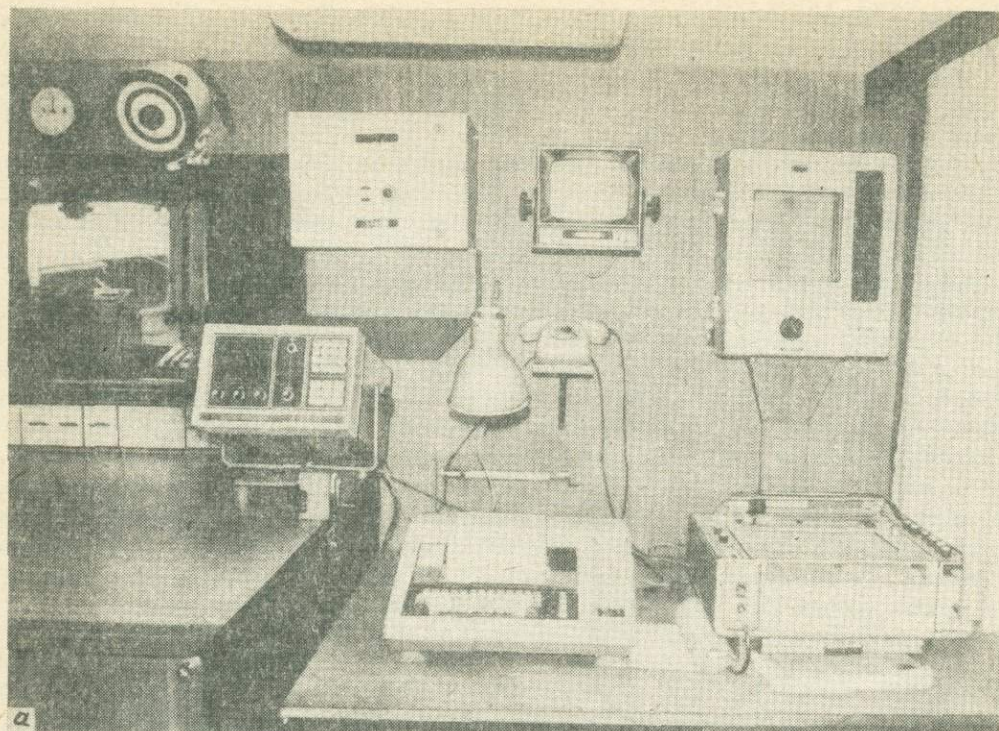
Автоматизированная система сбора и обработки данных на НИС "Профессор Штокман" работает следующим образом. Подсистема интегральной навигации, используя данные РНС, лага, гироскопаса, управляет движением судна по заданной (до 32 точек) траектории, обеспечивая минимизацию отклонений от заданных параметров движения на основе прогностической фильтрации по алгоритму Калмана. Через определенный методикой исследования интервал расстояния или времени системой автоматизации судовождения подается управляющий сигнал в систему сбора информации, и в этот момент фиксируются параметры движения судна (координаты, курс, скорость, точное время), которые выдаются на АЦПУ в виде каталога точек наблюдения, на графопостроитель в виде планшета траектории движения судна и на дисплей. Эта же информация одновременно с каждым управляющим сигналом подается на вход системы свбора данных АИИС ГАЛС. По команде подсистемы автоматизации судовождения в АИИС ГАЛС в режиме внешнего управления выбирается сигнал опроса датчиков навигации (выход ЭВМ НР-2100), эхолотов, магнитометров—градиентометров, гравиметров, акселерометров и других датчиков с медленными выходными потоками данных (10^3 – 10^4 бит/с). Эта информация заносится в память АИИС ГАЛС вместе с необходимой служебной информацией о режиме измерений геофизических полей. Одновременно с занесением этой информации в оперативное запоминающее устройство (ОЗУ) из ГАЛС подается командный сигнал к групповым пневмоисточникам (ГПИ) и происходит возбуждение упругих волн, которые принимаются многоканальными приемными системами ПУ, усиливаются, кодируются цифровой станцией (ССЦ) и заносятся в ОЗУ ГАЛС в мультиплексном или демультиплексном виде. Сейсмическая информация с плотностью информационного потока до 10^6 бит/с формируется в основной информационный массив, а информация медленных потоков (на три-четыре порядка меньшая по объему) формируется в виде этикетки к этому массиву.

Из блока памяти АИИС ГАЛС (в режиме адаптивного кодирования) сейсмическая информация подается на анализирующую ЭВМ "Электроника-60", где рассчитываются параметры квантования по уровню и времени, что занимает 3–4 с при использовании программы адаптивного кодирования [193, 237]. Оптимальные параметры квантования по уровню и времени ($P_{\text{опт}}$, $\Delta t_{\text{опт}}$) устанавливаются в блоке адаптивного кодирования (БАК) путем подачи управляющих команд с выхода ЭВМ "Электроника-60" на управляющие регистры управляемого форматтера ГАЛС. Оптимально кодированные данные сейсмометрии с выхода БАК подаются в ОЗУ и затем регистрируются на НМЛ (в режиме адаптивного кодирования) и синхронно, при считывании с НМЛ, пересылаются на регистратор дискретного действия (РДД), где осуществляется построение в реальном времени сейсмического экспресс-разреза по методу t_0 . На экспресс-разрез одновременно с сейсмическими трассами могут быть нанесены (до четырех значений) измеренные параметры: напряженность магнитного поля, сила тяжести,

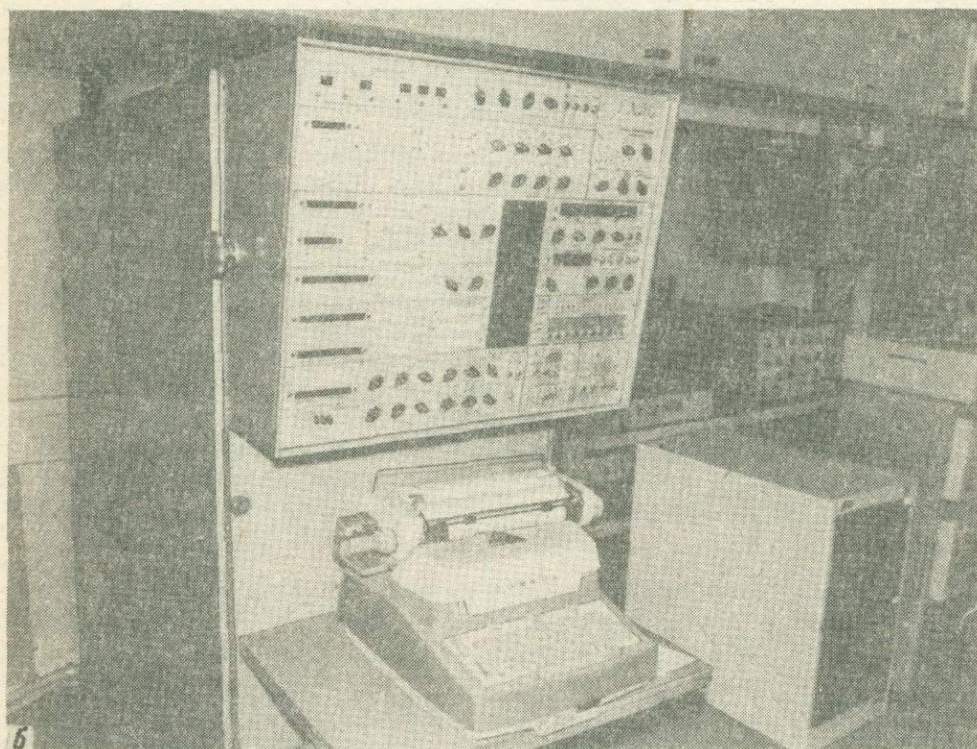
Р и с. 24. Блок-схема судовой автоматизированной системы на НИС "Профессор Штокман"

Подсистемы: а — автоматизации судовождения, б — сбора данных ГАЛС, в — оперативной обработки данных на базе ЭВМ ЕС-1010 (МАРС)

СРНС — приемник спутниковой РНС; Декса — приемо-индикатор РНС-Декса; Лоран-С — приемо-индикатор Лоран-С; Омега — приемо-индикатор "Омега"; ХУ-плоттер — планшетный построитель (плоттер); гравиметр-1 — гравиметр струнный; гравиметр-2 — гравиметр пружинный; ПУ НСП — приемная установка (коса) НСП; ПУ МСП — приемная установка МСП; ГПИ — групповой пневмоизлучатель; СП МТ-70 — матричный процессор; Пл. ст. — перфоленточная станция; М-плоттер — матричный плоттер; С-плоттер — цветной плоттер; СП — система передачи сейсмических данных по радиоканалу. Остальные объяснения в тексте

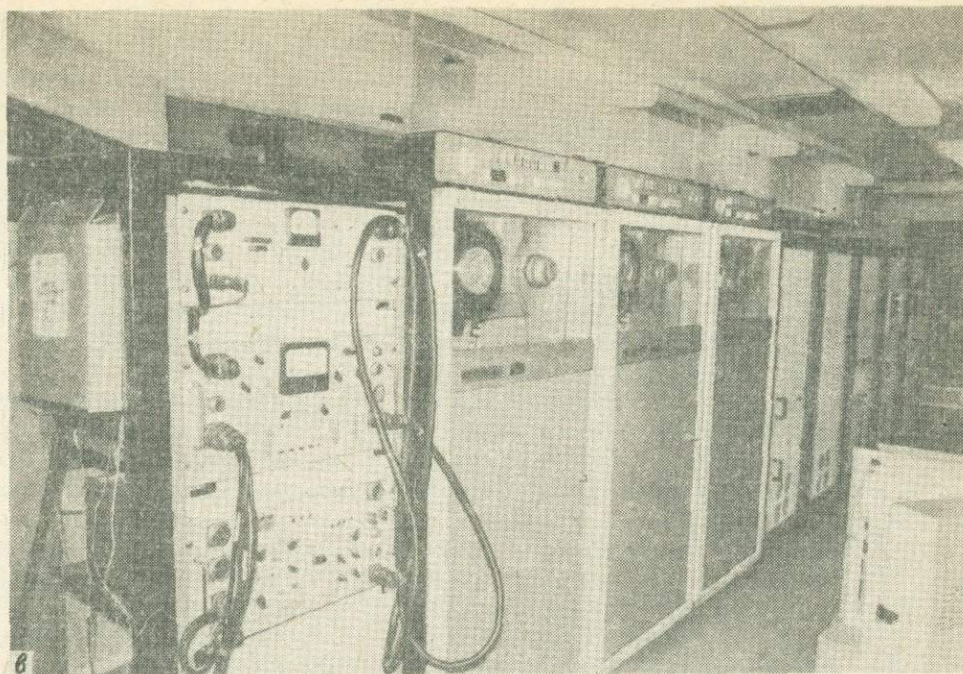


a



b

Рис. 25. Внешний вид автоматизированной системы на НИС "Профессор Штокман" (по [193, 196])
Подсистемы: *a* — автоматизации судовождения, *b* — сбора данных ГАЛС, *в* — обработки данных
на базе ЭВМ ЕС-1010 (МАРС)



Р и с. 25 (окончание)

глубина океана и курс судна [1, 221, 222]. Одновременно с построением сводного геофизического экспресс-разреза на РДЦ сейсмические сигналы непосредственно с выхода 2–12 каналов многоканального обратного преобразователя ССЦ через систему асинхронного накопления сигналов (САНС) подаются на факсимильный аппарат ФАК-II, где визуализируются в виде разреза t_0 с улучшенным отношением сигнал/шум. Сравнение разрезов t_0 на ФАК-II и РДЦ АИИС ГАЛС позволяет оперативно оценивать эффективность адаптивного кодирования, если в этом имеется необходимость. Сжатый на порядок и более цифровой массив сейсмических данных из ОЗУ ГАЛС через управляемый форматтер БАК подается на вход ЭВМ ЕС-1010 № 1 (см. рис. 24). Одновременно с передачей первичных сейсмических данных в ЭВМ ЕС-1010 № 1 подается таблица динамических поправок, которая рассчитывается в реальном времени по специальному алгоритму на ЭВМ "Электроника-60" АИИС ГАЛС при условии подключения к ней спецпроцессора МТ-70. Если спецпроцессор отсутствует, то таблица динамических поправок вычисляется на ЭВМ "Электроника-60" каждые 5 мин. В интервале 5 мин таблица динамических поправок (кривая $\Delta t(t)$) остается постоянной.

Информация медленных датчиков подается из ОЗУ ГАЛС в ЭВМ ЕС-1010 № 2, где ведется ее обработка по алгоритмам комплекса программ типа МАТРОС-М [186]. В ЭВМ ЕС-1010 № 1 выполняется в реальном времени обработка данных многоканальной сейсмометрии по комплексу программ ОГТ-МОВ ГеоМАРС и на выходе выдается разрез, который визуализируется на сейсмическом плоттере [193]. На втором сейсмическом плоттере может визуализироваться скоростной разрез. Расчеты показывают, что при интервале наблюдений ≥ 30 с в реальном времени на ЭВМ ЕС-1010 № 1 может выдаваться разрез в масштабе глубины [237].

Цифровые массивы результатов обработки сейсмических данных (временной разрез ОГТ и скоростной разрез) записываются на НМЛ и могут быть использованы для последующего (off line) построения сейсмического разреза в масштабе глубин на основе D -преобразований (миграции) (см. гл. III).

На ЭВМ ЕС-1010 № 2 производится обработка данных батиметрии, гравиметрии, магнитометрии и радиогеодезии (навигации) по комплексу программ МАТРОС-М и на выходе выдаются на АЦПУ каталоги аномалий магнитного и гравитационного полей, а на графопостроителе в том же линейном горизонтальном масштабе, что и на ЭВМ ЕС-1010 № 1, выдаются графики аномалий магнитного и гравитационного полей рельефа дна, которые вместе с сейсмическим разрезом на выходе составляют сводный геофизический разрез обработанных в реальном времени данных комплексных геофизических исследований [1, 28, 16, 29]. Результаты обработки данных (каталоги, графики) заносятся на НМЛ для последующей переработки и интерпретации в режиме off line. В настоящее время на НИС "Профессор Штокман" реализованы все указанные процедуры сбора и обработки данных в реальном времени, за исключением процедуры расчеты динамических поправок на ЭВМ "Электроника-60" со спецпроцессором "Электроника МТ-70".

При отказе системы ГАЛС на НИС "Профессор Штокман" предусмотрена возможность подключения выхода сейсмической станции ССЦ-3 непосредственно к плате интерфейса ЭВМ ЕС-1010 № 1. В этом случае сбор данных выполняется ЭВМ ЕС-1010, но операции расчета динамических поправок и построения разрезов ОГТ-МОВ в реальном времени исключаются.

Автоматизированная система на НИС "Профессор Штокман" (см. рис. 25) является первой отечественной системой, автоматически реализующей алгоритмы адаптивного кодирования и расчета скоростных характеристик разреза (динамических поправок) в реальном времени. Подключение спецпроцессора, "Электроника МТ-70" и ЭВМ "Электроника-60" системы ГАЛС позволяет повысить производительность системы в целом, что обеспечивает построение в реальном времени сейсмического разреза в масштабе глубин и тем самым вместе с данными об аномалиях рельефа дна, магнитного и гравитационного полей обеспечивает получение необходимой информации для принятия оперативных решений по оптимизации процесса морских геофизических исследований [30, 33, 34, 37, 38, 46, 47, 60, 98, 109, 113, 121-123, 184, 193].

Объем информационного потока, поступающего с многоканальной приемной системы, составляет 10^{5-6} бит/с. Это приводит к необходимости использовать достаточно мощные компьютеризированные системы сбора, оперативной обработки данных и контроля качества измерений. В Институте океанологии АН СССР совместно с Рязанским радиотехническим институтом в 1976 г. была разработана первая отечественная адаптивная система сбора данных геофизических исследований ГАЛС, позволяющая решить задачи сбора данных от 96 геофизических датчиков, в том числе от 48 датчиков многоканальной приемной системы ГСП-МОВ. Система ГАЛС не только консервирует поступающие на ее вход данные, но и анализирует их перед консервацией, устраняя избыточную информацию, т.е. осуществляет оптимизацию кодирования первичных данных перед их обработкой и консервацией на магнитных носителях, что обеспечивает при выполнении ГСП-МОВ сжатие информационных потоков на порядок и более. На выходе система ГАЛС выдает в реальном времени сводный геофизический экспресс-разрез, который позволяет геофизику-оператору судить не только о качестве регистрируемой информации, но и о степени решения геологической задачи, т.е. о глубине и детальности исследований. [173, 193, 208, 212, 259]. На базе системы ГАЛС и вычислительного комплекса ЕС-1010 на НИС "Профессор Штокман" в 1979 г. была создана автоматизированная система сбора и оперативной обработки данных ГСП-МОВ [196].

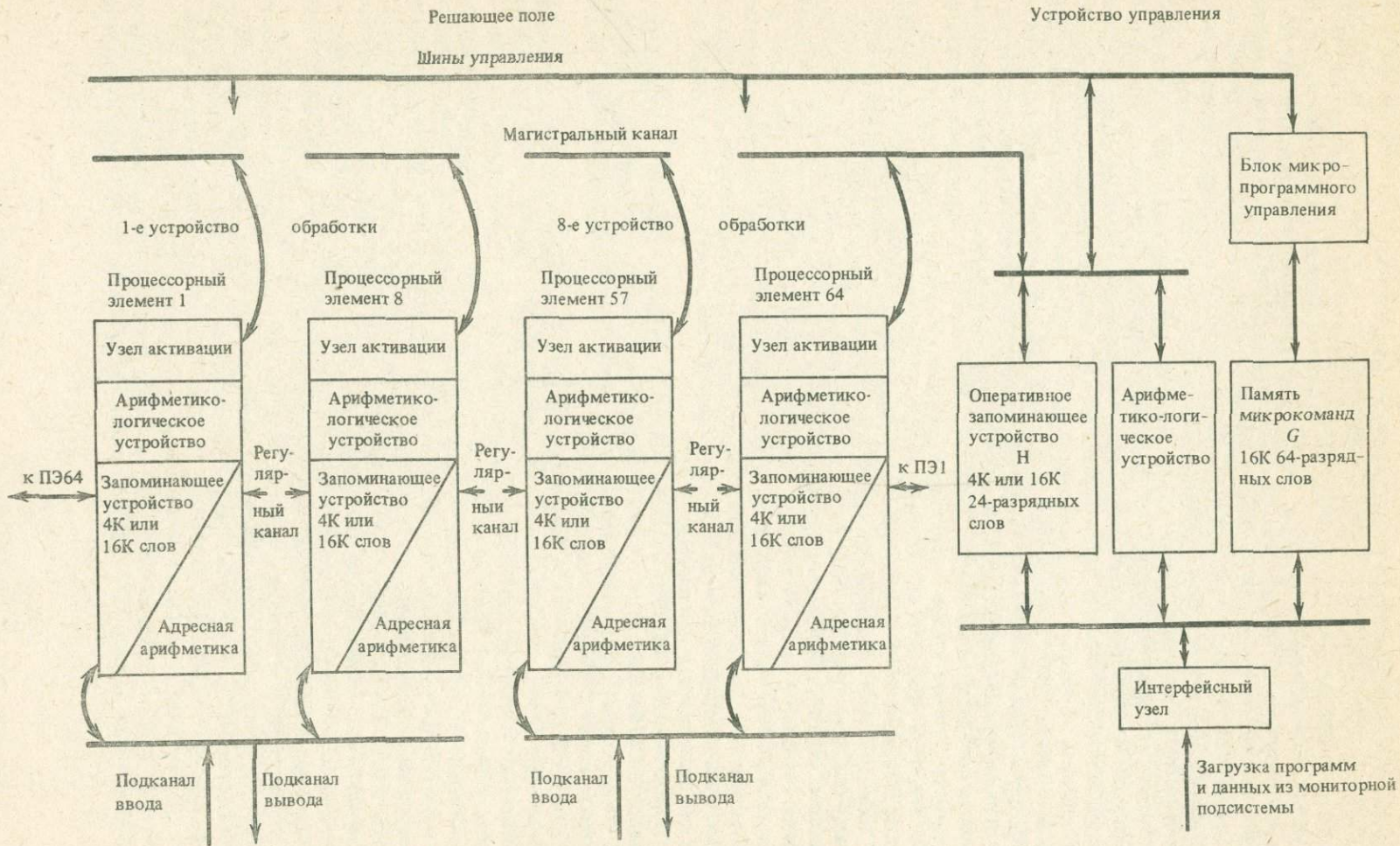
ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГСП-МОВ

Оперативная обработка данных ГСП-МОВ, выполняемая на судне в реальном времени или в пакетном режиме, не решает задачи получения наиболее вероятной сейсмической модели изучаемого объекта и тем более не решает задачи геолого-геофизической интерпретации, т.е. построения наиболее вероятной геодинамической (геологической) модели объекта (см. гл. III) [150, 158, 196, 200]. Анализ алгоритмов и процедур геолого-геофизической интерпретации сейсмических данных показывает, что на бит входной информации, которой в данном случае является сейсмический разрез в масштабе времени или глубины, приходится 10^5 машинных операций. Если учесть, что при круглогодичной эксплуатации судна, имеющего 48-канальную приемную установку (косу), годовой информационный поток составляет 10^{11} бит, то суммарная годовая производительность вычислительного комплекса, способного переработать этот поток, должна быть порядка 10^{16} бит/операций в год или $3,8 \cdot 10^8$ бит/операций в секунду, т.е. 380 млн операций в секунду. Таким требованиям не отвечает ни один монопроцессор и только мультипроцессорный вычислительный комплекс может обеспечить необходимую производительность [56, 307, 287]. Наиболее перспективными в этом плане являются отечественные мультипроцессорные вычислительные комплексы ЭВМ ПС-2000 и ПС-2100. ЭВМ ПС-2000 разработана институтами ИНЭУМ АН СССР, ВНИИГеофизика Мингео СССР и НПО "Импульс" Минприбора СССР в 1980–1983 гг. [55, 56]. ПС-2000 включает 64 процессора типа М-6000 и управляющий процессор распараллеливания операций (рис. 26). Максимальная производительность ПС-200 $360 \cdot 10^6$ бит/операций в секунду, емкость оперативной памяти одного процессора 16 К слов, длина слова 24 бита, суммарная емкость оперативной памяти 64 процессоров 1024 К слов, или $24 \cdot 10^6$ бит, или 3 Мбайта. ПС-2000 включает четыре накопителя на магнитной ленте емкостью 25 Мбайт каждый и четыре накопителя на магнитном диске емкостью 29,6 Мбайт каждый. Для вывода информации имеется цветной полутонный графический дисплей и цветной плоттер.

Таким образом, ПС-2000 способен обеспечить полную обработку и интерпретацию данных многоканального (48–96) сейсмопрофилирования, поступающих с одного судна, оборудованного автоматизированной системой сбора и оперативной обработки первичных данных ГСП-МОВ [56, 158, 161].

Как было показано в гл. I, дальнейшее совершенствование многоканальной сейсмометрии идет по пути существенного увеличения числа каналов косы до 300–400, повышения плотности наблюдений на профиле, т.е. числа перекрытий до сотен, что ведет к дальнейшему увеличению объема первичных данных, поток которых при этом увеличится на порядок. Естественно, что увеличение на порядок плотности информационного потока первичных данных ГСП-МОВ приведет к дальнейшему повышению требований к вычислительному комплексу для обработки примерно на два порядка [180, 238]. Таким образом, в дальнейшем производительность вычислительного комплекса для обработки данных должна будет достигать величины $(3,6–4,8) \cdot 10^{11}$ бит/операций в секунду. К этим требованиям приближается разрабатываемый мультипроцессорный комплекс ПС-2100, включающий 640 процессоров [49, 56].

Перспективные мультипроцессорные ЭВМ ПС-2000 с середины 80-х годов составляют основу береговых информационно-вычислительных центров. До этого времени данные многоканальной сейсмометрии обрабатывались в основном на монопроцессорных ЭВМ типа "Минск-32", БЭСМ-6М, ЕС-1035, -45, -55, -65, сопряженных с мощными (до 10^7 операций в секунду) матричными процессорами [2, 3, 4, 18, 21, 55, 97, 144, 156, 158, 214]. Именно на этих ЭВМ получено большинство результатов обработки и интерпретации данных ГСП-МОВ, которые изложены во второй части монографии.



Р и с. 26. Мультипроцессор ПС-2000

Многоканальное глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП—МОВ) в океане выполняется аналогично морским сейсмическим наблюдениям МОВ—ОГТ, подробно описанным [168, 180, 256]. Остановимся на некоторых методических особенностях выполнения ГСП—МОВ.

Как было показано выше (см. гл. I, II), глубина погружения пневмоисточников существенно влияет на спектральные характеристики излучаемых ими импульсов. Поэтому контроль глубины погружения пневмоисточников играет определяющую роль при выполнении ГСП—МОВ. С этой целью специальным гидрофоном, буксируемым за судном на глубине 200—300 м, регистрируется форма сигнала, изучаемого источником. С помощью судового ЭВМ определяется его спектральная характеристика и принимается решение о регулировке глубины погружения источника, если спектр излучаемого им сигнала смещен относительно требуемого диапазона. Обычно используются либо два единичных источника ПИ-5, буксируемых по обоим бортам судна на удалении от кормы от 50 до 100 м и глубине погружения от 15 до 45 м. Буксировка пневмоисточников осуществляется на капроновом фале при скорости движения судна от 3 до 5 узлов.

Аналогичны требования к буксировке пневмоисточников ПИ-1В, ПИ-1Г, "Сигнал" и др. При ГСП—МОВ сейсмическая коса буксируется обычно на глубинах 25—37 м, что составляет четверть длины волны для частот 10—15 Гц. Глубина косы контролируется датчиками глубины и регулируется путем погружения грузовых секций. Внимание обращается на снижение собственных шумов буксировки косы, которые обычно имеют максимальные значения в низкочастотном диапазоне ГСП—МОВ — 4—20 Гц [245, 252]. Для снижения этих шумов используются две или четыре секции-амортизатора и грузовые секции, с помощью которых создаются развязывающие Г- и П-образные механические фильтры, приводящие к гашению держков судна и вибрационных помех до -20 дБ [133, 245].

Контроль горизонтальности движения косы на заданном уровне осуществляется не только датчиками глубины, но и путем анализа уровня шумов на каждом из каналов косы, выполняемого с помощью регистратора Н-110 или на ЭВМ. Анализ уровня шумов позволяет надежно судить об идентичности условий их буксировки. Плановое положение косы на профиле определяется путем слежения за траекторией концевой буя, буксируемого за косой на капроновом фале на расстоянии до 200—500 м от конца косы. Слежение осуществляется по судовому радиолокатору. Допустимый уровень шумов на каналах косы при буксировке до 5 узлов не должен превышать 1 мкбара.

Возбуждение упругих волн осуществляется через равные интервалы расстояний 25, 50, 100 м, что обеспечивает при 48-канальной приемной системе 48, 24 и 12-кратное перекрытие наблюдений по системе ОГТ [97, 91, 256]. При скорости движения судна 5 узлов временной интервал между излучениями составляет соответственно 18, 36, 72 с. Для обеспечения наполнения пневматических излучателей воздухом при давлении 12—15 мПа используются два или четыре компрессора высокого давления типа ЭК-7, ЭК-10, ЭК-100 производительностью 15, 20, 50 $\text{дм}^3/\text{мин}$ сжатого воздуха [86].

Определение расстояния между излучениями и плановым положением наблюдений осуществляется с помощью интегральной навигационной системы, обеспечивающей и автоматическое движение судна по профилю [5, 22]. В океане, где точность систем дальнего и среднего радиуса действия (Лоран-А, Омега и др.) невелика, большое значение имеет возможность использования спутниковых радионавигационных систем "Транзит", "Navstar", "Шхуна" и др., обеспечивающих в сочетании с доплерлагом и гирокомпасом необходимую для выполнения ГСП—МОВ точность навигационных определений [5, 22].

При современной технологии изготовления сейсмической косы трудно увеличить ее длину до 5 км, а длиной более 7 км морских сейсмических кос нет [245, 265, 266].

Однако, как было показано выше (см. гл. II), необходимая длина приемной установки, обеспечивающая точные определения скоростных параметров среды, должна быть не менее 10–15 км при 150–300 каналах. Создать такую косу пока невозможно. Поэтому еще в 1963 г. автором был предложен и впервые осуществлен способ сейсморазведки с двумя и более судами, что позволяет синхронно регистрировать как нормально отраженные, так и закритические отраженные и преломленные волны [133, 136]. Согласно этой методике, названной впоследствии широкоугольным глубинным сейсмическим профилированием (ШГСП) [206, 332], суда движутся друг за другом по линии профиля на расстоянии, равном двойной длине косы. При этом каждое судно буксирует косу и производится поочередное возбуждение упругих волн с каждого судна, что обеспечивает непрерывную регистрацию сейсмических волн на интервале от начала первой до конца последней установки. Например, при длине косы 3 км и двухсудовом варианте ШГСП интервал непрерывной регистрации составляет 9 км при 180 каналах, если в каждой косе будет 30 каналов [8, 206, 275, 276, 312, 338, 339, 340, 342]. При выполнении ШГСП расстояние между судами измеряется специальными радиодальномерами, а координация излучений и приема сейсмических волн на каждом из судов осуществляется по радио.

Начиная с 1977 г. в США методика ШГСП успешно использовалась при исследованиях земной коры океанов, а в середине 80-х годов этот метод стал ведущим в сейсмических исследованиях [56, 101, 102, 124, 126, 145, 147, 149, 151, 339, 340].

К сожалению, у себя на родине [136] метод ШГСП широкого признания в 60-80-х годах не имел и только в последние годы предпринимаются усилия по его внедрению в СССР [206].

Глава III

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ (АЛГОРИТМЫ) ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ГСП–МОВ

Алгоритмы обработки и интерпретации сейсмических данных ГСП–МОВ основываются на фундаментальных теоретических работах советских и зарубежных ученых [4, 6, 10–15, 17, 18, 20, 24, 48, 50, 61, 72, 79–95, 209, 220, 249, 253, 255, 275–277].

Условно эти алгоритмы могут быть разделены на четыре группы: предварительной (первичной) обработки, вторичной обработки, интерпретации (переработки) и, наконец, геолого-геофизической интерпретации.

АЛГОРИТМЫ ПЕРВИЧНОЙ ОБРАБОТКИ

Первичная обработка проводится с целью исключения инструментальных ошибок и уменьшения связанного с ними уровня шумов, а также включает целый ряд процедур подготовки первичных данных к более глубокой вторичной обработке. Процедура демультимплексирования заключается в приведении мультимплексной записи к поканальной, т.е. к восстановлению нормальной последовательности сейсмических отсчетов по каждому из каналов и очередности самих каналов. Учитывая, что сейсмическая трасса в цифровой форме представляет собой последовательность дискретных чисел $X(t) = x_0, x_1, \dots, x_{n-1}$ операция демультимплексирования сводится к получению новой последовательности $y(t) = y_0, y_1, y_2, \dots, y_n$, т.е. к

$$y(t) = L[x(t)], \quad (III.1)$$

где L – оператор обработки, представляющей собой совокупность перестановок, обеспечивающих преобразование одной последовательности в другую.

Процедура накопления сводится к осреднению значений в столбцах матрицы (III. 4):

$$\bar{x}_i = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m x_{ki}, \quad (\text{III. 5})$$

в результате чего будем иметь одну осредненную реализацию $\bar{x}(t) = \bar{x}_0 \bar{x}_1 \bar{x}_2 \dots \bar{x}_n$, где отношение сигнал/шум будет улучшено в \sqrt{m} раз, если шумовые компоненты трассы распределены по нормальному закону [214].

АЛГОРИТМЫ ВТОРИЧНОЙ ОБРАБОТКИ

Главной целью вторичной обработки является улучшение отношения сигнал/шум на отдельных сейсмических трассах и их совокупностях. Основные процедуры вторичной обработки базируются на представлении сейсмической трассы в виде статистической модели, отображающей априорные связи первичных данных с параметрами изучаемого объекта [9, 12, 66]. Представление о сейсмической трассе как об аддитивной смеси сигналов и случайных помех и постановка задачи повышения отношения сигнал/помеха в качестве основного требования вторичной обработки приводят к широкому использованию статистической теории приема сигналов на фоне помех, базирующейся на общей теории стационарных случайных процессов, лежащей в основе большинства современных алгоритмов вторичной обработки [73, 75, 89, 92, 96, 128, 132, 214, 233, 234, 289].

Спектральный и корреляционный анализы составляют основу процедур вторичной обработки сейсмических данных [214, 289].

Представление сейсмической трассы в частотной области осуществляется путем прямого дискретного преобразования Фурье (ППФ) [214]:

$$x_\omega = \frac{1}{2\pi n} \sum_{t=0}^{n-1} x_t e^{-i\omega t}, \quad (\text{III. 6})$$

а ее восстановление — путем обратного преобразования (ОПФ):

$$x_t = \frac{1}{\Omega} \sum_{\omega=-\Omega}^{\Omega} x_\omega e^{i\omega t},$$

где $x_\omega = x_1; x_2; x_3; \dots x_n$ — дискретная последовательность в частотной области; $x_t = x_1; x_2; x_3; \dots x_{n-1}$ — дискретная последовательность во временной области;

$$e^{-i\omega t} = \cos \omega t - i \sin \omega t$$

$$e^{i\omega t} = \cos \omega t + i \sin \omega t.$$

Функция взаимной корреляции двух случайных процессов $y(t)$ и $x(t) - r_{xy}(t_j, t_l)$ равна

$$r_{xy}(t_j, t_l) = M \{ [x(t_j) - X(t_j)] [y(t_l) - Y(t_l)] \}. \quad (\text{III. 7})$$

При $\bar{x} = \bar{y} = 0$ оценка взаимной корреляции получается в виде

$$r_{xy}(\tau) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i y_{i-\tau}. \quad (\text{III. 8})$$

Коэффициент взаимной корреляции выразится

$$\rho_{xy} = \frac{r_{xy}(\tau)}{\sigma_x \sigma_y}. \quad (\text{III. 9})$$

Одна из основных процедур вторичной обработки — фильтрация (полосовая, режек-

торная, переменная во времени) базируется на математической операции свертки

$$y(t) = \int_{T_0}^T k(t-t_1) x(t_1) dt, \quad (III.10)$$

которая в дискретной форме выразится

$$y(t) = \sum_{\theta < 0}^T k_{t-\theta} x_{\theta}, \quad (III.11)$$

где $K(t)$ — весовая функция свертки.

В матричном виде (III.11) запишется

$$\begin{array}{cccccccc} k_0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ k_1 & k_0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ (x_0 x_1 x_2 \dots x_n) & k_2 & k_1 & k_0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ k_3 & k_2 & k_1 & k_0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ k_m & k_{m-1} & k_{m-2} & \dots & k_0 & & & \end{array} \left| \begin{array}{l} = (y_0 = k_0 x_0) + (y_1 = k_1 x_0 + k_0 x_1) + \dots + \\ + (y_2 = k_2 x_0) + (k_1 x_1 + k_0 x_2) + \dots + \\ + (k_m x_0 + k_{m-1} \dots + k_0 x_m) + \dots + (k_m x_1 + \\ + k_{m-1}^0 x_2 + \dots + k_0 x_{m+1}) + \\ + (k_m x_{n-m} + k_{m-1} x_{n-m-1} + k_0 x_n) + \dots + \\ + y_n = k_m x_n, \end{array} \right. \quad (III.12)$$

где $n > m$. Уравнение (III.12) можно записать сокращенно

$$x_t * k_t = y_t. \quad (III.13)$$

Фильтрация x_t может быть выполнена в частотной области путем перемножения спектра сигнала (трассы) и спектра фильтра (весовой функции) и затем переходом во временную область путем обратного преобразования Фурье $y_{\omega} = x_{\omega} k_{\omega}$:

$$Y_t = \frac{1}{\Omega} \sum_{\omega=-\Omega}^{\Omega} x_{\omega} k_{\omega} e^{i\omega t}. \quad (III.14)$$

При выполнении фильтрации в частотной области и большом количестве элементов весовой функции и трассы особенно выгодно использовать операции быстрого обратного преобразования Фурье [214]. Особенно наглядно представление фильтрации при использовании z -преобразования [214]. Уравнение (III.14) в этом случае примет вид

$$y(z) = x(z) k(z), \quad (III.15)$$

где $x(z)$ — z -преобразование временной последовательности $(x_t)_0^t$; $k(z)$ — z -преобразование весовой функции $(k_t)_0^t$; $y(z)$ — z -преобразование выходного сигнала $(y_t)^{b+k}$. Сравнивая (III.14) и (III.15), нетрудно показать, что $z = e^{i\omega}$. Если входная трасса $x(t)$ и весовая функция фильтра $k(t)$ заданы в виде нулей полинома z -преобразований, то оператор фильтрации выразится [214]:

$$Y(t) = x_m k_N \sum_{i=1}^M (z_i^{(x)} - z) \sum_{i=1}^N (z_i^{(k)} - z) = Y_{m+n} \sum_{i=1}^{M+N} (z_i^{(y)} - z). \quad (III.16)$$

Обратная фильтрация используется для устранения влияния сложной формы импульса источника и дребезгания. Обратная фильтрация в терминах z -преобразования выразится [167, 168]:

$$A(z) B(z) = 1 \quad (III.17)$$

или

$$B(z) = \frac{1}{A(z)} = \frac{1}{\sum_{s=0}^M a_s z^s} = \sum_{t=0} b_t z^t. \quad (III.18)$$

Вычисление коэффициентов обратного фильтра b_t выполняется путем решения системы линейных уравнений

$$\begin{aligned} a_0 b_0 &= 1 \\ a_1 b_0 + a_0 b_1 &= 0 \\ a_2 b_0 + a_1 b_1 + a_0 b_2 &= 0 \\ \dots & \dots \end{aligned} \quad (III.19)$$

Точное решение (III.17) и (III.19) возможно только при условии, когда $A(z) \neq 0$ для $|z| \leq 1$, т.е. когда a_t — минимально-фазовая, реализуемая и конечной длины функция. В случае не минимально-фазовых сигналов a_t обратный оператор отыскивается путем решения уравнения Колмогорова–Винера [214], которое сводится к решению матричного уравнения [211]:

$$[b] = [[A]^T [A]]^{-1} [A]^T [d], \quad (III.20)$$

где

$$[A]^T [A] = \begin{vmatrix} r_0 r_1 & \dots & r_m \\ r_1 r_0 & \dots & r_{m-1} \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ r_m r_{m-1} & \dots & r_0 \end{vmatrix}$$

— матрица Телпица, автокорреляционная матрица входного сигнала a_t ; $[A]^T$ — транспонированная матрица $[A]$; $[A]$ — матрица Клербуота [314]; $[d] = (1, 0, 0, \dots)^{M+N}$ — единичная матрица-столбец.

Решение (III.20) обеспечивает минимальное среднеквадратичное отклонение сигнала на выходе обратного фильтра от $Y(t)$. Если условие $A(z) \neq 0$ при $|z| = 1$ не выдерживается, то значения главной диагонали автокорреляционной матрицы Клербуота увеличиваются на $\lambda = 1,05$, что эквивалентно добавлению белого шума к сигналу [216, 314]. При наличии шума $n(t)$ в спектральной области оператор фильтра сжатия рассчитывается решением уравнения [218]:

$$L_{01}(\omega) = \frac{A^*(\omega)}{B_y(\omega)} = \frac{A^*(\omega)}{|A(\omega)|^2 + B_n(\omega) \frac{1}{a^2}}, \quad (III.21)$$

где $A^*(\omega)$ — комплексно-сопряженная функция спектра входного сигнала $A(\omega)$; $B_y(\omega)$ — спектр трассы $Y(t) = A(t) + n(t)$; $B_n(\omega)$ — спектр мощности шумов $n(t)$; \bar{a}^2 — дисперсия $Y(t)$.

Прогностическая фильтрация, предложенная Е.А. Робинсоном [336], позволяет разделить случайные и периодические (детерминированные) компоненты сейсмической трассы и определяется выражением

$$\hat{X}_{t+\alpha} = \sum_{s=0}^M k_s x_{t-s} \quad \alpha \geq 0, \quad (III.22)$$

где $\hat{X}_{t+\alpha}$ — прогнозируемый участок сейсмической трассы; α — глубина прогноза; $(k_t)_0^M$ — оператор прогностического фильтра (оператор прогноза). Оператор прогно-

за $(k_t)_0^M$ вычисляется решением системы нормальных уравнений

$$\begin{aligned} k_0 r_0 + k_1 t_1 + \dots + k_M r_M &= r_\alpha \\ k_0 r_1 + k_1 t_0 + \dots + k_M r_{M-1} &= r_{\alpha+1} \\ \dots & \\ k_0 r_M + k_1 r_{M-1} + \dots + k_M r_0 &= r_{\alpha+m}, \end{aligned} \quad (\text{III.23})$$

где $(r_t)_0^M$ — коэффициент автокорреляционной функции трассы $(x_t)_0^M$.

Решение (III.23) обеспечивает минимизацию ошибки прогноза, которая определяется из выражений [336]:

$$\xi_{tk} = x_{t+\alpha} - \hat{x}_{t+\alpha} = x_{t+\alpha} - \sum_{s=0}^M k_s x_{t-s}; \quad (\text{III.24})$$

$$\xi = x_t - \sum_{s=0}^M k_s x_{t-s-\alpha} = x_t - k_0 x_{t+\alpha} - \dots - k_M x_{t-\alpha-M},$$

которые являются искомыми значениями случайных составляющих сейсмической трассы.

Предложенное в [336] решение применимо для подавления стационарных процессов. Однако в действительности процесс образования реверберации многократных волн и волн-спутников нестационарен [154, 241], что приводит к усложнению описанных решений. В этом случае возможно применение переменной во времени прогностической фильтрации [148, 154], что сводится к разбиению сейсмической трассы на отдельные отрезки, где процесс образования детерминированных компонент можно считать стационарным [155].

Частными случаями фильтра ошибки прогноза являются фильтры подавления волн-спутников [214] и дереверберации [207, 214], которые в терминах z -преобразований соответственно имеют вид

$$F(z) = \frac{1}{1 + cz^n}, \quad (\text{III.25})$$

$$F(z) = (1 + cz^n)^2, \quad (\text{III.26})$$

где c — коэффициент отражения от дна или любой сильной границы под дном, порождающей волны-спутники и реверберационные помехи.

Фильтр ошибки прогноза широко используется для дереверберации и подавления многократных волн [216, 218].

Корректирующий фильтр обеспечивает устранение изменчивости формы сейсмических сигналов по профилю и может быть представлен как частный случай прогностического фильтра, где форма прогнозируемого сигнала $x(t)$ задается. Решение уравнения Колмогорова—Винера (Винера—Хопфа) [218] (III.21) дает возможность сжать исходный сигнал d_t до $1(t)$, а последующая его свертка с заданным сигналом $X(t)$ позволяет добиться желаемого результата. В частотной области уравнение корректирующего фильтра запишется

$$L_1(\omega) = L_{c_1}(\omega)x(\omega). \quad (\text{III.27})$$

Фильтр оптимального обнаружения обеспечивает максимизацию отношения сигнал/шум в момент t_0 — появления сигнала заданной формы $S(t)$ на выходе фильтра. В случае, когда шум $n(t)$ представлен как белый, уравнение такого фильтра имеет вид [31, 32]:

$$L_3(\omega) = CS^*(\omega). \quad (\text{III.28})$$

В случае коррелированных шумов фильтр оптимального обнаружения имеет вид [116]:

$$L'_3(\omega) = S^*(\omega) \frac{1}{B_n(\omega)}. \quad (\text{III.29})$$

Эти фильтры при $B_n(\omega) = \text{const}$ имеют частотные характеристики, отличающиеся на константу от модуля частотной характеристики сигнала, и поэтому получили название согласованных [214].

Большое значение для обработки данных сейсмических исследований океанского дна имеют алгоритмы, связанные с подавлением многократных волн [148, 211]. Эти алгоритмы являются модификациями фильтра ошибки прогноза и методов вычитания [213]. Для глубокого моря, когда время пробега в водной толще во много раз больше длительности сейсмического импульса, они имеют вид (III.24) и для адаптивной фильтрации длиннопериодных многократных волн [154] выражается

$$\xi(t) = m(t) - \hat{m}(t + \alpha), \quad (\text{III.30})$$

где $m(t) = U(t, x) + \omega(t, x)$ — сейсмическая трасса, представленная аддитивной смесью регулярных сигналов $U(t, x)$ и стохастического (белого гаусового) шума $\omega(t, x)$:

$$U(t, x) = \sum_{k=1}^k U_k(t, x) = \sum_{k=1}^k a_k(x) \rho_k[x, t - T(\theta_{k,x})],$$

где a_k — амплитуда элементарного регулярного сигнала; ρ_k — форма элементарного регулярного сигнала; $T(\theta_{k,x})$ — время вступления регулярной k -й волны; θ — параметрический двухкомпонентный вектор, который зависит от времени пробега волны и скорости в среде; x — расстояние между источником и приемником упругих волн; $\hat{m}(t + \alpha)$ — оценка сейсмической трассы только многократных волн в водном слое ($\hat{\ } — знак оценки соответствующего параметра); α — время двойного пробега многократных волн в водном слое;$

$$\hat{m}(t + \alpha) = \hat{U}(t + \alpha, x) + \hat{\omega}(t + \alpha, x) = \hat{a}_k(x) \hat{\rho}_k[t + \alpha - T(\hat{\theta}_{k,x})]. \quad (\text{III.31})$$

Значения \hat{a}_k и $\hat{\rho}_k$ определяются итеративно решением системы уравнений [210]:

$$\hat{a}_k(x_j) = \frac{\sum_{n=0}^i m[n\Delta t + T(\theta_{k,x_j})]_{ix_j} \hat{\rho}_k(n\Delta t)}{\sum_{m=0}^u \hat{\rho}_k^2(n\Delta t)}; \quad (\text{III.32})$$

$$\hat{\rho}_k(n\Delta t) = \frac{\sum_{j=1}^M m[n\Delta t + \hat{T}_k(x_j), x_j] \hat{a}_k(x_j)}{\sum_{j=1}^M \hat{a}_k^2(x_j)}.$$

Подставляя оценки \hat{a}_k и $\hat{\rho}_k$ из (III.32), а затем значение $\hat{m}(t + \alpha)$ в (III.30), находим $\xi(t)$ — сейсмограмму только однократных волн.

В предыдущей части данного раздела рассматривалась обратная фильтрация в случае стационарного процесса образования многократных волн. Однако, как было показано [154] в общем случае, процесс образования многократных отражений в водном слое является процессом нестационарным (с переменными параметрами), что вызывает необходимость рассмотрения способов обратной фильтрации нестационарных процессов [218].

Существенно нестационарный процесс $Y(u, t)$ получается на выходе фильтра с переменными параметрами, каким является в общем случае "ловушка" водного слоя.

Импульсная реакция "ловушки" водного слоя $q(u, \tau)$ зависит как от момента вступления сигнала на вход системы u , так и от интервала времени между моментом подачи сигнала на вход и его моментом измерения τ . Задача заключается в том, чтобы, зная $g(u, \tau)$, по полученному сигналу на выходе $Y(t)$ восстановить функцию $X(t)$ на входе [199]. В океане, где мощная водная толща и небольшая по сравнению с ней длина косы ограничивают диапазон углов падения отраженных волн, регистрируемый косой, процесс образования многократных волн в водной толще можно считать слабонестационарным [154].

Поэтому в более простых случаях в работе [311] предложена приближенная процедура самонастраивающегося обратного фильтра ошибки прогноза. Для его расчета используется скользящее окно длиной $L \geq 2 \div 5\tau$, где τ — двойное время пробега многократных волн в водном слое.

Вместо обычных точных процедур расчета обратного переменного во времени винеровского фильтра предлагается вести расчет только функции автокорреляции в скользящем окне, и вместо расчета обратного оператора путем решения системы линейных уравнений Колмогорова—Винера (Винера—Хопфа) используется полиномиальное деление сигнала в окне на автокорреляционную функцию этого сигнала, умноженную на фактор θ_p , зависящий от подождения окна на сейсмической трассе, так что $\theta_p = L - (L - p)$, где p — число дискрет в передвижении скользящего окна.

С целью подавления многократных волн в водной толще при значительных глубинах океана и субгоризонтальном дне, когда из-за малой длины приемных установок (сравнимой или меньшей глубины океана) применение методов многоканальной фильтрации (в частности, ОГТ) для этих целей не эффективно, прогностическая фильтрация кратных волн, в частности по Е.А. Козлову [210], наиболее перспективна. Алгоритм прогностической фильтрации, предложенный Е.А. Козловым, заключается в том, что на основе анализа первичных данных (сейсмической трассы), в которых устранено влияние таких факторов, как расхождение волнового фронта и поглощение (за счет АРУ) поэтапно, прогнозируются и устраняются методом вычитания все многократные волны, возникающие за счет переотражения, последовательно от 0 (поверхность океана) до j -границы.

Для i -го этапа, где $i = 0$,

$$I_1(z) = U(z)/[S(z) + (-x_0)U(z)], \quad (\text{III.33})$$

$U(z)$ — сейсмическая трасса в терминах z -преобразований; $S(z)$ — импульс, генерируемый источником упругих волн; $x_0 = (-1)$ — коэффициент отражения от границы $j = 0$; $1/[S(z) = U(z)]$ — является z -трансформантой весовой функции фильтра, "очищающего" $U(t)$ от кратных волн, связанных со свободной поверхностью, и реализующего обратную фильтрацию; $I_j(z)$ — трансформанта импульсной сейсмограммы без кратных волн от $j = 0$ -границы.

Выполнение аналогичным путем последующих этапов прогностической фильтрации выполняется рекурсивно по формуле

$$I_j(t) = U_{j-1}(z)/[1 + (-x_{j-1})U_{j-1}(z)], \quad (\text{III.34})$$

что приводит к последовательному устранению всех кратных волн от 0 до $j - 1$ слоев, что может быть использовано при дереверберации в глубоком море и расчете акустических характеристик разреза по глубине. Эта очень важная операция для данных ГСП—МОВ гарантирует от появления на разрезе ложных границ, ошибочно принимаемых за реальные.

Наибольший эффект при решении задач выделения и прослеживания отражений от глубинных границ земной коры имеют многоканальные системы и соответственно многоканальные фильтры.

Построению алгоритмов многоканальной фильтрации посвящено множество работ, в которых рассматривается оптимизация пространственных и пространственно-временных интерференционных приемных систем [127, 128, 129, 214, 218].

Рассмотрим только три основных типа пространственно-временных фильтров.

Скоростная фильтрация (регулируемый направленный прием) была наиболее полно разработана в СССР Л.А. Рябинкиным, В.В. Знаменским и М.Б. Рапопортом в начале 50-х годов, а с применением ЭВМ особенно эффективно используется в 60–80-х годах [97, 288, 289, 290].

Модуль скоростного фильтра выражается [214]:

$$P(\omega, V_{к_0}, \Delta x, M) = \left| \frac{\sin \frac{M}{Y} \frac{\Delta x}{V_{к_0}} \omega}{\sin \frac{1}{4} \frac{\Delta x}{V_{к_0}} \omega} \right|, \quad (III.35)$$

где $V_{к_0}$ – кажущаяся скорость, пропускаемая фильтром; M – число трасс (число каналов); Δx – расстояние между каналами.

Известные ограничения скоростной фильтрации привели к созданию и широкому использованию веерной фильтрации [214, 217].

Дискретный оператор веерного фильтра, пропускающего волны с кажущимися скоростями в интервале от $-V_{к}$ до $+V_{к}$, для m -го канала выражается [214]:

$$F(\mu, n) = \frac{1}{\pi^2 (\mu^2/4 - n^2)}, \quad (III.36)$$

где $\mu = x_m/\Delta x/2 = 2m+1$; $\mu = \pm 1; \pm 2, \pm \dots \pm l$; $n = T_n/\Delta t = 0, \pm 1, \pm 2 \dots$; x_m – расстояние между m -приемником (каналом) и центром расстановки; l – максимальное значение μ ; $T_n = n\Delta t$ – дискретное время прихода волны к m -му каналу; $\Delta t = \Delta x/V_{к}$ – шаг сдвига по времени между каналами; Δx – шаг дискретизации по длине приемной установки (шаг между каналами). Таким образом, многоканальная фильтрация сводится к расчету оператора фильтра для каждого из каналов (при фиксированном μ) согласно (III.36), свертке этого оператора с входной трассой соответствующего канала – $Y_n^m * F_n^\mu$ и последующему суммированию результатов всех свертки по каждому из каналов так, что сигнал на выходе (трасса на выходе многоканального фильтра) представится [214] как

$$h_n = \sum_{\mu=-l}^{\mu=l} (Y_n^\mu * F_n^\mu). \quad (III.37)$$

С целью сокращения числа свертки в (III.37) обычно при расчетах используют модифицированное выражение (III.37) в виде

$$h_n = \frac{1}{\pi^2} r_n^1 * \sum_{-l}^l \frac{1}{\mu} [Y_{n-(\mu-1)/2}^\mu - Y_{n+(\mu+1)/2}^\mu], \quad (III.38)$$

где $r_n^1 = 1/(\frac{1}{2} - n)$. В этом случае число свертки сокращается до одной.

Веерный режекторный фильтр, обеспечивающий подавление сигналов в области кажущихся скоростей $V_{кc} \leq V_{к} \leq V_{кc}$, может быть записан [214] как

$$D_n^m = \frac{1}{\pi^2} \left(\frac{\sin \pi m}{m} \frac{\sin \pi n}{n} - \frac{1}{m^2 - n^2} \right), \quad (III.39)$$

где $m = \mu/2$.

С учетом (III.36) уравнение (III.39) запишется

$$D_n^m = h_n^m - F_n^\mu, \quad (III.40)$$

где $h_n^\mu = \frac{\sin \pi \mu/2}{\mu/2} = \frac{2}{|\mu|}$.

Таким образом, выходная трасса веерного режекторного фильтра находится как разность взвешенной суммы входных трасс и выходной трассы соответствующего веерного пропускающего фильтра.

Оптимальное горизонтальное накапливание обеспечивает максимизацию отношения сигнал/шум при суммировании многоканальных записей (трасс), относящихся к ОГТ, что позволяет реализовать максимизацию отношения сигнал/шум. Максимизация достигается путем расчета и введения весовых коэффициентов к суммируемым трассам (каналам), зависящих от отношения сигнал/шум на каждом из них, что сводится к процедуре [217, 289]:

$$\hat{Y}(t) = \sum_{m=1}^M c_m Y(t) = \sum_{m=1}^M c [z(t) + n'_m(t) + n''_m(t)], \quad (\text{III.41})$$

где M — число трасс сейсмограммы ОГТ; c_m — весовые коэффициенты; $z(t)$ — полезный сигнал; $n'(t)$ — регулярные шумы; $n''(t)$ — нерегулярные шумы.

Расчет весовых коэффициентов c_m в (III.41) выполняется решением системы уравнений в матричной форме

$$\begin{pmatrix} r_{y_1 y_1}(0) & r_{y_1 y_2}(0) & \dots & r_{y_1 y_m}(0) \\ r_{y_2 y_1}(0) & r_{y_2 y_2}(0) & \dots & r_{y_2 y_m}(0) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{y_m y_1}(0) & r_{y_m y_2}(0) & \dots & r_{y_m y_m}(0) \end{pmatrix} c_1 \begin{pmatrix} \hat{c}_1 \\ \hat{c}_2 \\ \dots \\ \hat{c}_M \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Q \\ Q \\ \dots \\ Q \end{pmatrix}, \quad (\text{III.42})$$

где $r_{y_m y_l} 0$ — функция взаимной корреляции m и l трасс при ($\tau = 0$); $Q = b_z(0) \sum_{m=1}^M \hat{c}_m - \text{const}$ (задается произвольно); $b_z(0)$ — автокорреляционная функция полезного сигнала.

Нормируя по Q весовые коэффициенты из (III.42):

$$c_m = \hat{c}_m / Q, \quad (\text{III.43})$$

получим систему уравнений, которая используется для вычисления искомых оптимальных весовых коэффициентов.

АЛГОРИТМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Целью интерпретации данных ГСП—МОВ является построение наиболее вероятной сейсмической, а затем сейсмогеологической модели исследуемого объекта, т.е. земной коры под дном океана. Первостепенное значение в этом плане имеют процедуры дифракционных преобразований (D -преобразований) или миграции [296, 314].

Дифракционное преобразование. D -преобразование предложено Ю.В. Тимошиным в начале 60-х годов [296].

Суть D -преобразований сводится к восстановлению волнового поля в среде в моменты возникновения отраженных и дифрагированных волн в соответствующих точках пространства изображений. Операции D -преобразований имеют важное значение для исследования гетерогенных сред, какой является земная кора под дном океанов. Важным преимуществом восстановления волнового поля является принципиальная возможность построения изображений весьма сложных полей независимо от геометрии и упругих свойств отражающих границ и дифрагирующих элементов.

Задача восстановления волнового поля решается с помощью дифракционного уравнения Кирхгофа [296].

Используя преобразования Фурье, интегральные уравнения Кирхгоффа можно свести к формуле Кирхгоффа [296]:

$$f(M, t) = \frac{1}{4\pi} \int \left\{ \frac{1}{r_{sm}} \left[\frac{\partial f_s}{\partial n} \right] + \frac{\cos(n, r)}{V r_{sm}} \left[\frac{\partial f_s}{\partial t} \right] \right\} d\Sigma_0, \quad (\text{III.44})$$

где $|f_s|$ — функция с запаздывающим аргументом, $|f_s| = f(s, t - r_{sm}/v)$; V — средняя скорость волн в среде; $f(s, t)$ — сейсмическая запись.

Уравнение (III.44) описывает преобразования расходящихся в реальной среде волн в сходящиеся волны в пространстве изображений внутри поверхности Σ_0 в случае гармонических колебаний.

Для импульсных колебаний, широко используемых при морских сейсмических исследованиях, формула (III.44) преобразуется в модифицированную формулу Кирхгоффа [296]:

$$f_{(m,0)} = \frac{1}{4\pi} \int \left\{ \frac{1}{r_{sM}} \left[\frac{\partial \tilde{f}'_s}{\partial n} \right] + \frac{\cos(n, r)}{r_{sM}^2} \left[f'_s \right] + t_s \frac{\cos(n, r)}{r_{sM}^2} \left[\frac{\partial \tilde{f}'_s}{\partial t} \right] \right\} d\Sigma_0; \quad (\text{III.45})$$

$$f'_s = \frac{r_0}{V_0} + \frac{r_{sM}}{V_{cp}} = \frac{C + r_{sM}}{V_{cp}} = \frac{r_3}{V_{cp}},$$

где $C = r = \frac{V_{cp}}{V_0}$; $r_3 = C + r$; V_{cp} — средняя скорость дифрагированной волны, возникающей в точке M среды; V_{0cp} — средняя скорость падающей в точку M волны; $f'_s = f(s, t - t'_s)$ — обращенное время на сейсмической записи, $0 \leq t \leq t_{max}$, уменьшающееся в процессе восстановления волновых фронтов от t_{max} до 0.

Уравнение (III.45) представляет D -преобразование или модифицированное, или в метрическом масштабе.

При использовании временного D -преобразования дифракционный интеграл примет вид [296]:

$$\tilde{f}(t_y, t_x, t_0, 0) = \frac{1}{4\pi} \int_{\Sigma_0} \frac{1}{r_{sM}} \tilde{U}_z(s, t - t'_s) d\Sigma_0, \quad (\text{III.46})$$

где

$$t'_s = t_{0M} + t_{sM} = \sqrt{t_x^2 + t_y^2 + t_0^2/4} + \sqrt{t_{xx}^2 + t_{yy}^2 + \left(\frac{t_0}{2} \Delta t_z\right)^2};$$

$$t_0 = \frac{2z_M}{V_{cp}}; \quad \Delta t_z = \frac{z_s}{V_{cp}};$$

$$t_u = \frac{u_s}{V_{cp}}; \quad t_{uu} = (u_s - u_M)/V_{cp}; \quad u = x, y.$$

Таким образом, полученное изображение среды с помощью модифицированного D -преобразования можно трактовать как результат интегрирования наблюдаемого волнового поля по поверхностным кинематическим годографам дифрагированных волн, рассчитываемым для всех точек среды [296].

На практике наблюдения ведутся в дискретных точках поверхности. В дискретном виде уравнение (III.45) запишется [296]:

$$\tilde{f}_0(MO) = \frac{\Delta x \Delta y}{4\pi} \sum_{m,n} A_s \left\{ \frac{1}{r} \left[\frac{\partial f_{s0}}{\partial n} \right] + \frac{\cos(n, y)}{r^2} [f'_{s0}] + \frac{\cos(n, r)}{V_{cp} r} \left[\frac{\partial \tilde{f}'_{s0}}{\partial t} \right] \right\}, \quad (\text{III.47})$$

где

$$A_s = \exp \left[-k \frac{(m + m_0)^2 \Delta x^2 + (n - n_0)^2 \Delta y^2}{L^2} \right] - \quad (\text{III.47a})$$

аподизационный множитель (весовой коэффициент); k — числовой коэффициент ≥ 0 ; Δx — шаг наблюдения по оси X ; Δy — шаг наблюдения по оси Y ; L — размер базы приема колебаний; m_0, n_0 — координаты опорной трассы.

Аподизационный множитель позволяет ослабить побочные максимумы и играет аналогичную роль в характеристике направленности интерференционных систем [78].

Во временной области, учитывая, что наблюдения в морской сейсмометрии часто ведутся в водной толще у дневной поверхности, т.е. $[U_n] = \left[\frac{\partial t_s}{\partial n} \right] = \left[-\frac{\partial f_s}{\partial z} \right] = [U_z]$; $\rho = \rho_0 + \rho \frac{\partial f_s}{\partial t}$, где ρ — плотность среды; ρ_0 — постоянная составляющая давления, равная нулю; $f(s, t)$ — потенциал скорости, равный нулю; $\partial f_s / \partial n$ — нормальная составляющая скорости колебаний. Уравнение (III.45) в дискретном виде запишется

$$f_0(M, 0) = \frac{\Delta x \Delta y}{4\pi} \sum_m \sum_n \frac{A_s}{r} U_z \left(m \Delta x, n \Delta y, t - \frac{r_0}{V_{cp}} \right). \quad (\text{III.48})$$

Таким образом, при дискретном задании U_z , характеризующем пространственно-временное распределение поля давления на поверхности наблюдений, дифракционный интеграл преобразуется в двойную сумму, а дискретное D -преобразование описывает процесс восстановления волнового поля в пространстве изображений путем суммирования в каждой его точке сейсмических сигналов дифрагированной волны, возникшей в соответственной точке среды, причем суммирование ведется с весами (A_s) [296]. Для двумерной системы наблюдений уравнение (III.48) примет вид

$$\tilde{f}_0(M, 0) = \frac{\Delta x}{4\pi} \sum_m \frac{A_m}{r_0} \tilde{U}_z \left(m \Delta x, z \frac{r_{0z}}{V_{cp}} \right), \quad (\text{III.49})$$

где

$$C_0 = (V_{cp} / V_{0cp}) \sqrt{x_M^2 + z_M^2};$$

$$r_0 = \sqrt{(x_s - x_M)^2 + (z_s + z_M)^2}; \quad r_{0z} = c_0 + r_0.$$

Анализ уравнения (III.49) показывает, что возможно осуществление D -преобразований на основе двух алгоритмов.

В первом из них изображение представляет собой результат фокусировки во всех точках пространства изображений дифрагированных волн. Во втором — изображение является результатом сложения в каждой точке вторичных волн, исходящих из точек выходного отверстия линзы или плоскости голограммы.

Первый алгоритм является более гибким и наиболее распространенным. Практическая реализация сводится к выполнению следующих процедур [296]: в исходную запись $y_x(\xi, t)$ вводятся кинематические поправки:

$$q_{kj}(\xi) = \frac{1}{V_{cp}(k)} \left| \sqrt{[\xi - (j - x_1)]^2 + k^2} + \sqrt{(j^2 - x_1^2) + k^2} \right|, \quad (\text{III.50})$$

где q_{xkj} — уравнение годографа дифрагированной волны в j точке k -границы при возбуждении сейсмических волн в точках X и наблюдении в точках ξ ; $V_{cp}(k)$ — заданный закон V_{cp} от глубины (для k -границы).

Введенные поправки спрямляют оси синфазности дифрагированных волн для фикс-

рованного j и текущего параметра k , которые на плоскости изображений приобретают смысл абсциссы и ординаты точки дифракции.

Выпрямленные записи суммируют с весовыми коэффициентами, рассчитываемыми по (III.47a), что и представляет на выходе искомый глубинный разрез в координатах X, h . Шаг между трассами глубинного разреза полагают равным половине шага по X между центрами групп. Δk между отсчетами по трассам выбирают так, чтобы на видимый период полезной записи приходилось четыре-пять точек. База наблюдений (количество суммируемых трасс) должна возрастать по мере увеличения глубины (времени на трассе).

Для D -преобразований временных разрезов ОГТ

$$q_{kj}(\xi) = \frac{1}{V_{cp}(k)} \sqrt{(\xi - j)^2 + k^2}. \quad (\text{III.51})$$

В новейших алгоритмах D -преобразований при решении дифракционных уравнений используются быстрые преобразования Фурье или Кирхгоффа, реализуемые с помощью специальных быстродействующих вычислительных систем — матричных спецпроцессоров [314]. Использование D -преобразований до суммирования трасс ОГТ позволяет значительно повысить точность разрезов в сложно построенных зонах [327].

Определение скоростных параметров разреза. Определение значений эффективной скорости имеет как решающее значение для корректного выполнения D -преобразований, так и самостоятельное значение (расчет и анализ акустических характеристик разреза по глубине и по площади). Этому вопросу посвящено значительное количество теоретических и экспериментальных работ [282, 297, 299, 321].

Учитывая, что в морских сейсмических исследованиях автоматическое определение и корреляция скоростей среды (кинематических поправок) имеют важное значение для обеспечения автоматизированной обработки сейсмических данных в реальном времени, с этих позиций наибольший интерес приобретают работы С.А. Каца и Р. Гарроты [127, 128, 130, 321].

Если значение скоростного закона $V(t)$ известно, то кинематические поправки могут быть найдены из уравнения [214]:

$$\Delta \tau_{\text{кн}}(\xi) = \theta(\xi) - \sqrt{\theta(\xi) - \frac{\xi^2}{V}} = \frac{1}{2} \frac{\xi^2}{V^2 \theta_0} - \frac{\xi^4}{sV^4 \theta^3}. \quad (\text{III.52})$$

Полученная по (III.52) таблица вводится в ЭВМ и используется при спрямлении осей синфазности (годографов) отраженных волн. При таких условиях изменение поправки $\Delta \tau_i$ ($\xi - \text{const}$) ведется с шагом дискретизации Δt и

$$\tau_{k_{i+1}} = \tau_{k_i} \pm \Delta t = \tau_{\text{кн}} \pm (i+1)\Delta t. \quad (\text{III.53})$$

Ввод кинематических поправок осуществляется потрассно ($\xi - \text{const}$) и совмещается, как правило, с последующим суммированием трасс ОГТ [214, 235, 236].

Однако в большинстве случаев закон $V(t)$ не известен, и его определение является специальной задачей.

В основе всех способов первой группы с локальными целевыми функциями определения закона $V(t)$ лежит такая последовательность операций [205]: 1) выбор шага перебора скоростей ΔV ; 2) расчет суммотрасс ОГТ $\Sigma(t)$ при выбранных постоянных значениях $V \in (V_0 - V_n)$, при условии $V_{i+1} = V_{i+\Delta} V$; 3) выбор временных интервалов на суммотрассах ОГТ, полученных при V_{const} , где наблюдаются максимальные амплитуды (энергии) — выбор интервалов разрастания; 4) анализ интервалов разрастания и соответствующих им значений V_{const} с целью выделения только разрастаний, соответствующих однократным полезным в данном рассмотрении волнам; 5) проведение по выбранным интервалам разрастания наиболее вероятной зависимости $V(t)$.

В основе способов второй группы, предложенных С.А. Кацом, лежат методы с интегральной целевой функцией, которые можно рассматривать как способ определения

кинематических параметров ($V_{эф}$) волны путем оптимизации комбинированной целевой функции, которая является произведением локальной и интегральной целевых функций [130].

Кинематический анализ осуществляется двумя системами адаптивных веерных фильтров (АВФ) [129]. Одна из систем АВФ с априорным диапазоном пропускания обеспечивает определение эффективных скоростей волн независимо от наклона линий t_0 (т.е. независимо от угла наклона отражающей границы). Сигнал на выходе АВФ этой системы имеет вид [129]:

$$x^*(t) = \sum_{m=1}^m x_{r,m}(t), \quad (III.54)$$

где $x_{r,m}(t) = \varphi[\rho(r, m, t)]z_{r,m}(t)$ — сигнал на выходе адаптивной интерференционной системы; $\varphi[\rho(r, m, t)]$ — сигнал на выходе линейной интерференционной системы; $z_{r,m}(t) = \sum_{l=1}^u \sum_{k=1}^k B_{kl} y_{kl}[\bar{t} + \delta_k^0(r) + \delta_l'(m)]$ — трасса суммоленты; $b_{kl} = b_k^0 b_l^0$ — весовые коэффициенты;

$$\left. \begin{array}{l} \rho > 0 \\ \rho \leq 0 \end{array} \right\} \text{решающая функция;}$$

$$\varphi(\rho) = \frac{c[\rho(r_1 m_2 t)]}{\rho_0^N + [\rho(r, m, t)]}$$

ρ_0 — пороговая константа; $\rho(r, m, t)$ — оценка отношения сигнал/помеха;

$$\rho(r, m, t) = \frac{E_c(r, m, t)}{E_n(r, m, t)};$$

$$E_c(r, m, t) = \int_{t-T}^{t+T} [A(r, m, u) - B(r, m, u)] du$$

выражает энергию сигнала, полученную по трассам, входящим в группу сейсмограмм.

$$E_n(r, m, t) = \int_{t-T}^{t+T} [KLB(r, m, u) - A(r, m, u)] du,$$

где E_n — энергия помехи, полученная по трассам, входящим в группу сейсмограмм; $(t - T, t + T)$ — скользящий интервал осреднения

$$A(r, m, u) = \left\{ \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L Y_{kl} [U + \delta_{k,l}(r, m)] \right\}^2;$$

$$B(r, m, u) = \left\{ \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L Y_{kl} [U + \delta_{k,l}(r, m)] \right\}^2;$$

L — число обрабатываемых сейсмограмм; K — число трасс на сейсмограмме; $Y_{k,l}(t) = \sum_{P=1}^P Y_p(t - \delta_{k,l}) + j_{kl}(t)$ — поле сейсмических волн для группы сейсмограмм, суммарный сигнал на k -й трассе l -й сейсмограммы; p — номер регулярной волны; P — общее количество регулярных волн; l — номер сейсмограммы; k — номер трассы на сейсмограмме; $\tau_{kl} = \tau_k^0(P) + \tau_l'(P) + \alpha_{kl}(P)$ — задержка волны P ; $\tau_k^0(P)$ — задержка, соответствующая годографу волны P ; $\tau_l'(P)$ — задержка, соответствующая временному сдвигу на соседних сейсмограммах (наклон линии t_0); $\alpha_{kl}(P)$ — случайные флуктуации; $\gamma_{kl}(t)$ — аддитивные помехи; u — текущее время ($=t$); r — номер значения эффективной скорости, используемой при расчетах $x_{r,m}(t)$; m — номер задержки

$\delta'_i(m)$; $\delta_{ki}(r, m) = \delta_k^0(r) + \delta'_i(m)$ – задержка при суммировании сейсмограмм; (δ_k^0) – задержка, обусловленная скоростью $V_{\text{эф}_2}$, соответствующей годографу P ; $\delta'_i(m)$ – задержка, обусловленная углом наклона границы между сейсмограммами.

Другая система АВФ с априорными диапазонами пропускания обеспечивает определение наклона линий независимо от эффективной скорости. Сигнал на выходе АВФ этой системы имеет вид [127, 129]:

$$x_m^* = \sum_{r=1}^{r_1} x_{r,m}(t), \quad (\text{III.55})$$

где m – номер задержки $\delta_i(m)$, определяющей наклон линии. Обобщением (III.54) и (III.55) является адаптивный кинематический фильтр (АКФ), сигнал на выходе которого определяется соотношением:

$$H(t) = \sum_{m=1}^{m_1} \sum_{r=1}^r \varphi[\rho(r, m, t)] z_{r,m}(t). \quad (\text{III.56})$$

В АКФ настройка определяется двумя параметрами: эффективной скоростью – $V_{\text{эф}}(t)$ и наклоном линии t_0 , т.е. углом наклона отражающей границы. $H(t) \rightarrow V(t)$ так, когда значения эффективной скорости среды и углов наклона отражающей границы из заданного диапазона переборов совпадут с реальными значениями данных величин в разрезе. Применение АКФ существенно сокращает число вступлений отраженных волн на плоскости $V_{\text{эф}}(t)$, что позволяет использовать на следующем этапе прогностическую фильтрацию кратных волн, согласно [211], с целью исключения разрастаний, обусловленных кратными волнами и достоверного проведения зависимости $V_{\text{эф}}(t)$, т.е. достижение цели – расчет и анализ акустических характеристик разреза по глубине.

Для перехода от значений $V_{\text{эф}_{\text{ОГТ}}}$ к значениям средних и пластовых скоростей существует целый ряд алгоритмов, хорошо отработанных для различных моделей среды [132, 256]. Независимо от способа определения $V_{\text{эф}_{\text{ОГТ}}}$ переход к реальным значениям скорости осуществляется по формуле [214]:

$$V = \frac{1}{\sqrt{\frac{\Delta\tau^2}{4L^2} + \frac{1}{v_{\text{ОГТ}}^2}}}, \quad (\text{III.57})$$

где $\Delta\tau$ – приращение на базе L , найденное для t_0 по осям синфазности однократных отраженных волн.

Однако точность таких определений для различных способов вычисления $V_{\text{эф}_{\text{ОГТ}}}$ будет различной.

Построение карт акустических характеристик и объемных изображений параметров объекта исследований выполняется с помощью графопостроений ЭВМ. Математическое обеспечение этих операций основано на применении методов экстраполяции и интерполяции.

Для случайного поля, когда данные наблюдений скудны и не могут обеспечить высокую точность построения карты, расчет карты может быть выполнен по известным формулам оптимальной интерполяции [298]:

$$\hat{\alpha}(\vec{x}) = \sum_{k=1}^n q(\vec{x}_k, \vec{x}_m) \alpha(\vec{x}_k); \quad (\text{III.58})$$

$$P(\vec{x}, \vec{x}_k) = \sum_{m=1}^n q(\vec{x}_k, \vec{x}_m) P(\vec{x}_k, \vec{x}_m), \quad (\text{III.59})$$

минимизирующим среднеквадратичную погрешность расчета:

$$\Sigma(x) = M\{[\alpha(\vec{x}) - \alpha(x)]^2\} = P_0 - \sum_{m=1}^n q(\vec{x}_1 \vec{x}_m) P(\vec{x}_1 \vec{x}_m), \quad (\text{III.60})$$

где $\alpha(\vec{x})$ — карта случайного поля $\vec{x} = x(x_1, x_2)$ в момент t ; $\{x\}$ — данные множества точек независимых измерений геофизического параметра, произвольно расположенных относительно начала координат в пространственном поле $\alpha(\vec{x})$; $P(\vec{x})$ — корреляционная функция поля; $q(\vec{x}_1 \vec{x}_k)$ — весовая функция.

Для систематизированных наблюдений, когда определены весовые функции в узлах правильной сетки, покрывающей поле $\alpha(\vec{x})$, уравнения оптимальной интерполяции принимают следующий вид [303]:

$$\alpha(\vec{x}) = \sum_{[l]} \alpha(\vec{V}_{[l]}) q(\vec{x} - \vec{V}_{[l]}); \quad (\text{III.61})$$

$$P(\vec{x}) = \sum_{[l]} \alpha(\vec{V}_{[l]}) q(\vec{x} - \vec{V}_{[l]}); \quad (\text{III.62})$$

$$[[\vec{x}]] = \frac{1}{4\pi^2} \int_{(\vec{\omega})} \Phi(\vec{\omega}) - \frac{G(\vec{\omega})}{Q} \sum_{[l]} l^{-i\vec{x}} U_{[l]} \Phi[\vec{\omega} + \vec{U}_{[l]}] d\vec{\omega}, \quad (\text{III.63})$$

где $V_{[l]} = l_1 V_1 + l_2 V_2$ ($l_1, l_2 = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$) — базис положения узлов сетки параметров (измерений); $U_m = m_1 \vec{U}_1 + m_2 \vec{U}_2$ — базис, описывающий положение узлов сетки в пространстве ($\vec{\omega}$) — преобразований Фурье (частотной области); Q — площадь ячейки измерений; R — площадь ячейки спектральной сетки; $q(\vec{x})$ — весовая функция; $G(\vec{\omega}) = \int_{(\vec{x})} P(\vec{x}) l^{i\omega x} d\vec{x}$ — спектр поля.

Из выражения (III.63) видно, что ошибка интерполяции обращается в нуль, когда ячейка спектральной сетки полностью вмещает в себя основание спектра поля, спектр весовой функции $G(\vec{\omega})$ равен константе Q в области, занятой основанием $\Phi(\omega)$ и стремится к нулю, где $\Phi(\vec{\omega} + \vec{U}_{[l]}) \neq 0$. Векторный базис спектральной сетки должен обеспечить неперекрываемость спектра поля [305]. При этих условиях, если известен радиус круга B , лежащего в основании спектра поля, оптимальная сетка измерений (параметров) изотропного поля имеет ячейку в форме 60-градусного ромба со стороной $a = 1/\sqrt{2} \cdot \beta$.

Весовая функция оптимальной интерполяции такого поля, измеренного в узлах 60-градусной ромбической сетки, имеет вид

$$q(x_1 x_2) = (2x_1 \cos \frac{\omega_c}{\sqrt{3}} x_1 \cos \omega_c x_2 - 2x_1 \cos \frac{2\omega_c}{\sqrt{3}} x_1 - 2\sqrt{3} x_2 \sin \frac{\omega_c}{\sqrt{3}} x_1 \sin \omega_c x_2) / \omega^2 x_1 (x_1^2 - 3x_2^2). \quad (\text{III.64})$$

Простота расчета карты по формулам (III.58), (III.61), а также возможность планирования сети датчиков (измерений) по (III.64) делают данные алгоритмы весьма перспективными.

В случае наличия шумов или больших разбросов значений в собственных измерениях или в определении местоположения (датчика) необходимо выполнение процедур сглаживания [305]. Если измерения выполнены на правильной сетке, то для получения сглаженных значений необходимо восстановить значения поля в узлах другой более редкой сетки [305]. Процедура оптимального сглаживания сводится к восстановлению по измеренным однократным значениям непрерывного поля, к пропусканью (фильтрации) этого поля через "идеальный" фильтр, ограничивающий его спектр

в соответствии с формой сетки измерений сглаженного поля, к вычислению значений сглаженности поля в узлах этой сетки и, наконец, к расчету карты сглаженного поля по этим значениям [305]:

$$\beta_k(0) = \alpha x(\vec{x}) \int_{(x)} \gamma(0 - \vec{x}) q(\vec{x} - x_k) dx, \quad (\text{III.65})$$

где $\beta(\vec{x}_k)$ — грубый отсчет поля в точке \vec{x}_k ; $q(\vec{x} - \vec{x}_k)$ — вклад в восстановление непрерывного поля со стороны измерения $\beta(\vec{x}_k)$; $\gamma(0 - \vec{x})$ — вклад непрерывного поля в точке \vec{x} в искомое сглаженное значение поля в точке $\vec{x} = 0$; $\hat{\beta}(0)$ — сглаженное значение поля в точке от начала координат; $\hat{\beta}(0)$ — общий вклад грубого значения поля $\beta(\vec{x}_k)$ в $\hat{\beta}(0)$.

В частотной области (III.64) с помощью теоремы Парсеваля преобразуется в

$$\hat{\beta}_k(0) = \frac{\alpha(\vec{x}_k)}{4\pi} \int_{(\vec{\omega})} \Gamma(\vec{\omega}) G(\vec{\omega}) e^{-i\vec{\omega}x_k} d\vec{\omega}, \quad (\text{III.66})$$

где $\Gamma(\omega)$ — спектр весовой функции $\gamma(\vec{x})$.

Уравнение (III.66) означает пропускание спектра весовой функции $G(\vec{\omega})$ через спектральное окно, форма которого соответствует конфигурации сетки, выбранной для представления результирующего, сглаженного поля. В общем случае спектральное окно должно быть уже спектра $G(\vec{\omega})$.

Карта сглаженного поля строится по алгоритмам спектральной интерполяции (III.61) — (III.63). Практическая реализация предложенных алгоритмов (III.61) — (III.64) осуществлена в программах, а для прямоугольной сетки — в программах "Изолиния 3" и "Прямоугольная сетка", нашедших широкое применение в практике морских геолого-геофизических и океанологических исследований [196, 248].

При использовании графопостроителей с шаговой разверткой задача построения карты разбивается на три этапа: 1) уплотнение значения геолого-геофизической функции (функции параметров поля) с целью проведения плавных изолиний); 2) построение последовательности точек пересечения изолиний с линиями сетки, упорядоченной в соответствии с перемещением пера графопостроителя; 3) вычисление значений гладких интерполирующих функций, соединяющих изолинии, что осуществляется методом упругой нерастяжимой нити, условие минимальной энергии для которой обеспечивается полиномом третьей степени:

$$y = a_0x + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3.$$

На этапе построения разрезов и карт (двумерных и трехмерных) акустических параметров в масштабе глубин завершается переработка сейсмической информации, т.е. реализуется построение сейсмической модели среды.

На рис. 27 (см. вкл.) дана обобщенная блок-схема программ (процедур), обеспечивающих реализацию переработки сейсмических данных МОВ обрабатывающих систем для большинства ЭВМ [23, 31, 267, 268], вплоть до реализации конечной цели — построения сейсмического разреза в масштабе глубин.

Для морской сейсмометрии технологические комплексы программ для ЭВМ ЕС-1035-1065, реализующие большинство из указанных алгоритмов, разработаны в Информационном ВЦ ПО "Южморгеология" Мингео СССР, ВМНПО "Союзморгео" Мингазпрома СССР, ЦГТЭ Миннефтепрома СССР.

АЛГОРИТМЫ СТАТИСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Метод построения физической модели на основе D -преобразований [296, 314] рассматривался подробно в предыдущем разделе. Здесь остановимся более детально на методе статистических моделей интерпретации [75, 227, 228, 232] и его приложениях в виде метода эффективной сейсмической модели [65-68] и метода эффективных па-

раметров [74, 283]. В основе статистического моделирования для решения обратных задач сейсмологии используются численные решения прямых задач для сред заданного класса с обращением конечно-разностных схем счета в прямых задачах или проводят сравнение наблюдаемого и теоретического волновых полей. При этом применяются методы оптимизации для получения минимальной невязки между вычисленными и наблюдаемыми величинами путем максимизации функции правдоподобия для статистических и минимизации среднеквадратичного отклонения для детерминистских моделей [80]. Формализация модели статистической интерпретации сводится к решению обратной физической задачи [78, 227, 228], нахождению f из [80]:

$$\vec{u} = \vec{f} + \vec{N}, \quad (\text{III.67})$$

где \vec{u} – вектор экспериментального материала (наблюдаемое волновое поле); $\vec{f} = \vec{f}(\vec{\rho})$ – вектор поля идеализируемого объекта (решение прямой задачи); $\vec{\rho}$ – вектор параметров идеализируемого объекта; \vec{N} – вектор расхождения наблюдаемого и идеализированного волновых полей:

$$\vec{N} = \vec{n} + \vec{a},$$

\vec{n} – случайная компонента; \vec{a} – детерминированная компонента; $\vec{a} = \vec{b}_i + c$ (т.е. известна зависимость \vec{a} от измерений b_i).

Информационная сущность статистической интерпретации определяется разностью энтропий распределения вероятностей априорных (до интерпретации) и апостериорных (после интерпретации новых данных) сведений о состоянии (параметрах) исследуемого объекта.

Алгоритм интерпретации может быть оптимальным только в рамках выбранной модели экспериментального материала, обеспечивая максимизацию апостериорной информации. Оптимальный алгоритм (аппарат) интерпретации $\lambda(\vec{\rho})$ носит название функции отклика [80]. Анализируя (III. 67), можно сделать вывод, что информация о параметрах изучаемого объекта может быть заключена как в детерминированной составляющей \vec{f} , так и в случайной составляющей n , т.е. вектор наблюдаемого поля в случае аддитивной модели может быть представлен как

$$\vec{u} = \vec{f} + \vec{n}. \quad (\text{III.68})$$

На уровне годографов отраженных волн детерминистские модели интерпретации наиболее полно рассмотрены в [283], где реальные неоднородные среды аппроксимируются однородными или более простыми неоднородными, что позволяет получить оценки компонент вектора параметров $\vec{\rho}$ на основе сопоставления теоретических \vec{f}_{ki} и наблюдаемых f_{ki} годографов. Оцениваются главнейшие параметры: скорости распространения упругих волн и глубины до отражающих границ (в МОВ) – V_p, H_1 , которые называются эффективными параметрами. Определение значений V_1 и H_1 позволяет найти другие параметры: эффективные пластовые скорости $V_{1\text{пл}}$, средние скорости V_1 и мощности слоев $h_{1\text{пл}}$, углы наклона отражающих границ φ_1 [283].

В условиях океана наибольший интерес представляют методы определения эффективных параметров для неоднородных сред [181, 191], которые называются эффективными гетерогенными параметрами [283].

В случае гетерогенных моделей с наклонными и криволинейными границами дифференциальные эффективные параметры определяются из системы уравнений [283]:

$$\begin{aligned} V_{m1} &= R(l^2 \cos^2 \varphi_1 + \varphi H_1^2)^{1/2}; \\ V_m V &= \rho_1(l^2 \cos^2 \varphi_1 + \varphi H_1^2)^{1/2} + \frac{2RH \sin \varphi_1}{\sqrt{l^2 \cos^2 \varphi_1 + \varphi H_1^2}}; \\ V_m \eta &= \rho_2(l^2 \cos^2 \varphi_1 + \varphi H_1^2)^{1/2} + \frac{Rl \cos^2 \varphi_1}{(l^2 \cos^2 \varphi_1 + \varphi H_1^2)^{1/2}}; \end{aligned} \quad (\text{III.69})$$

где $R(x, l)$ – произвольная корректирующая функция

$$\rho_1 = \frac{dR}{dx} ; \rho_2 = \frac{dR}{dl} ; V = \frac{dt}{dx} .$$

При решении (III.69) аппроксимирующую временную функцию t представляют в виде

$$t = \frac{1}{V_m} R(x, l) \sqrt{l^2 \cos^2 \varphi + \varphi (x \sin \varphi + H_0)^2} . \quad (\text{III.70})$$

Определение эффективных интегральных параметров по годографам отраженных волн является основной операцией обработки экспериментальных данных [289, 304, 323]. На практике предельные эффективные параметры определяются, как правило, по интегральным эффективным параметрам, которые вычисляются по годографам общей точки взрыва (ОТВ) или общей глубинной точки (ОГТ) [280, 282, 283, 288, 289, 294, 304, 314, 333, 335]. Переход интегральных параметров к предельным осуществляется по формулам Дикса или их аналогам [91, 283].

Наиболее полно указанные приемы детерминистской модели интерпретации на уровне решения обратных кинематических задач при суммировании сейсмических трасс ОГТ реализованы в технологических комплексах программ КОМБИН и СЕЙСПАК, разработанных во ВНИИГеофизике [114, 256, 268].

При морских сейсмических исследованиях МОВ, где плотность информационного потока достигает 10^6 бит/с, работа с отдельными годографами не представляется возможной и реализация методов эффективных параметров осуществляется при суммировании трасс ОГТ, расчете кинематических поправок и определении эффективной глубины, эффективных, средних и пластовых скоростей путем дополнения к алгоритмам, описанным выше в данной главе. Это имеет особенно важное значение при определении микроструктуры и скоростных параметров сложных гетерогенных сред, таких, как кристаллическая океанская кора [185, 186, 191]¹. При изучении сложных объектов (складчатые зоны, зоны разрывной тектоники, микроструктура океанской консолидированной коры, соляные купола, интрузии) использование только кинематических параметров волнового поля (годографов) становится недостаточным, и в качестве экспериментального материала \vec{U}_{ki} выступает уже наблюдаемая сейсмограмма (трасса), а в качестве теоретического \vec{f}_{ik} – теоретическая сейсмограмма (трасса) ОТВ или ОГТ [12, 269, 275]. Достаточно полное решение прямой динамической задачи для морской сейсмометрии было получено автором и Э.И. Слуцман в 1966 г. путем численного моделирования распространения плоской гармонической волны сквозь пачку твердых квазиупругих слоев под слоем жидкости при наклонном падении и с учетом поглощения в твердых слоях [35, 317]. Это решение базируется на результатах работ Л.М. Бреховских [35] и является развитием решений прямых задач сейсмометрии [287]. На основании полученного решения составлена программа для ЭВМ, где матричным способом Томсона–Хаскела [137] проводится расчет спектральных коэффициентов отражения от пачки слоев под слоем жидкости, которые с помощью обратных преобразований Фурье преобразуются в импульсную теоретическую сейсмограмму ОТВ с последующим подходом к реальной сейсмограмме [137, 154]. Полученное решение позволяет реализовать детерминистскую модель интерпретации при аппроксимации среды моделями, близкими к реальным, с учетом специфики распространения волн в водной толще и особенностей приемно-регистрирующего тракта морской сейсмометрии.

Если предполагать линейность всей системы (источник возбуждения упругих волн, среда, приемно-регистрирующий тракт), то теоретическая сейсмическая трасса записы-

¹ В случае сейсмически гетерогенных сред суммирование трасс ОГТ и введение поправок осуществляется по годографам, вычисленным согласно (III.69) и (III.70).

вается в следующем виде [336]:

$$Y(t) = U_p(t) * I(t) * F(t) * g(t) * N(t), \quad (\text{III.71})$$

где $U_p(t) = \int_0^t P(\tau) U(t-\tau) d\tau$ — импульсная реакция среды на сигнал $P(t)$; $U(t)$ — импульсная сейсмограмма, рассчитываемая по [137]:

$$U(t) = U(t, \rho, c, b, \gamma, \varphi);$$

$\rho(h)$ — зависимость плотности от глубины в твердых слоях; $c(h)$ — зависимость скорости продольных волн от глубины; $b(h)$ — зависимость скорости поперечных волн от глубины; $\gamma(h)$ — зависимость поглощения (декремента поглощения) от глубины; $\varphi(h)$ — зависимость углов наклона от глубины; $P(t)$ — импульс возбуждения упругих волн; $I(t)$ — импульсная переходная характеристика регистрирующего тракта; $F(t)$ — импульсная переходная характеристика приемной системы (косы); $g(t)$ — импульсная переходная характеристика ловушки водного слоя, для которой автором получено выражение в общем виде [154]:

$$g(t) = \delta(t) + R_1(t - T_1) + R_2[t - (2T_1 + \Delta T_1)] + \\ + R_3[t - (3T_1 + \Delta T_1 + \Delta T_2)] + \dots + (-1)^n R_n[t - (nT_1 + \sum_{k=2}^n \Delta T_{k-1})],$$

$N(t)$ — регулярные и стохастические шумы.

Таким образом, при неизменных параметрах источника возбуждения и приемно-регистрирующего тракта $Y(t) = Y[t, \rho, c, b, \gamma, \varphi, \varphi(h)]$ зависит только от параметров модели, т.е. от вектора параметров $\vec{\rho} = \vec{\rho}(p, c, b, \gamma, \varphi(h))$. Полагая $Y(t) \equiv \vec{f}_{ki}(\vec{\rho})$ в (III.67) и $N(t) \rightarrow 0$, приходим к решению задачи количественной интерпретации в детерминистском аспекте, если путем изменения параметров модели удастся найти $\vec{\rho} = \vec{\rho}$, минимизирующее функцию отклика

$$\lambda(\vec{\rho}) = \sum_k \sum_i [\vec{U}_{ki} - \vec{f}_{ki}(\vec{\rho})]^2. \quad (\text{III.72})$$

В случае достаточного приема функция отклика при количественной статистической интерпретации выразится [78]:

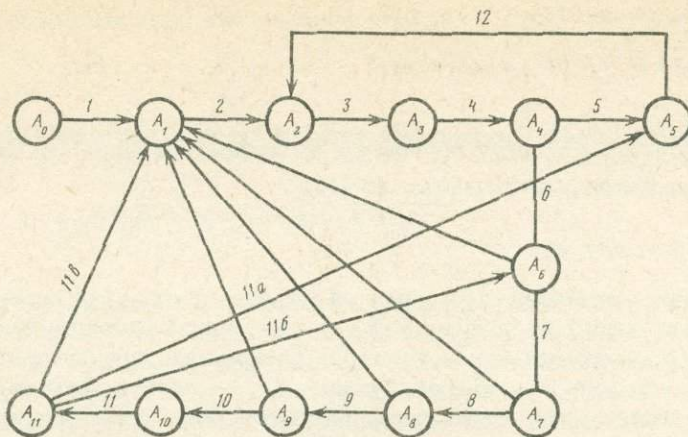
$$\lambda(\vec{\rho}) = \sum_k \vec{U}_k \vec{R}_k^{-1} \vec{f}_k(\vec{\rho}), \quad (\text{III.73})$$

где \vec{U}_k — вектор-строка значений \vec{U}_{ki} ; \vec{R}_k^{-1} — обратная матрица вторых моментов матрицы \vec{R}_k ; \vec{R}_k — матрица вторых моментов распределения вероятностей \vec{n}_k .

Задача оптимизации статистической интерпретации сводится к максимизации $\lambda(\vec{\rho})$ в (III.73).

При автоматизированной интерпретации данных ОТВ или ОГТ (ГСП) МОВ [168, 177] программа на ЭВМ предполагает выполнение процедур, показанных на граф-схеме (рис. 28).

По указанной граф-схеме автором и Э.И. Зинюк была составлена комплексная программа ИНТЕРПРИТ [137, 174, 190, 191], реализующая основные процедуры (см. рис. 28), что позволило выполнить интерпретацию строения океанской коры в сложно построенных зонах трансформных разломов [175, 178, 190, 195], рифтовых хребтов [159, 171, 175], подводных возвышенностей [183, 184, 187, 192], глубоководных котловин [181, 182, 185]. На рис. 39 приведен пример использования программы ИНТЕРПРИТ при интерпретации данных ГСП-МОВ, полученных на возвышенности



Р и с. 28. Граф-схема алгоритма автоматизированной интерпретации сейсмометрии (программа ИНТЕРПРИТ)

A_0 — ввод априорных данных об объекте — $\bar{\rho}_0$ и результатов определения эффективных параметров объекта на основе выполнения обработки первичных данных сейсмометрии — $\hat{\rho}_0$; ввод данных о $P(t)$, $q(t)$, $I(t)$, $F(t)$ из (III.71); A_1 — синтез начальной модели объекта (первого слоя) и расчет теоретической трассы (сейсмограммы) ОТВ или ОТП — $Y_1(t)$ по (III.71); $Y_1(t) = f_{k_1}[\hat{\rho}_0, \bar{\rho}_0, P(t), I(t), q(t), F(t)]$; A_2 — ввод экспериментального материала — сейсмической трассы (сейсмограммы) ОТВ, ОТП) после обработки — \bar{U}_{k_1} ; A_3 — расчет функции отклика $\lambda(\hat{\rho}_0, \bar{\rho}_0)$ по (III.72) при детерминистской модели ($N(t) \equiv 0$), по (III.73) при статистической модели; A_4 — сравнение $\lambda(\hat{\rho}_0, \bar{\rho}_0)$ с допустимой величиной C : a — если $\lambda \leq C_1$ по (III.72) или $\lambda \geq C_2$ по (III.73), то переход к A_5 ; b — если $\lambda > C_1$ по (III.72) или $\lambda < C_2$ по (III.73), то переход к A_6 ; A_5 — вывод эффективных параметров первого слоя; расчет $\bar{U}_{k_1} - Y_1 = \bar{U}_{k_2}$ и передача значений \bar{U}_{k_2} в A_2 ; A_6 — итеративное изменение одной из компонент вектора эффективных параметров $\hat{\rho}_0 - \rho_1$ (времена прихода волны, мощности слоя, скорости) в заданных пределах до нахождения:

$$\begin{aligned} & \left. \begin{aligned} & \lambda(\hat{\rho}_0, \bar{\rho}_0, \rho_1) \min \leq C_1 \\ & \lambda(\hat{\rho}_0, \bar{\rho}_0, \rho_1) \max \geq C_2 \end{aligned} \right\} \text{тогда переход к } A_5; \\ & \left. \begin{aligned} & \lambda(\hat{\rho}_0, \bar{\rho}_0, \rho_1) \min > C_1 \\ & \lambda(\hat{\rho}_0, \bar{\rho}_0, \rho_1) \max < C_2 \end{aligned} \right\} \text{тогда переход к } A_7; \end{aligned}$$

A_7 — аналогично A_6 , но изменяется второй параметр ρ_2 ; A_8, A_9, A_{10} — аналогичны A_6, A_7 , но последовательно изменяются в заданных пределах оставшиеся компоненты вектора $\hat{\rho}_0: \rho_3, \rho_4, \rho_5$; если $\lambda(\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5) > C_1$, то $\lambda(\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5) < C_2$; A_{11} — изменяется модель \bar{f}_k на \bar{f}_{k_2} и весь процесс повторяется. 1–12 — процедуры обработки

Шатского в северо-западной части Тихого океана. Подобный комплекс программ, но с большими возможностями разработан и широко применяется во ВНИИГеофизике при детальной интерпретации сейсмических данных в сложных сейсмогеологических условиях [269]. При сопоставлении теоретического и экспериментального материала в [269] используется не только общий критерий минимума среднеквадратичного отклонения трасс (III.72), но и частные оценки скользящего коэффициента корреляции, спектров мощности, ретрокоррелограмм, вертикальных спектров скоростей и энергосечений скоростей. Для уточнения влияния регулярных волн-помех (многократных волн) используются сопоставления наблюдаемых и теоретических сейсмограмм только кратных или только однократных волн. Присутствие стохастических помех¹ приводит к необходимости использовать статистические модели интерпретации [79]. Это особенно важно для решения интерпретационных задач в сложных зонах, таких, как рифы, рифтовые долины, кристаллические слои океанской коры [174, 175, 179, 181, 183–186].

¹ Здесь и далее под стохастическими помехами подразумеваются не только сейсмические шумы, но и шумы, связанные с расхождением теоретической и реальной моделей.

В случае статистической оптимальной интерпретации при достаточном приеме функция отклика находится путем решения уравнений (III.73).

Во всех случаях статистического моделирования граф-схема вычислений (см. рис. 28) остается без изменения, однако определяющую роль в значении функции отклика занимает теперь не среднеквадратичное отклонение, а \vec{R}_k^{-1} матрица вторых моментов распределения вероятностей случайной компоненты вектора расхождения наблюдаемого и идеализированного волновых полей. Использование статистических моделей интерпретации по описанной методике встречает значительные трудности вычислений, обусловленные огромным количеством вычисляемых (оптимизируемых) параметров, что представляет сложность даже для самых современных ЭВМ [139, 143, 153, 230, 231].

Учитывая, что реальные среды всегда значительно сложнее моделей и практически геофизиком-интерпретатором используются только главные параметры, причем многократно осредненные с целью учета локальных неоднородностей (сейсмической гетерогенности) среды и облегчения расчетов, Б.Я. Гельчинским и другими исследователями предложен способ эффективной сейсмической модели (ЭСМ) [65–68]

При построении ЭСМ используются как априорные (геолого-геофизические), так и экспериментальные данные (ВСП, акустический каротаж, позиционные наблюдения МОВ, КМПВ). На основании экспериментальных данных район (объект) исследований разбивается на однородные области, для каждой из которых строятся начальные приближения ЭСМ (разрезы, скоростные колонки). По этим данным подбираются функции структуры $\varphi_i(\vec{r}_1, \vec{H})$, также оцениваются области Ω_i возможных значений вектора характерных параметров $\vec{H}^{(i)}$ ($i = 1, 2, 3, 4, 5$).

В областях Ω_i выбирается несколько детерминированных реализаций модели, которые достаточно полно характеризуют ЭСМ, и для них вычисляются поля главных волн, которые сопоставляются с главными элементами наблюдаемых волновых полей. Уточнение вида $\varphi_i(\vec{r}, H^{(i)})$ и границ области значения вектора $\vec{H}^{(i)}$ производится до тех пор, пока не будет достигнуто качественное соответствие со всей совокупностью наблюдаемых сейсмических данных. На этом качественном уровне заканчивается первый этап интерпретации [68]. На последующих этапах интерпретации применяются более сложные модели, более строгие и трудоемкие методы обработки и сопоставление экспериментального и теоретического материала. На последующих этапах интерпретации уточняются области Ω_i возможных значений векторов $\vec{H}^{(i)}$. Процедура сравнения экспериментальных и теоретических данных позволяет оценить степень соответствия наблюдаемых и рассчитанных теоретически выборок значений некоторых характеристик сейсмического поля, позволяющих перейти к параметрам изучаемого объекта (главных характеристик).

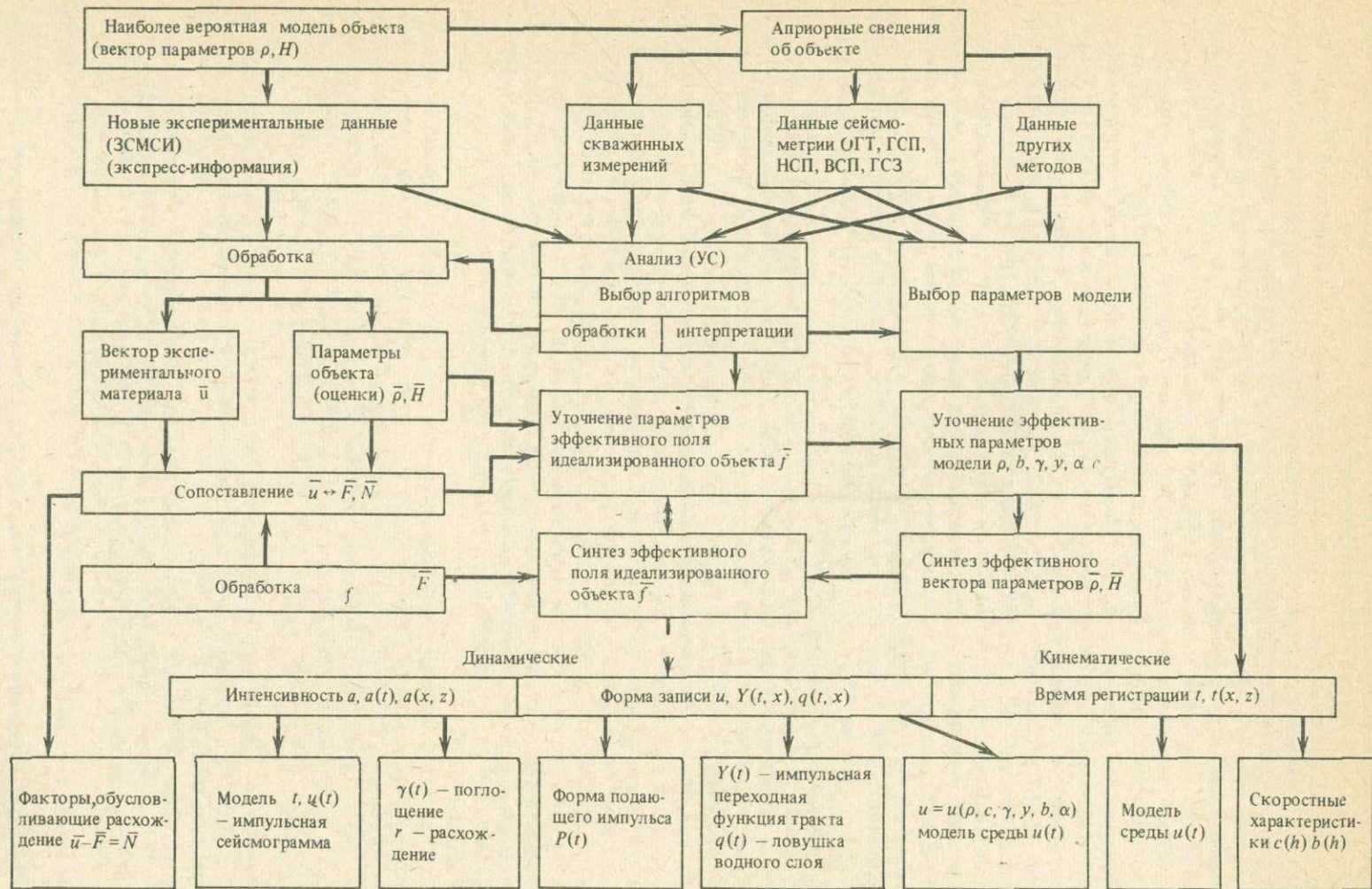
Эта процедура включает широкий набор алгоритмов от оценок среднего до оценок максимального правдоподобия [66, 68, 227, 228]. Наконец, при принятии решения о завершении интерпретации и построении максимально правдоподобной ЭСМ необходимо руководствоваться принципом максимальной простоты, т.е. наиболее простая модель, отвечающая совокупности критериев и условий, является наиболее вероятной [66]. Реализация метода ЭСМ требует итеративного режима оператор–ЭВМ [68].

Резюмируя данный раздел, представим общую блок-схему интерпретации сейсмических данных, позволяющую реализовать целевую функцию обрабатывающей системы морской сейсморазведки (рис. 29).

Как видно на рисунке, интерпретация выполняется итеративно ("шагами") с постепенным уточнением параметров объекта исследований. Количество информации в "шаге" \mathbb{I}_2 относительно шага \mathbb{I}_1 определяется [228, 301, 303]:

$$I(\mathbb{I}_2, \mathbb{I}_1) = H(\mathbb{I}_1) - H_{\mathbb{I}_2}(\mathbb{I}_1), \quad (\text{III.74})$$

где $H_{\mathbb{I}_1}(\mathbb{I}_2)$ — условная энтропия шага \mathbb{I}_2 при условии выполнения шага \mathbb{I}_1 . При вы-



Р и с. 29. Блок-схема процедур автоматизированной интерпретации данных сейсмометрии (по [191])

полнении интерпретации целесообразно выполнить такой шаг итерации, который обеспечивает:

$$\max_{\mathbb{M}_1, \mathbb{M}_2} \left\{ \frac{I(\mathbb{M}_2, \mathbb{M}_1)}{H(\mathbb{M}_1)} ; \frac{I(\mathbb{M}_1, \mathbb{M}_2)}{H(\mathbb{M}_1)} \right\}. \quad (\text{III.75})$$

Из (III.75) следует, что при выборе $\mathbb{M}_1, \mathbb{M}_2, \dots, \mathbb{M}_i$ необходимо обеспечить [303]:

$$\max_{\mathbb{M}_i} \left\{ \frac{\overline{I(\mathbb{M}_1)}}{H(\mathbb{M}_1)} ; \frac{\overline{I(\mathbb{M}_2)}}{H(\mathbb{M}_2)} ; \dots ; \frac{\overline{I(\mathbb{M}_i)}}{H(\mathbb{M}_i)} \right\}, \quad (\text{III.76})$$

где $I(\mathbb{M}_k) = \sum_{i=1}^k I(\mathbb{M}_k, \mathbb{M}_i)$; K — число шагов итерации; $k = i + 1$.

Из практики [269] известно, что

$$H(A) > H(S) > H(t), \quad (\text{III.77})$$

где A — амплитуда волнового поля; S — форма волны; t — время прихода волны.

Сравнивая условия (III.76) и (III.77), можно установить эффективную последовательность в уточнении параметров объекта при построении ЭСМ: 1) уточнение кинематических параметров $U(t), t$; 2) уточнение динамических параметров S, A .

Это правило выражается информационными формализмами вида [68, 269, 303]:

$$\max_{A, S, t} \left\{ \frac{\overline{Y(t)}}{H(t)} ; \frac{\overline{Y(S)}}{H(S)} ; \frac{\overline{Y(A)}}{H(A)} \right\} \longrightarrow \frac{\overline{Y(t)}}{H(t)}. \quad (\text{III.78})$$

Исключая t :

$$\max_{A, S} \left\{ \frac{\overline{Y(S)}}{H(S)} ; \frac{\overline{Y(A)}}{H(A)} \right\} \longrightarrow \frac{\overline{Y(S)}}{H(S)}. \quad (\text{III.79})$$

Исключая S :

$$\max_A \left\{ \frac{\overline{Y(A)}}{H(A)} \right\}. \quad (\text{III.80})$$

Применение изложенной в данной главе методики обработки и интерпретации к данным многоканального (глубинного) сейсмического профилирования, полученным в разнообразных условиях тектонического строения земной коры глубоководных котловин, рифтовых зон, трансформных разломов, переходных зон, подводных возвышенностей [83, 162, 170, 171, 174, 175, 178, 179, 181, 183, 187, 189, 190, 192, 194, 198, 199], позволило получить совершенно новую информацию, которая системно излагается во второй части данной монографии.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ОКЕАНСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ПО ДАННЫМ МНОГОКАНАЛЬНОГО часть СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ МОВ)

В океане мощная водная толща и слой донных осадков скрывают от исследователей более глубокие слои земной коры. В течение длительного периода времени основным геофизическим методом, освещавшим строение консолидированных слоев океанской коры, оставался метод ГСЗ, развитый отечественными учеными во главе с академиком Г.А. Гамбурцевым [63, 64]. Метод ГСЗ позволил оценить мощность земной коры как на континентах, так и в океанах, установить различие ее строения в разнообразных геодинамических зонах [62, 63, 70, 84, 94, 106, 108, 219, 272, 277].

Наши представления о строении коры океанов сформировались в основном на данных именно ГСЗ в сочетании с материалами гравиметрии, магнитометрии, батиметрии, драгирования и глубоководного бурения. Однако метод ГСЗ в силу своей физической природы не мог осветить инфраструктуру (внутреннюю структуру) основных слоев земной коры, которые с его помощью были открыты [62, 90, 94, 103, 107, 219, 272].

Начиная с 1960 г. на первом этапе использования многоканального сейсмического профилирования МОВ для исследования строения дна океанов перед этим методом ставилась задача изучения строения только осадочной толщи. Более глубокие консолидированные слои коры оставались вне сферы исследований [59, 106, 138, 157, 309, 319]. Однако в начале 70-х годов по мере усовершенствования методики и техники МОВ и, главное, широкого использования цифровых методов сбора и обработки сейсмической информации удалось создать единую автоматизированную систему морской геофизики, включая ГСП-МОВ, и на ее основе поставить и решить задачу изучения внутренней структуры глубоких слоев океанской земной коры [27, 168, 176, 188, 197]. Многоканальное сейсмическое профилирование отраженными волнами, направленное на изучение глубоких слоев земной коры, отличающееся применением цифровых методов сбора и обработки информации, асинхронным способом накопления сигналов, многократным перекрытием наблюдений, существенно низкочастотным диапазоном сигналов отраженных волн, получило название глубинного сейсмического профилирования МОВ (ГСП-МОВ) [168]. Данные ГСП-МОВ, полученные нами в 1973–1985 гг. в разнообразных геотектонических зонах Мирового океана, вместе с данными других геолого-геофизических методов позволили осветить строение и инфраструктуру океанской земной коры и установить характер гетерогенности¹ ее консолидированных слоев ниже слоя осадков. Результаты этих исследований освещаются ниже.

¹ Имеется в виду сейсмическая гетерогенность в понимании Б.Я. Гельчинского и Ю.В. Ризниченко [68], т.е. включение неоднородностей разного масштаба.

СТРОЕНИЕ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА
ЗЕМНОЙ КОРЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН

Временные разрезы ГСП—МОВ дна глубоководных котловин Атлантического, Индийского и Тихого океанов характеризуются двумя особенностями: наличием интенсивных дифрагированных волн от точек дифракции, стохастически распределенных по всей плоскости разреза, и отсутствием протяженных отражающих границ (рис. 30).

Обработка на ЭВМ данных, включая процедуру миграции, позволяет убрать дифрагированные волны, однако протяженные отражающие границы так и не удается выделить, в то время как короткие (максимально до 10 км) дискретные отражающие площадки составляют основу окончательного разреза ГСП—МОВ (рис. 31, 32).

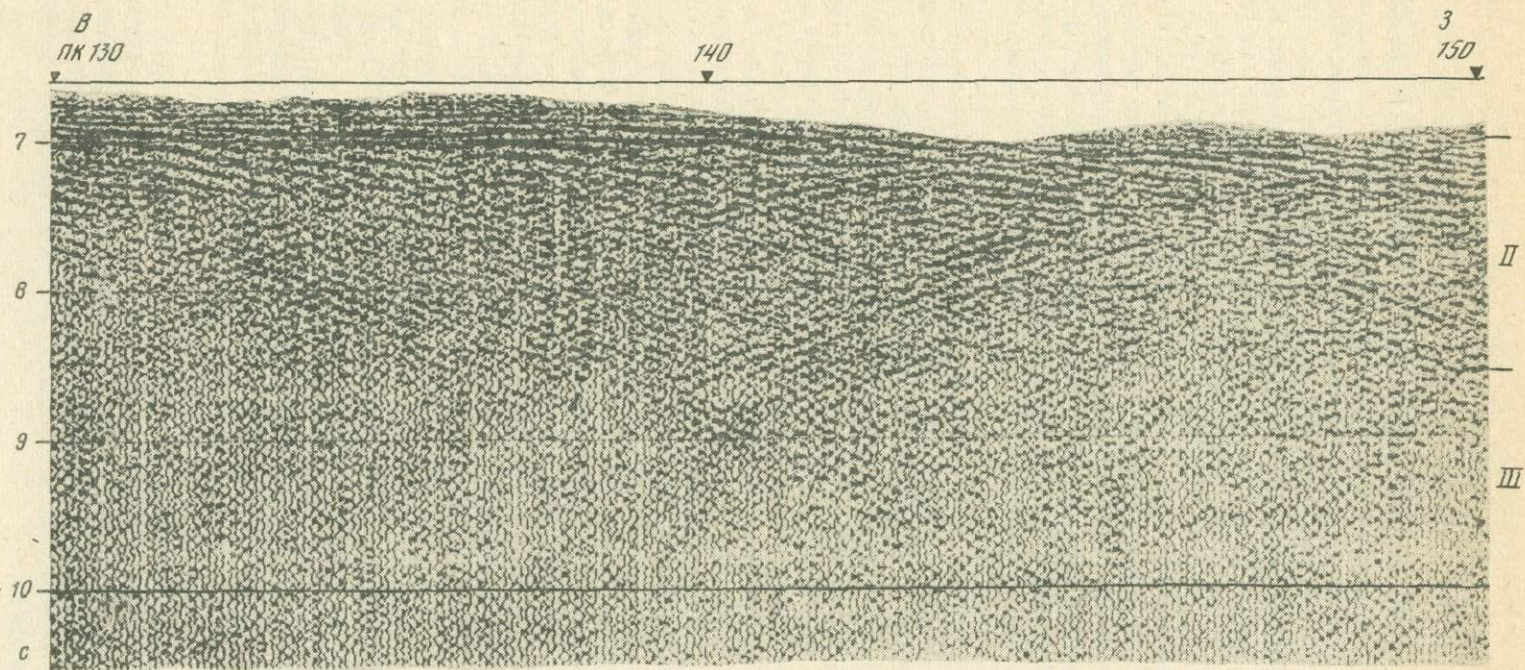
Анализ плотности расположения площадок на плоскости разреза и выполнение процедуры энергетической корреляции [73, 131] позволяют выделить условные границы, которые гипсометрически совпадают (или близки) с границами второго и третьего геофизических слоев, выделяемых по данным ГСЗ. Однако данные ГСП—МОВ позволяют не только наметить энергетические границы, но и раскрывают инфраструктуру выделенных слоев. С этой целью выполняется статистическое моделирование [8, 68, 75, 191, 269] (рис. 33, 34).

Наибольшую вероятность (максимальные оценки коэффициента правдоподобия) при статистическом моделировании разрезов ГСП—МОВ в глубоководных котловинах получили линзово-блоковые, блоковые и блоково-слоистые гетерогенные модели, где размеры блоков при измерении нормально к осям рифтов не превышают 10 км, а мощность включений (слоев, линз) изменяется от 0,3 до 1,5 км [179, 181, 185] (рис. 33, 34). Анализ размеров дискретных отражающих площадок или размеров гетерогенных включений (блоков, линз, акустических неоднородностей), полученных в глубоководных котловинах Атлантического (Гвинейской, Иберийской, Канарской, Бразильской, Ангольской) и Тихого (Северо-Западной, Северо-Восточной, Южной) океанов, показал их значимое различие (рис. 35) [181, 185].

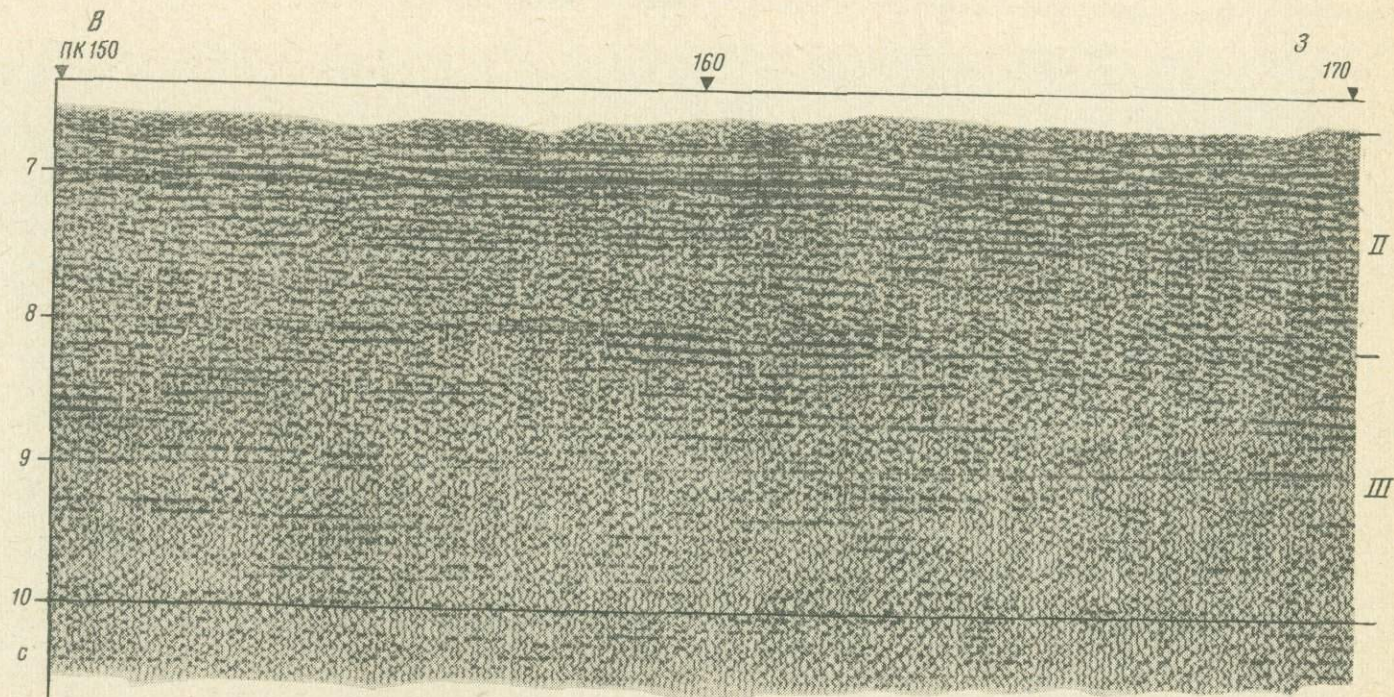
В котловинах Атлантического океана размеры дискретных площадок, соответствующие размерам гетерогенных включений, составляли при измерении нормально к осям рифтов в среднем 3,5—4 км в диапазоне глубин второго и 1,5—2 км третьего геофизических слоев при широкой дисперсии значений этих величин. В котловинах Тихого океана средние размеры отражающих площадок уменьшаются до 2,5—1,5 км на уровне глубин второго слоя и до 1 км на уровне глубин третьего слоя, причем полоса дисперсии этих значений здесь значительно уже по сравнению с наблюдаемой в котловинах Атлантики (см. рис. 35) [181, 185].

Еще одно обстоятельство привлекает внимание. При построении индикатрис направленности размеров дискретных отражающих площадок оказалось, что максимальные размеры площадок параллельны оси рифта, а минимальные — нормальны к нему. Это различие статистически значимо в котловинах как Атлантики, так и Тихого океана. На разрезах, параллельных оси рифтов, наблюдается сложный характер гистограмм размеров отражающих границ с присутствием нескольких экстремумов. Средняя длина отражающих границ здесь достигает 4,5—5,5 км на разрезах в Атлантическом океане, что почти в 2 раза больше наблюдаемых величин на профилях, параллельных оси рифта в Тихом океане (см. рис. 35) [331, 332].

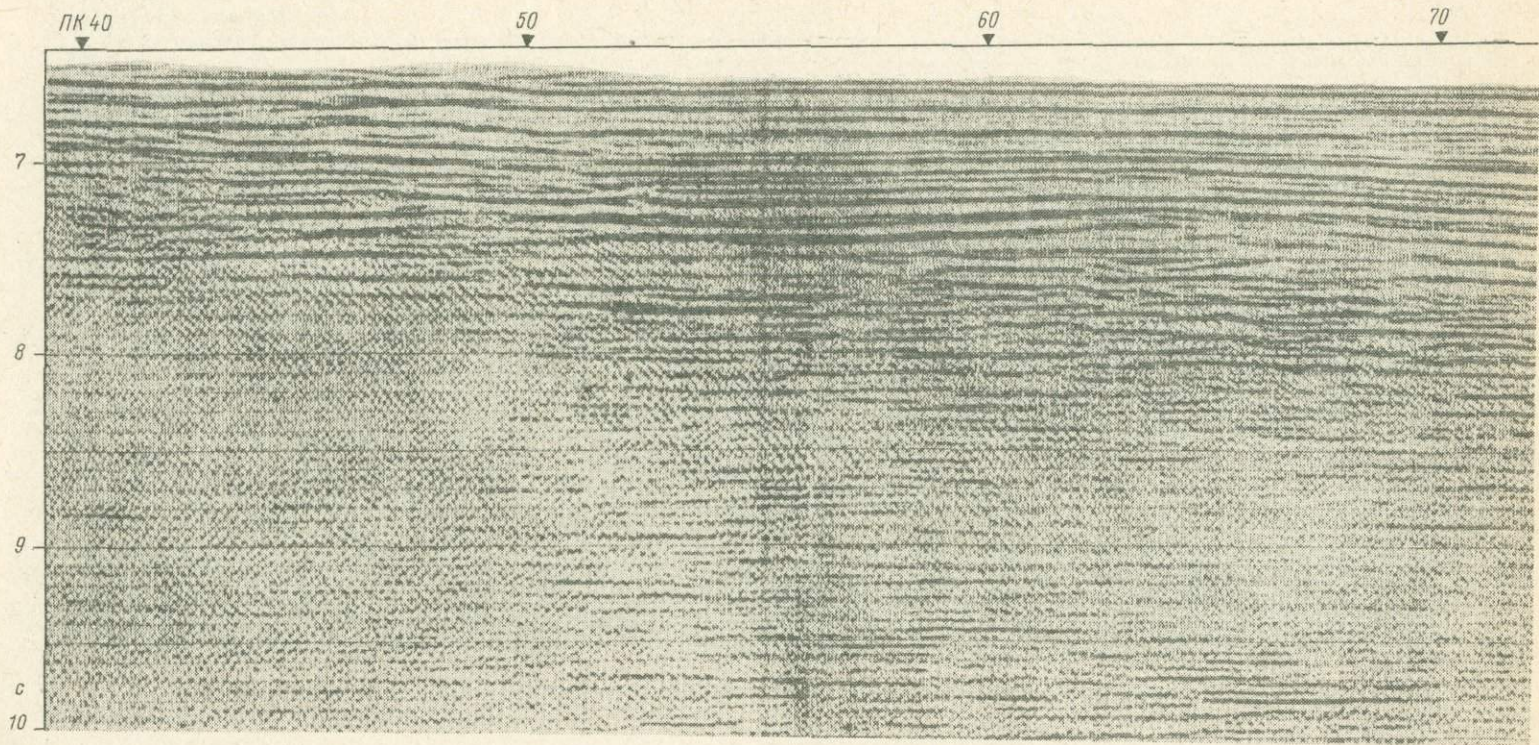
Таким образом, блоки, наблюдаемые в глубоководных котловинах на профилях, нормальных к оси рифтов, могут оказаться не симметричными, а вытянутыми в направлении, параллельном оси рифта, т.е. при детальном площадном наблюдении могут выглядеть как пластины. Наконец, следует отметить резкое уменьшение числа отражающих площадок на временах более 9,5—10 с (7—12 км под дном), соответствующим глубинам ниже границы М.



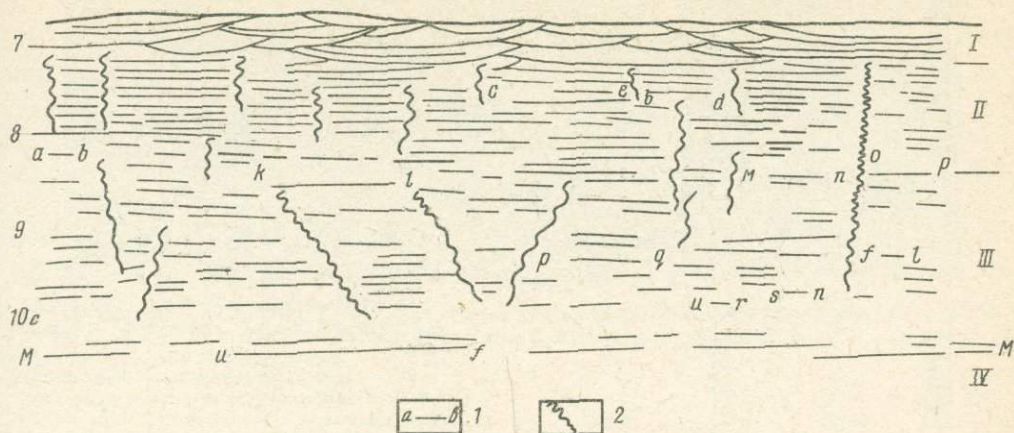
Р и с. 30. Фрагмент типичного сейсмического разреза ГСП-МОВ для котловин океана до процедуры миграции
 II, III – геофизические слои



Р и с. 31. Фрагмент сейсмического разреза после процедуры миграции (по [186]). Четко видна дискретность отражающих границ консолидированной океанской коры
 II, III – геофизические слои

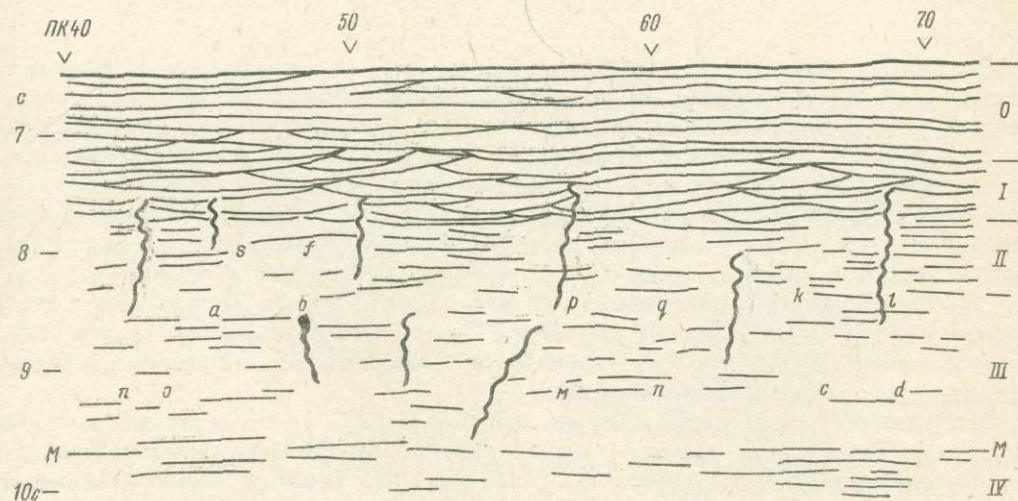


Р и с. 32. Сейсмический разрез по профилю 10/79 ОГТ–МОВ в Сомалийской котловине в северо-западной части Индийского океана (после миграции). Четко видна дискретность отражающих границ консолидированной океанской коры



Р и с. 33. Интерпретация разреза, приведенного на рис. 31

1 — дискретные отражающие границы, принятые для расчета размеров неоднородностей; 2 — зоны нарушений; 0, I — IV — структурные толщи. М — граница Мохоровичича

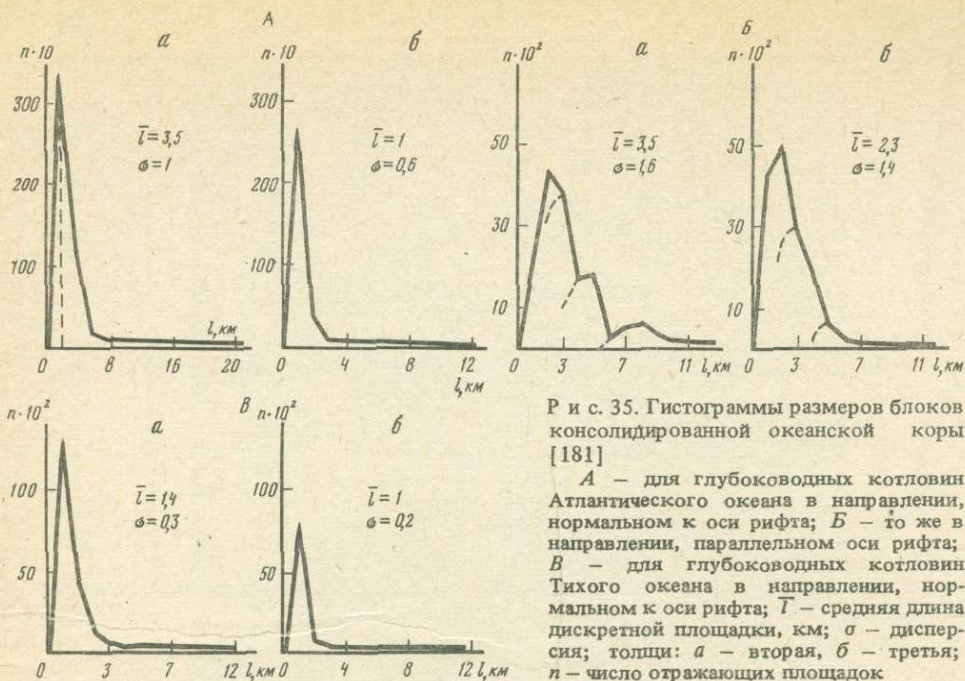


Р и с. 34. Интерпретация разреза, приведенного на рис. 32

Условные обозначения см. на рис. 33

Используя процедуры миграции при обработке и статистическое моделирование при интерпретации данных ГСП-МОВ (см. гл. III), удалось расшифровать записи волн, отраженных от консолидированных слоев океанской коры [179, 185].

Оказалось, что для верхней толщи (I) (0,5–1 с) консолидированной коры (см. рис. 31, 32) наиболее вероятной моделью, получившей максимальные оценки правдоподобия при статистическом моделировании, является линзово-блоковая модель со средней протяженностью линз 3,5–4 км, мощностью до 0,5 км при полной мощности толщи 1,5–2 км (см. рис. 33, 34). Вертикальными нарушениями толщина разбита на блоки шириной до 10 км (рис. 36).



Р и с. 35. Гистограммы размеров блоков консолидированной океанской коры [181]

А — для глубоководных котловин Атлантического океана в направлении, нормальном к оси рифта; Б — то же в направлении, параллельном оси рифта; В — для глубоководных котловин Тихого океана в направлении, нормальном к оси рифта; \bar{L} — средняя длина дискретной площадки, км; σ — дисперсия; толщи: а — вторая, б — третья; n — число отражающих площадок

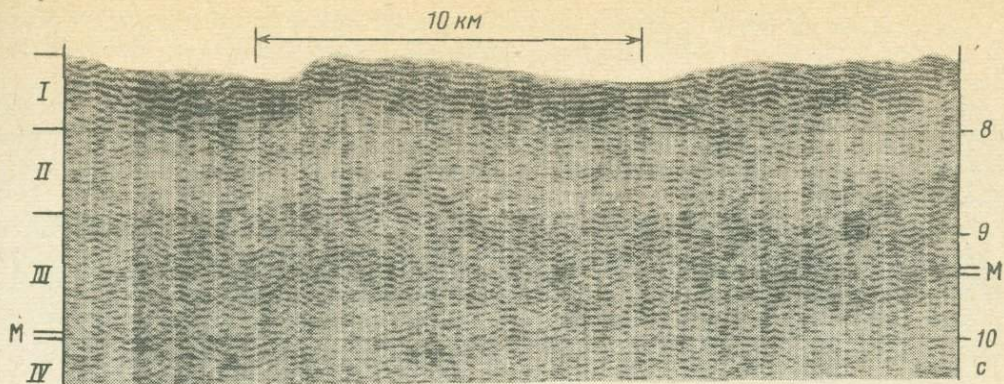
Следующий интервал (1–3 с) сейсмического разреза характеризуется наличием коротких (1–3 км) отражающих площадок и резким спадом интенсивности вступающих на этом интервале отраженных волн. Наиболее вероятной моделью строения этой толщи (4–9 км), получившей максимальные оценки правдоподобия при статистическом моделировании, оказалась блоковая модель, где размеры акустически слабо дифференцированных блоков не превышали 5 км, а относительное смещение блоков изменялось от 0,2 до 1 км и более. Границы блоков обрисовываются зонами вертикальных и крутонаклонных нарушений, а их размеры уменьшаются с глубиной от 3 до 1,5 км. По различию размеров блоков этот интервал сейсмического разреза может быть разделен на две толщи. В верхней (II) толще (1–3 км) средние размеры блоков больше, а в нижней (III) (4–7 км) — меньше 2 км, блоки разделены наклонными, выполаживающимися с глубиной нарушениями.

Четвертая (IV) толща характеризуется появлением на 4–3 с после отражений от дна достаточно интенсивных низкочастотных отражений (5–12 Гц), прослеживающихся на расстояниях до 15 км в интервале 9–10 с (см. рис. 36). Наиболее вероятной моделью строения IV толщи при статистическом моделировании оказалась блоково-слоистая модель, где размеры блоков не превышали 15 км, а внутри блоков фиксируются слои мощностью не менее 0,5 км (см. рис. 36). Четких непрерывных отражающих границ между выделенными толщами консолидированной коры проследить не удалось.

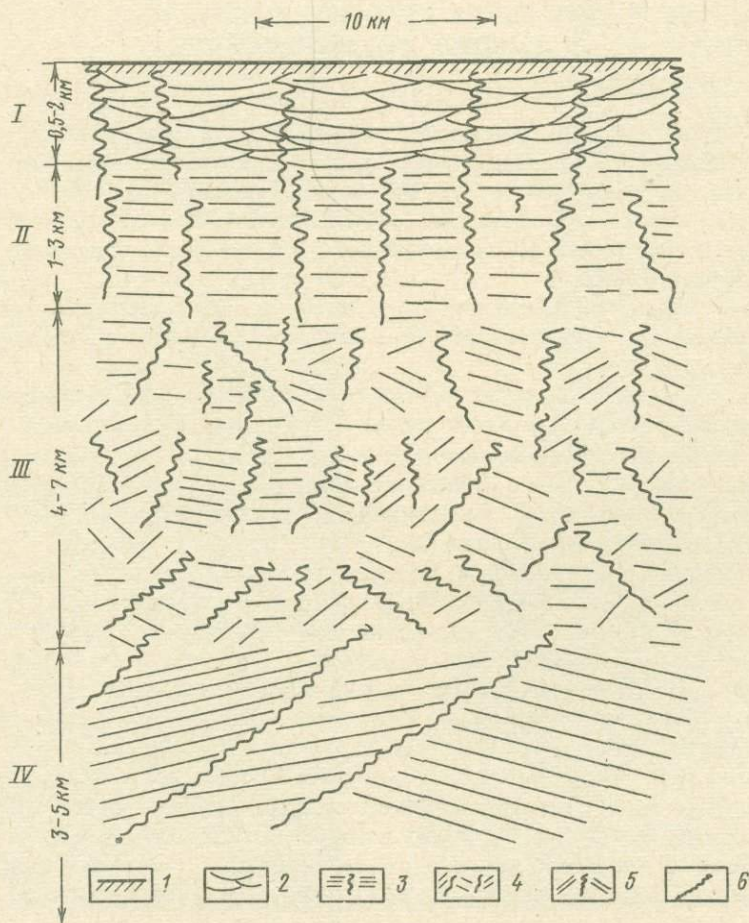
В зонах поднятий в рельефе дна, как правило, увеличивается мощность I и II толщ, в то время как мощность III толщи изменяется мало [159, 168, 171, 186].

Анализ данных ГСП–МОВ и сопоставление их с данными ГСЗ, глубоководного бурения и драгирования [189, 192, 194] позволяет предположить, что верхняя толща отражает структуру распределения акустических неоднородностей на границах лавовых потоков (подушечных лав) и дислоцированных осадков и соответствует верхней части второго геофизического слоя (фундамента).

Вторая толща соответствует структуре вертикальных и субвертикальных неоднородностей (блоков) дайкового комплекса нижней части второго слоя, а ее нижняя часть отражает структуру верхов третьего геофизического слоя.



Р и с. 36. Фрагмент разреза ГСП-МОВ в глубоководной Северо-Восточной котловине Тихого океана
 В интервале 9-10 прослежены отражения от верхних мантийных слоев. I-IV - структурные толщи. М - граница Моховоричича



Р и с. 37. Обобщенная модель структуры земной коры океанских котловин

1 - дно океана; 2 - линзово-блоковая толща; 3 - толща с вертикальными нарушениями (сейсмически "прозрачная" толща); 4 - блоковая толща с субвертикальными и наклонными зонами нарушений; 5 - блоковая толща с наклонными зонами нарушений; 6 - зоны нарушений; I-IV - структурные толщи консолидированной океанской коры

Третья толща отражает структуру средней и нижней частей третьего геофизического слоя, представляющего собой монолит, разбитый субвертикальными нарушениями на мелкие блоки [184, 332].

Наконец, четвертая толща на сейсмических разрезах соответствует кровле верхней мантии, где появляются субгоризонтальные и наклонные тела, связанные, вероятно, с ее расслоенностью, обусловленной субгоризонтальными и наклонными зонами нарушений (рис. 37).

Таким образом, применение методики, техники и алгоритмизации сбора и обработки данных многоканальной сейсмометрии МОВ в 70-х годах показало, что внутренняя структура земной коры глубоководных котловин значительно более сложная, чем это представлялось на основании данных ГСЗ [70, 219, 272]. Аналогичные результаты были получены в 80-х годах американскими исследователями [331, 332].

ГЛАВА V

СТРОЕНИЕ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОДВОДНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ

В 1978–1979 гг. в 21-м и 23-м рейсах НИС "Дмитрий Менделеев" нами было выполнено глубинное сейсмическое профилирование на возвышенностях Шатского и Хесса в Тихом океане, а в 1980–1981 гг. на НИС "Профессор Штокман" на возвышенности Сьерра-Леоне в Атлантическом океане. Исследования ГСП–МОВ позволили впервые осветить внутреннюю структуру основных слоев земной коры подводных возвышенностей [183, 184, 189, 192].

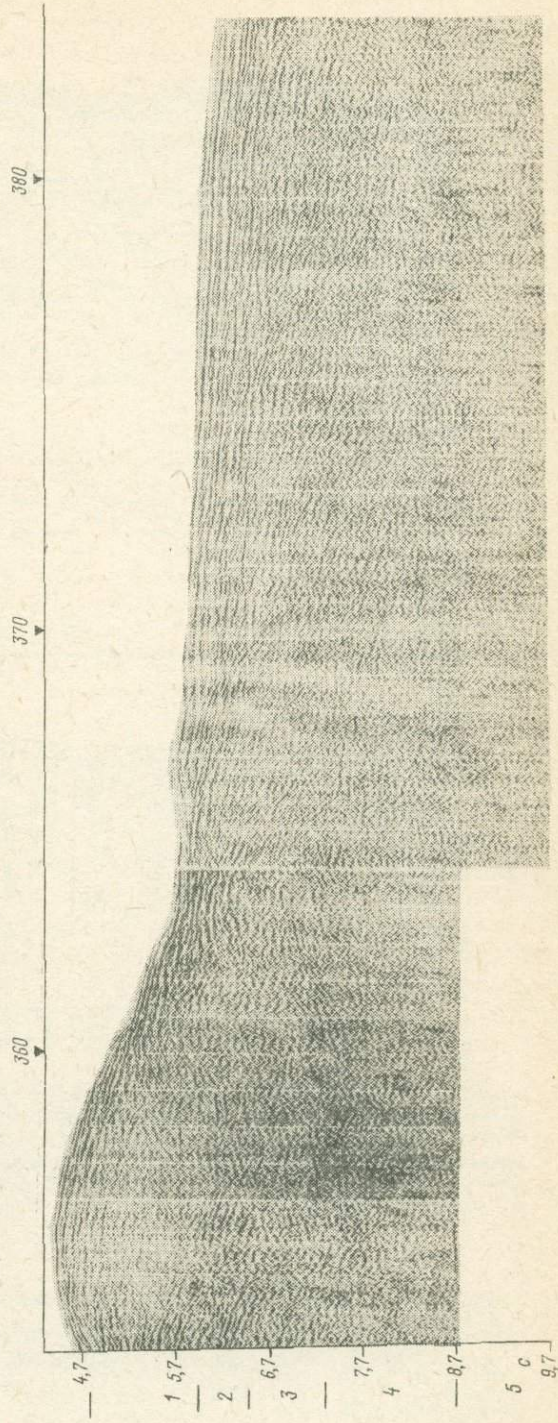
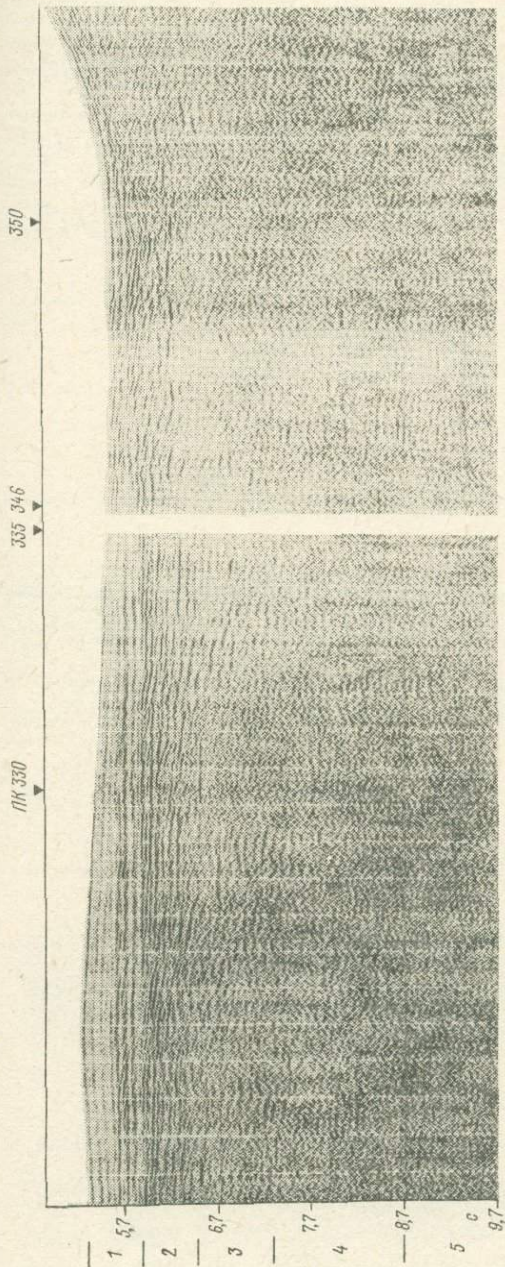
В результате машинной обработки были получены временные разрезы ГСП–МОВ и колонки скоростных определений. При скоростном анализе учитывались данные ГСЗ [70, 85].

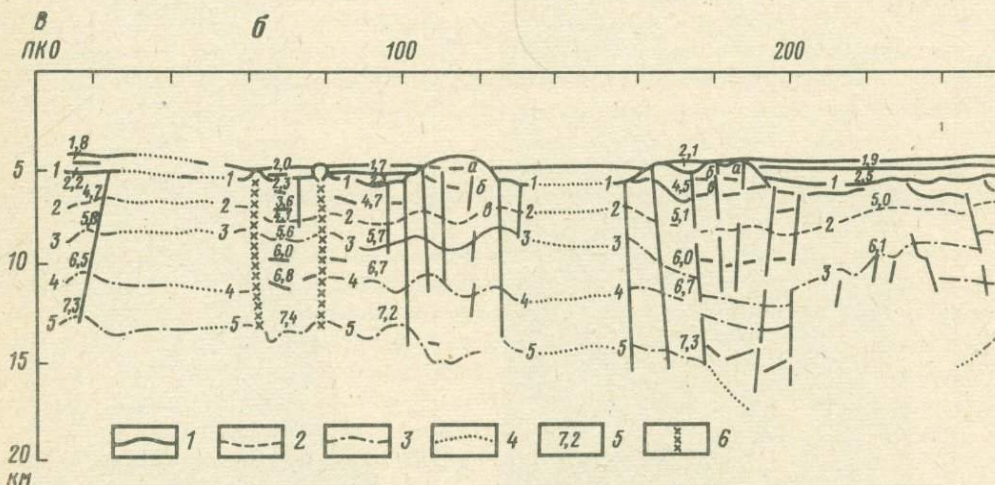
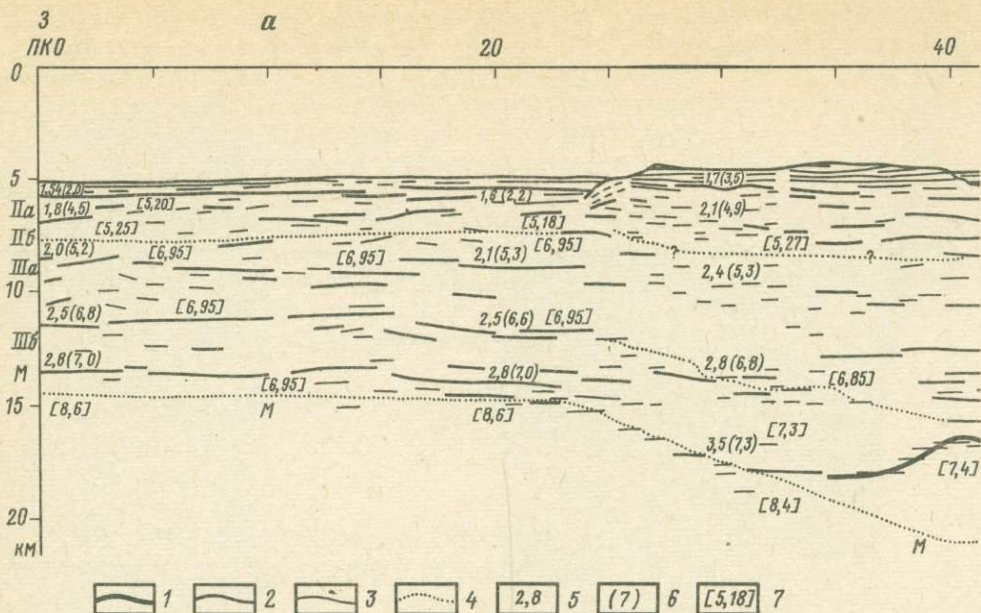
Характерной особенностью волнового сейсмического поля на профилях ГСП–МОГТ на возвышенностях Шатского и Хесса является отсутствие коррелируемых на большом протяжении (более 10 км) отражений ниже осадочного (первого) слоя и наличие интенсивных дифрагированных волн. Обработка первичных данных ГСП–МОГТ на ЭВМ, включающая *D*-преобразования (миграцию), не позволила получить непрерывные отражающие границы протяженностью более 10 км, в то время как субгоризонтальные дискретные отражающие площадки протяженностью 1–5 км остались основными элементами временных разрезов (рис. 38, 39) [183, 184, 189].

Дискретность отражающих границ, выявленную в результате цифровой обработки данных ГСП–МОВ, удалось объяснить на основе использования статистических моделей интерпретации (см. гл. II). Моделирование велось на ЭВМ численным путем методами итераций с применением априорных сведений о строении земной коры, полученных при обработке данных ГСП–МОГТ и ГСЗ. Максимальные оценки правдоподобия получены для блоковых моделей, когда в качестве экспериментального материала приняты блоки, соответствующие участкам, например, профиля 1/78 на возвышенности Шатского в интервале ПК 20–30, 30–40, 40–45 и 50–55, которые можно считать типичными для исследованных зон возвышенностей Сьерра-Леоне, Шатского и Хесса. Сравнивая синтезированный и наблюдаемый разрезы ГСП–МОВ, нетрудно убедиться в хорошем

Р и с. 38. Фрагмент временного разреза по профилю 2/79 на возвышенности Шатского в зоне центрального купола

1–5 — сейсмofации





Р и с. 39. Сейсмические разрезы по профилям ГСП-МОВ на возвышенности Шатского в северо-западной части Тихого океана (по [183, 184])

а - сейсмический разрез по профилю 1/78: отражающие границы, проведенные: 1 - по вступлениям интенсивных отражений, 2 - по вступлениям отражений средней интенсивности; 3 - отражающие площади; 4 - границы по данным ГСЗ; 5 - эффективная скорость по данным ГСП-МОВ; 6 - пластовая скорость по данным ОГТ-МОВ; 7 - пластовая скорость по данным ГСЗ; II, III -

качественном совпадении экспериментального и синтезированного волновых полей, действительной и идеализированной моделей.

В результате статистической интерпретации данных ГСП-МОВ по профилям 1/78, 1/79, 2/79, 5/79, 3/81 удалось построить сейсмогеологические разрезы земной коры возвышенностей Шатского, Хесса и Сьерра-Леоне и дать их подробное описание.

ное для глубоководных котловин Тихого океана (ПК 0–25; см. рис. 39, а). Осадочная толща мощностью 0,5–0,6 км представлена серией горизонтальных, согласно залегающих слоев, которые разделяются опорным горизонтом на верхнюю (0,2–0,3 км) и нижнюю (0,3–0,4 км) пачки. Опорный горизонт в осадочной толще местами разрывается на отдельные площадки (ПК 13–16) зонами нарушений, охватываемыми более глубокие (второй и третий) слои земной коры. Пластовая скорость осадочной толщи 1,8–2 км/с. К подножию эскарпа мощность осадочной толщи увеличивается до 1–2,2 км за счет появления в ее основании пород со скоростью 2,2 км/с (ПК 15–25).

Второй геофизический слой состоит из двух толщ. Верхняя (I) толща (0,7–1,5 км) представляет непрерывное переслаивание линзовидных тел, образующих дискретные отражающие границы протяженностью 1–4 км. Пластовые скорости по данным ГСП–МОВ здесь составляют 4,2–4,5 км/с ($\delta v_{пл} \leq 30\%$)¹. Нижняя (II) толща (2–2,2 км) выделяется условно. Четкой границы между верхней и нижней толщами нет. Протяженность дискретных площадок, обусловленных наличием блоков и линзовидных тел, здесь достигает 4–6 км при пластовой скорости 5,2–5,3 км/с. Общая мощность пород второго слоя увеличивается в этой зоне от 2,5 (ПК 0) до 3 км (ПК 22). Третий геофизический слой четко разделяется на верхнюю (IIIа) и нижнюю (IIIб) толщи мощностью 2,6–3 и 2,1–3,1 км соответственно. Блоковое строение здесь лучше всего отражает наблюдаемую волновую картину. Судя по величине дискретных отражающих границ, протяженность блоков достигает 5 км при средних значениях 3–3,5 км. Пластовые скорости верхней толщи третьего слоя 6,8 км/с, нижней – 7–7,1 км/с. Общая мощность земной коры на данном участке профиля шавно увеличивается от 8,2 (ПК 0) до 10,2 км (ПК 24). Сопоставление данных ГСП–МОВ с данными, полученными в глубоководных котловинах (Северо-Западной, Северо-Восточной и Южной) Тихого океана, показывает как общее увеличение мощности коры, так и изменение ее внутренней структуры – увеличение длины дискретных границ во втором, так и в третьем слоях от 2 до 4,5 км и от 1 до 3,5 км соответственно (см. гл. V).

В зоне северо-западного эскарпа (ПК 25–42, см. рис. 39, а) наблюдается резкое увеличение мощности второго и третьего слоев до 6 и 8,1 км соответственно. Мощность осадочного слоя здесь либо меньше разрешающей способности ГСП–МОВ, либо он вообще отсутствует. Появляются новые толщи с пластовыми скоростями 3,5; 4,9 и 5,3 км/с во втором, а также 6,8 и 7,3 км/с в третьем слоях. Второй и третий слои имеют блоковую структуру. Протяженность блоков здесь не превышает 5 км. Зоны вертикальных и субвертикальных нарушений, разделяющих блоки, охватывают толщу земной коры, вскрытая мощность которой по данным ГСП составляет здесь 13,5–14 км (ПК 29–31). Вскрыть строение нижней части третьего геофизического слоя и границы М на глубинах свыше 14 км под дном ГСП–МОГТ не удалось.

На участках профиля, пересекающих собственно возвышенность Шатского (ПК 40–80), земная кора имеет сложное строение. Первый слой (до 1,2 км) четко разделяется на две, а иногда на три согласно залегающие толщи с пластовыми скоростями 1,8–2,4 км/с. Появляется новый переходный слой между первым и вторым слоями с пластовой скоростью 3,5–4,5 км/с, мощностью от 0,7 (ПК 41) до 2 км (ПК 75–80), представленный переслаиванием субгоризонтальных линзовидных тел протяженностью 5–15 км, мощностью до 0,8 км. Эта толща нивелирует более расчлененную границу верхов второго слоя с пластовой скоростью 4,9–5,2 км/с. Второй слой здесь разделен на несколько толщ, пластовая скорость которых 4,9–5,9 км/с. Мощность второго слоя изменяется от 2,9 до 5,8 км, уменьшаясь в зонах опущенных блоков (прогибов) (ПК 45, 70) и увеличиваясь в зонах поднятий (ПК 56, 65). Судя по характеру волнового поля и длине дискретных отражений, внутри блоков (ПК 40–48, 48–57, 57–62, 62–68, 68–75, 75–80) возможно переслаивание линзовидных тел протяженностью до 8 км. Вскрытая ГСП–МОВ мощность третьего слоя 6–7 км. Повсеместно третий слой, имеющий блоковое строение, разделен на две или три толщи мощностью 1,5–3 км с пласто-

¹ Среднепластовые (интервальные) скорости здесь определены с $15\% < \delta v_{пл} < 30\%$ (см. гл. IV).

выми скоростями 7 и 7,4 км/с и с уменьшением длины дискретных площадок от 5 до 2 км. Общая мощность твердой земной коры, освещенная ГСП–МОГТ на данном участке, составляет 11,5–13 км. Сопоставление данных ГСП–МОГТ и ГСЗ показывает, что здесь, в условиях сложнблоковой структуры земной коры, данные ГСЗ отражают генеральные закономерности, в то время как данные ГСП–МОГТ дифференцируют разрез, подчеркивая отдельные структурные формы. Однако ГСП–МОГТ не удается достичь границу М на глубине больше 12 км под дном (см. рис. 39, а).

Профиль 2/79 протяженностью 525 км пересекает с запада на восток северную часть возвышенности Шатского, отрабатан в координатах $37^{\circ}27,2' - 37^{\circ}39,8'$ с.ш. и $159^{\circ}13,7' - 165^{\circ}00,2'$ в.д. Волновая картина на профиле сложная. Интенсивная интерференция отраженных и дифрагированных волн затрудняет прослеживание отражающих границ, особенно в зонах с расчлененным рельефом дна. На временном сейсмическом разрезе ГСП–МОВ в интервале 0–5с после вступления отражения от дна выделяется шесть сейсмофаций (серий)¹ (см. рис. 38).

Первая сейсмофация в интервале 0,0–0,8с представлена протяженными субгоризонтальными согласно залегающими отраженными границами, соответствующими осадочной толще, скоростные параметры которой изменяются от 1,6 до 2,8 км/с. Мощность этой толщи увеличивается до 1,1 км в зонах глубоких прогибов фундамента (ПК 205, 325, 490) и уменьшается до 100 м (разрешающая способность ГСП–МОВ) в зонах поднятий и на крутых склонах (ПК 62, 78, 166, 186, 273, 357, 390, 525) (см. рис. 39, б).

Вторая сейсмофация представлена серией субгоризонтальных отражающих границ протяженностью не более 5 км, прослеживаемых в широком интервале 0,5–3,2 с. Местами субгоризонтальное залегание отражающих границ нарушается дислокациями, обуславливающими появление разрывов корреляции, изгибы и наклоны границ. Зоны нарушений, как правило, приурочены к поднятиям или уступам в рельефе дна, которым во второй фации соответствует появление гетерогенных линзовидных тел, оконтуриваемых границами с обратным рельефу падением (“шапки проседания”). В случае глубоких нарушений и крупных поднятий (ПК 62, 78, 166, 186, 270, 357, 390, 460, 525) происходит резкое увеличение мощности второй сейсмофации (до 3,5с) за счет раздутья и появления новых дополнительных толщ (а, б, в). Скоростные параметры второй сейсмофации резко изменяются от 3,2 до 5,5 км/с, так же как и ее мощность, от 3 до 5 км (ПК 62, 78, 113, 166, 186, 270, 357, 390, 460, 525). Средняя мощность второй сейсмофации 2–2,5 км, в своде поднятий она увеличивается до 4–6 км. Подошва второй сейсмофации приведена условно (граница 2). По характеру структурных форм и значениям пластовых скоростей вторую сейсмофацию можно отнести к вулканогенно-осадочной верхней части второго слоя.

Третья сейсмофация в интервале 1,4–4 с представлена серией коротких (до 3–5 км) отражающих площадок с несогласным относительно горизонта 2 и разнонаклонным залеганием. Интерференция дифрагированных и отраженных волн здесь проявляется особенно ярко, что обуславливает местами сложность проведения условных горизонтов. По динамическим характеристикам эта серия отражений однообразна и монотонна, лишь в зонах нарушений появляются динамически выраженные дифрагированные и отраженные волны. Судя по характеру сейсмической записи, данной сейсмофации с наибольшей вероятностью соответствует блоковая модель. Скоростные характеристики среды здесь изменяются в достаточно узких пределах 5–6 км/с, что соответствует нижним толщам второго слоя. Мощность третьей сейсмофации 2–3 км. Подошва третьей сейсмофации (горизонт 3) проведена весьма условно по наиболее динамически выраженным отражающим площадкам, а местами (ПК 315–457) выделить эту границу не удалось.

¹ Сейсмофация (серия) – совокупность отраженных волн, обладающая характерными особенностями динамических и кинематических свойств [226, 245].

Четвертая сейсмофазия выделена в интервале 2,5–4,5 с. По своим характеристикам мало отличается от третьей, однако протяженность отражающих площадок здесь уменьшается до 2–3 км. Скоростные характеристики здесь стабильны, изменяясь в интервале 6,6–7 км/с. Подошва четвертой фазии (горизонт 4) проведена условно по достаточно интенсивным площадкам, сформированным широкой (до 0,5 с) полосой вступлений отраженных волн повышенной энергии. Мощность четвертой сейсмофазии изменяется в пределах 2,3–3,8 км, местами уменьшаясь до 1,8–1,2 км в зонах прогиба фундамента (ПК 94, 172, 260). По совокупности характеристик четвертую сейсмофазию можно отнести к верхней толще третьего слоя.

Пятая сейсмофазия прослеживается в интервале 3–5 с. Она характеризуется общей пониженной интенсивностью отраженных волн, образующих хаотическую серию площадок. Каждая площадка имеет протяженность меньше 2 км. Здесь удается выделить лишь отдельные отражающие площадки с направленной ориентировкой так, что можно провести границу подошвы этой толщи (горизонт 5), которая местами выходит за интервал регистрации (более 5 с) (ПК 176–264, 350–367, 387–463). Нужно отметить, что горизонт 5 проведен с минимальной надежностью, местами по общему изменению фона (интенсивности и протяженности площадок) записи. Скоростные характеристики толщи (там, где их удалось определить) лежат в пределах 7,2–7,5 км/с с большой дисперсией. Можно предполагать, что пятая сейсмофазия относится к середине третьего слоя (дополнительная толща, выделенная Den and all 1969 г., границей ГСЗ с $V_T = 7-7,4$ км/с). Ее мощность изменяется от 1,8 до 3,8 км, увеличиваясь в зонах поднятий (ПК 78, 113, 166, 357, 460, 525).

Шестая сейсмофазия мощностью 0,6–0,8 с, залегающая ниже горизонта 5 (там, где он прослежен уверенно), характеризуется повышением интенсивности сейсмической записи и хаотичностью вступлений отраженных волн, образующих разрозненные площадки протяженностью 1,5–2 км. Подошву шестой сейсмофазии проследить не удастся. Вероятно, эта сейсмофазия характеризует нижние толщи третьего слоя.

Таким образом, общая вскрытая ГСП–МОГТ мощность твердой коры на профиле 2/79 изменяется от 9,3 до 15,2 км, увеличиваясь в зонах поднятий и уменьшаясь в зонах прогибов фундамента.

Резюмируя данные по профилям 1/78 и 2/79, можно полагать, что аномальная мощность земной коры возвышенности Шатского обусловлена раздутием второго и третьего слоев, в которых появляются новые толщи. Особенно резко мощность коры увеличивается в зонах поднятий, которые представляют собой, вероятно, остатки древних вулканов, просевших в результате обрушения кальдер. Здесь очень четко выделяются зоны проседания во втором слое, который имеет в таких зонах максимальные мощности. Избыточная мощность второго слоя в зонах вулканов приводит к прогибанию верхней толщи третьего слоя и, вероятно, всей коры в целом, так что ее основание погружается в глубь мантии (ПК 25–42 профиля 1/78 и ПК 62, 78, 113, 166, 186, 270, 357, 460, 525 профиля 2/79).

Судя по рельефу дна (перепад глубин от 3,2 до 5,5 км), облеканию фундамента осадочной толщей, строению (структурным формам) основных слоев земной коры, можно предполагать, что возвышенность Шатского представляет собой вулканический массив, состоящий из отдельных вулканических сооружений (группы вулканов), размеры которых изменяются в поперечнике от 4 (ПК 60–64) до 19 км (ПК 103–122 профиля 2/79). Вулканические сооружения находятся в разной фазе проседания. Так, наиболее выраженные формы имеют вулканические поднятия (ПК 350–365, 264–275, 519–525 профиля 2/79). Их можно считать более молодыми или более мощными с медленным процессом изостатической компенсации. Менее выраженные постройки (ПК 75–80, 103–122, 387–395, 457–463 профиля 2/79) имеют меньшие размеры в поперечнике (5–7 км). Наконец, третья группа поднятий слабо выражена в рельефе дна (ПК 60–64, 103–122, 163–169, 176–190 профиля 2/79; ПК 25–42 профиля 1/78), но хорошо оконтуривается по структурным формам второго и третьего слоев. Размеры

этой группы 4–19 км. Вулканические поднятия разделены зонами (блоками) с относительно спокойным залеганием слоев, протяженность которых изменяется от 11 (ПК 64–75) до 50 км (ПК 205–255 профиля 2/79). В этих блоках мощность коры хотя и остается аномально высокой (более 9–10 км), но в целом на возвышенности Шатского она минимальна.

Интересны феномены резкого поднятия отражающих границ 4 и 5 (ПК 300–315 профиля 2/79, ПК 50–65 профиля 1/78), которые можно трактовать как интрузии. В рельефе дна эти поднятия глубинных границ либо не проявляются вообще, либо выражены слабым прогибанием, связанным с изостатическим проседанием после их остывания.

ВОЗВЫШЕННОСТЬ ХЕССА

Профиль 5/79 пересекает с севера на юг южную часть возвышенности Хесса. Координаты профиля $35^{\circ} 29,0' - 32^{\circ} 22,1'$ с.ш. и $179^{\circ} 21,0' - 179^{\circ} 46,7'$ в.д. Протяженность его 300 км.

На временном разрезе ГСП–МОВ, полученном после цифровой обработки, длительность сейсмической записи регулярных волн составляет 4–5с после вступления отражений от дна (рис. 40, см. вкл.). Наблюдаемая волновая картина характеризуется большой сложностью и слабой разрешенностью записи на 2–3 с от дна и ниже ввиду интенсивной интерференции глубинных отраженных и дифрагированных волн от объектов, находящихся на разных гипсометрических уровнях под дном и непосредственно на поверхности дна океана, что весьма затрудняет интерпретацию. Глубина океана вдоль линии профиля изменяется от 5,2 до 1,4 км. По характеру сейсмического волнового поля и геометрии отражающих границ весь разрез может быть разделен на четыре зоны (см. рис. 40). В северной части разреза на участке ПК 0–95 выделяются четыре сейсмофазии отражений (см. рис. 40).

Первая сейсмофаза выделяется в интервале 0–1,2с в виде протяженных (15–20 км) отражающих границ, соответствующих горизонтально залегающим осадкам с пластовой скоростью 1,8–2,5 км/с. Мощность этой толщи 0,4–1 км, она увеличивается в местах прогибов акустического фундамента (второй слой) и выклинивается в зонах его поднятий (ПК 7–10).

Вторая сейсмофаза, наблюдаемая в интервале 1–2 с, представлена группой отражающих границ протяженностью до 15 км, прослеживание которых местами затрудняется вступлением интенсивных дифрагированных волн. Эти границы субгоризонтальны, разделены зонами локальных нарушений записи. Подошва этой толщи (2–2,3 с) выделяется условным горизонтом 2, проведенным по достаточно интенсивным отражающим границам протяженностью 5–10 км. Скорость отраженных волн в этой толще 3,5–4,5 км/с, мощность 0,7–1,9 км. Наблюдаются резкие изгибы (срывы) отражающих границ (поверхностей) как кровли, так и подошвы этой толщи, индексируемые дифрагированными волнами, сопоставляемой с верхней толщей второго слоя.

Третья сейсмофаза, выделенная в интервале 2,2–3,5 с, характеризуется вступлением группы отраженных волн, коррелируемых на протяжении 3–5 км и разделенных интенсивными дифрагированными волнами. Залегание границ субгоризонтальное, со слабым региональным подъемом к югу. Подошва толщи прослеживается по условному горизонту 3. Скорость отраженных волн здесь изменяется от 5 до 6 км/с (при большой дисперсии единичных определений). Мощность этой толщи составляет 1,4–2,5 км, значительно изменяясь на сравнительно коротких интервалах (ПК 50–75). Толща сопоставляется с нижней толщей второго слоя.

Четвертая сейсмофаза прослеживается в интервале 3,5–4,5 с. В верхней части она характеризуется слабой разрешенностью записи, вступлением группы отраженных волн, образующих площадки протяженностью до 3 км, и вступлением дифрагированных волн с большими скоростями (пологие ветви). Подошва этой толщи выделяется услов-

ным горизонтом 4, проведенным по группе отражающих площадок протяженностью до 3 км. Мощность этой толщи плавно увеличивается от 4,5 (ПК 5) до 5 км (ПК 85). Толща сопоставляется с третьим слоем.

Нижняя группа низкочастотных отражений на временах 4–5 с образует на разрезе отдельные отражающие площадки протяженностью не более 5 км. По наиболее интенсивным отраженным волнам и протяженным площадкам удалось построить условную границу 5, которая отличается резким изменением гипсометрического уровня с перепадами глубин до 5 км на интервале 10–15 км. Судя по характеру записи отраженных волн и их динамическим особенностям, данную границу можно отождествлять с границей М. Скорости отраженных волн этой толщи изменяются от 6 до 8 км/с при средних значениях 7,5–7,6 км/с. Наблюдается быстрое погружение границы М в южном направлении с 12 (ПК 0) до 15 км (ПК 70). А в интервале ПК 8, 17, 53 отмечается разрыв корреляции границ 3, 4, 5 (зоны нарушений), связанный, вероятно, со сбросами и интрузиями глубинных пород. Интересно, что в верхних сейсмофазах (1, 2) в таких зонах отмечаются обратные (встречные) наклоны отражающих границ, оконтуривающие гетерогенные тела в верхних слоях.

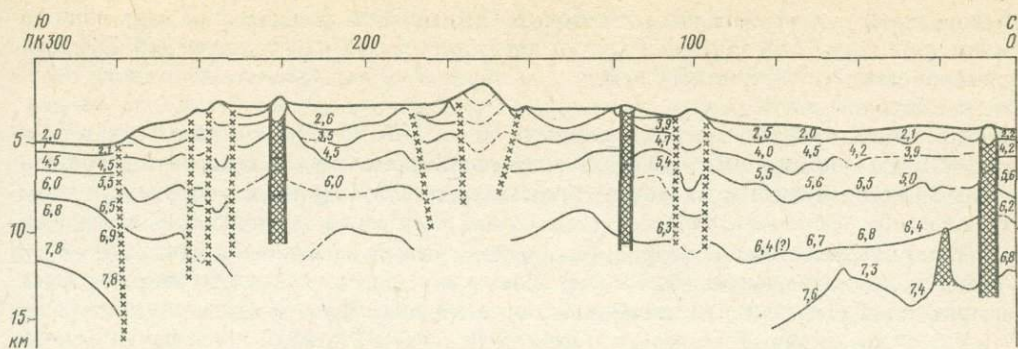
В центральной части профиля (ПК 95–250) в общих чертах волновая картина остается без изменений, хотя и значительно усложняется. Однако здесь появляются обширные зоны гетерогенности в центральной части профиля (ПК 150–175) и по периферии (ПК 95–105, 120, 225, 240, 250), где поднятия в рельефе дна сопровождаются изменением характера волновой картины так, что не удается выделить четко вторую и лежащие ниже серии отраженных волн и начиная с 2 с после дна вступают отдельные отраженные волны, образующие короткие площадки протяженностью 1–3 км. Здесь при тщательной интерпретации удается выделить серии ступенчатых сбросов, сопровождающихся обратным падением отражающих границ и интенсивными дифрагированными волнами.

Внутри этих зон (ПК 240–250, 225, 150–170, 100, 125) выделяются границы, которые приводят к резким прогибам при построении разреза. Такие границы оконтуривают гетерогенные включения и их отдельные элементы, в основном тела типа даек. Мощность слоев увеличивается соответственно: первого – до 1,5 км, верхней толщи второго слоя – до 2 км, нижней толщи – до 3,5 км, нижней толщи третьего слоя – до 3 км и верхней толщи – более 4 км. Границу М на глубине 12 км и ниже проследить не удается (рис. 41, см. вкл., 42).

В южной части профиля (ПК 250–300) волновая картина весьма характерна для зоны резкого перехода (эскарпа–многоступенчатого сброса) к глубоководной Северо-Западной котловине Тихого океана. В зоне эскарпа (ПК 250–275) на фоне интенсивных дифрагированных волн выделяются четыре группы отраженных волн на временах 0,0–1, 0,8–1,5, 1,5–2,8 и 2,5–4 с, которые соответственно могут быть отнесены ко 2, 3, 4 и 5-й сериям отраженных волн, описанным для северной части профиля. Однако здесь отсутствует первая группа волн, характерная для осадочной толщи, а группы 2,3 подходят непосредственно к поверхности дна океана (ПК 250–275). Мощность осадочной толщи здесь меньше разрешающей способности ГСП–МОВ¹. Мощность слоя Па здесь составляет 1–1,5 км, Пб – 1 км, Пга – 2 км, Пгб – 2,5–3 км, увеличиваясь к северу в 1,5 раза на интервале 25 км (см. рис. 41, 42).

В зоне глубоководной Северо-Западной котловины (ПК 275–300) четко выделяются 1, 3, 4 и 5-я сейсмофазы отраженных волн. Мощность слоев, соответствующих этим сериям отраженных волн, составляет: первого слоя – 0,6–0,8 км, второго – 1–1,2 км, нижней толщи третьего слоя – 2–2,5 км и верхней толщи – 3,5–4 км, увеличиваясь к северу по мере приближения к подножию возвышенности Хесса (южному эскарпу). Граница М, выраженная четким вступлением низкочастотных отраженных волн, погружается к северу с 12 (ПК 300) до 15 км (ПК 275) и далее не прослеживается под мощ-

¹ Специальной обработкой на ЭВМ установлено наличие здесь осадков мощностью не более 100 м.



Р и с. 42. Сейсмический разрез по профилю 5/79 на возвышенности Хесса (по [192])
Условные обозначения см. на рис. 39, б

ной толщей пород второго и третьего слоев, вскрытая мощность которой в зоне эскарпа составляет 7,5 км. Таким образом, сейсмический разрез ГСП—МОВ отличается сложностью, особенно в зонах нарушений и в зонах интенсивной интерференции отраженных и дифрагированных волн. Однако в главных чертах особенности строения земной коры возвышенности Хесса (геометрия слоев и их скоростные характеристики) выяснять удастся, что позволило построить схематизированный сейсмический разрез (см. рис. 42). Обоснованность этого разреза по данным ГСП—МОВ наглядно подтверждается результатом полной обработки сейсмических данных на ЭВМ, включая процедуру миграции, на участке профиля ПК 275—300, где четко прослеживается погружение границы М под толщи второго и третьего слоев возвышенности Хесса (см. рис. 42).

Итак, на возвышенностях Шатского и Хесса профили ГСП—МОВ пересекают три морфоструктурных элемента: часть глубоководной котловины, куполовидные поднятия и склоны в пределах возвышенностей. Каждому из них свойственны свои глубины и характерные морфологические черты строения поверхности. Соответственно изменяются и волновые характеристики сейсмического поля, отражающие индивидуальные особенности глубинного строения (см. рис. 38, 40, 41).

Первая структурная зона включает северный пологий склон возвышенности Хесса, западный и восточные склоны возвышенности Шатского с относительно слабо расчлененным рельефом и глубинами океана 4,5—5 км. Здесь земная кора имеет мощность до 10—12 км под дном и характеризуется дальнейшим ее увеличением к центру возвышенностей и некоторой раздробленностью (см. рис. 39, б, ПК 0—95 профиля 5/79; рис. 42, ПК 0—100, 400—450 профиля 2/79). От описываемой ниже центральной структурной зоны склоны отделены зоной дислокаций (см. рис. 39, б, ПК 95—105 профиля 2/79; рис. 42, ПК 100—120 профиля 5/79).

Первый осадочный слой в пределах склона имеет почти сплошное распространение и мощности 0,4—1,1 км. Максимальные мощности приходятся на подножие центральной зоны возвышенности, приурочены к прогибам кровли второго слоя и выклиниваются в местах выступов акустического основания (ПК 60, 78, 105 профиля 2/79, ПК 7—10 профиля 5/79).

Второй слой имеет общую мощность около 3 км при двухъярусном строении и характеризуется относительной выдержанностью мощностей. Здесь видны в общем пологие конформные деформации слоев, их подъем в сторону поднятия. Интенсивные дифракции указывают на наличие разрывных дислокаций внутри слоя.

Третий слой также имеет двухчленное строение и несколько промежуточных отражающих поверхностей. Мощность верхней части резко уменьшается в северном направлении от 5 до 2 км. Нижняя часть сильно расчленена, вероятно, за счет мантийных интрузий, которым в более высоких горизонтах отвечают серии приинтрузивных дисло-

каций в толще второго и третьего слоев. В нижней части третьего слоя мощности изменяются от 1 до 4 км. Граница М резко погружается (к югу по профилю 5/79 и к западу по профилю 2/79) в сторону поднятия, образуя крутые флексуры в нижних слоях разреза океанской коры.

Центральные структурные зоны поднятий Хесса (ПК 95–250 профиля 5/79) и Шатского (ПК 160–400 профиля 2/79) характеризуются симметрией строения относительно центрального купола и, очевидно, представляют собой крупные вулканоплутонические поднятия, характеризующиеся утолщением всех слоев земной коры. Осадочный слой имеет существенно увеличенные мощности, которые распределены неравномерно и максимальных значений (до 2 км) достигают в местах значительного проседания кровли второго слоя и существенного сглаживания структур фундамента. Бурение глубоководных скважин вблизи профиля 5/79 (ПК 465, 466) показывает наличие здесь значительного количества карбонатной составляющей в строении разреза, наличие перерывов и присутствие перемытого карбонатного и вулканотерригенного материала [281]. Это свидетельствует о значительно более мелководной обстановке осадконакопления в начале кайнозоя и проявления сложных дифференцированных тектонических движений в процессе формирования этой структуры. [281].

Второй слой характеризуется сложным строением, судя по отражающим свойствам, здесь выделяется новый слой (IIa), который имеет ограниченное развитие и появляется в районе центральных куполов возвышенностей Хесса (ПК 160–170 профиля 5/79) и Шатского (ПК 270, 360 профиля 2/79), а также на склонах описываемой структурной зоны (ПК 95–105, 118–123, 222–227, 240–253 профиля 5/79 и ПК 170, 180 профиля 2/79) при мощности до 1,5 км. Судя по дискретности отражающих границ и значительной акустической жесткости его кровли в местах выхода на поверхность дна (ПК 100, 120, 163, 225, 243, 250 профиля 5/79 и ПК 170, 180, 270, 357 профиля 2/79), он может быть представлен коралловыми постройками или вулканогенным материалом, слагающим вершины периферических вулканических поднятий и центральные купола возвышенностей Шатского и Хесса. Они, очевидно, возникли вдоль крупных глубинных зон проницаемости океанской коры, образовавшихся в результате последовательного, телескопированного проседания центрального купола. Слой IIa резко изменяется по мощности (1,4–2,5 км) и имеет линзовидную структуру. Он выходит на поверхность (или подходит близко к поверхности) в центре и на периферии описываемой структурной зоны. Судя по данным глубоководного бурения (скв. 465), кровля этого слоя представлена сильнопористыми измененными субщелочными и щелочными базальтами, которые несут следы субазальной красноцветной закалки. Данные драгирования, проведенного в 23-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в районе южного эскарпа (ПК 265–275 каньона Хесса) в пределах возвышенности Хесса, показывают наличие мощного разреза таких базальтов и их пирокластики, которые, очевидно, и характеризуют состав верхней части второго слоя [201]. Нижняя часть последнего характеризуется меньшей расслоенностью и имеет блоковое строение. Судя по акустическим жесткостям и пластовым скоростям, здесь большую роль в строении разреза могут играть плотные эффузивные и интрузивные породы. Залегание пород второго слоя конформное, что, очевидно, свидетельствует о едином плане дислокаций.

Третий слой также имеет двухъярусное строение в этой зоне и характеризуется мощностями 5–10 км. Судя по отсутствию конформности слоев, линзовидности и наличию промежуточных отражающих горизонтов, верхняя часть третьего слоя может быть сложена метаморфизованными и дислоцированными вулканогенными образованиями. Нижняя часть слоя монолитна и разбита дискретными блоками. Граница М в этой зоне не обнаружена. Она находится на глубине больше 15 км от поверхности моря. Вскрытая мощность земной коры здесь 12–15 км.

Разреза глубоководной котловины (ПК 275–300 профиля 5/79, ПК 1–25 профиля 1/78, ПК 400–500 профиля 2/79) имеет особые черты строения, характерные для океанской коры, с разделением на обычные основные слои. Осадочный (первый) слой характеризуется уменьшением мощности от 1 до 0,5 км с удалением от возвышенности.

Судя по акустическим параметрам и характеру прослеживания границ, он представлен пелагическими осадками.

Второй слой имеет четкую слоистость и разделен зонами нарушений на блоки протяженностью до 10 км. Мощность слоя 1,5 км с незначительными наклонами в сторону возвышенности.

Верхняя толща второго слоя представляет собой более гомогенную толщу, мощность которой увеличивается при приближении к структуре возвышенности от 1,5 до 3 км, размеры блоков 3–5 км.

Третий слой имеет мощность 4–5 км и характеризуется относительной сейсмической однородностью, блоковым строением со средними размерами блоков до 3 км.

Граница М резко и довольно отчетливо погружается в сторону возвышенности от 12 до 15 км, образуя пологую флексуру. Общая мощность твердой коры 7–9 км.

Сочленение глубоководной котловины и структур южной части возвышенности Хесса и западной части возвышенности Шатского резкое и проходит по серии разломов, образующих отчетливые ступенчатые эскарпы. В их пределах на поверхности дна обнажаются породы нижних слоев Па и Пб (ПК 265–275 профиля 5/79, ПК 25–30 профиля 1/79). Судя по резким изменениям мощности слоев в зоне сочленения структур впадины и возвышенности и по наличию обратных падений в пределах последней, здесь, возможно, имеют место взбросы и надвиги пород возвышенности в сторону впадины.

По данным ГСП–МОВ от обычного разреза земной коры океанских котловин земная кора возвышенностей Хесса и Шатского отличается прежде всего увеличенной по меньшей мере в 2 раза мощностью. Увеличение мощности происходит за счет как второго, так и третьего слоев и появления в них дополнительных горизонтов. Погружение поверхности М под поднятия Хесса и Шатского с флексуобразным изгибом может быть логическим следствием изостатического опускания за счет нагрузки массива поднятия, как бы "насаженного" на океанскую кору. Лучше всего интерпретировать поднятия Хесса и Шатского как вулканические массивы. Вулканическая природа подтверждается данными глубоководного бурения и драгирования, обнаружившими субщелочные базальты. Обращает на себя внимание симметрия в строении центрального участка возвышенностей Шатского и Хесса: центральный купол окаймлен по краям двумя депрессиями и затем зонами нарушений с видимыми элементами проседания, что, возможно, отражает наличие кольцевых структур обрушения вулканических построек. На возвышенности Шатского по профилю 2/79 обнаружено несколько таких структур (см. рис. 39, б).

Зоны нарушений, судя по акустическим характеристикам и геометрии отражающих границ, представляют собой разломы ограничения кальдеры да и всей постройки, вдоль которых происходило смещение всех слоев земной коры и также проникновение магмы. Часть из этих разломов, вероятно, была активна длительное время. Куполовидные структуры, возвышающиеся над зонами нарушений и практически лишенные осадочного чехла, могут трактоваться двояко: либо как более молодые вулканические формы, либо как древние коралловые постройки. В любом случае под ними происходит синклинальное погружение слоев коры, которое можно интерпретировать как прогибание под нагрузкой.

Таким образом, анализ данных ГСП–МОВ и их сопоставление с данными ГСЗ, бурения, драгирования, а также с геоморфологическими характеристиками подтверждает идентичность строения возвышенностей Шатского и Хесса по всем параметрам, что явно свидетельствует о единстве их генетической природы. На основе этих данных можно считать, что возвышенности Шатского и Хесса представляют вулканоплутонические поднятия глыбового строения, имеющие структуру океанской коры, резко отличную от структуры коры глубоководных котловин Тихого океана.

Детальный анализ результатов ГСП–МОВ показывает, что в условиях сложнблоковой структуры океанской коры при применении определенных математических моделей и тщательной, последовательной обработке материалов МОВ можно получить

дифференцированный разрез, подчеркивающий отдельные структурные формы, даже в таких сложных геологических структурах, как возвышенности Шатского и Хесса.

Используя возможности ГСП—МОВ, удалось показать, что аномальная (до 15 км и более) мощность земной коры возвышенностей Шатского и Хесса вызвана утолщениями всех ее слоев. Наибольшее увеличение мощностей происходит за счет раздутья второго и третьего слоев в результате появления новых толщ с промежуточными скоростями 3,5–4,5 и 7,1–7,6 км/с соответственно.

Непрерывное прослеживание глубинных границ позволило показать шовную природу сочленения глубоководных впадин и возвышенностей Шатского и Хесса в Тихом океане с образованием компенсационных прогибов в зоне их сочленения. Выявлены также структурные несогласия и наличие приразломных и приинтрузивных дислокаций, а также симметрия в тектоническом строении возвышенностей относительно центральных вулканогенных куполов.

ВОЗВЫШЕННОСТЬ СЬЕРРА-ЛЕОНЕ

Профиль ГСП—МОВ был отработан НИС "Профессор Штокман" в 1982 г. в координатах: $7^{\circ}45' - 6^{\circ}48'$ с.ш. и $29^{\circ}40' - 20^{\circ}83'$ з.д. Протяженность профиля 225 км, он захватывает юго-восточную часть котловины Зеленого мыса (ПК 0–25), пересекает северо-западный эскарп возвышенности (ПК 25–50), ее центральную часть (ПК 50–160) и подходит к ее юго-восточной окраине (ПК 160–225), граничащей с котловиной Сьерра-Леоне. В соответствии с тектоническим строением пересекаемых геоморфологических зон профиль может быть разделен на три участка (рис. 43).

В глубоководной котловине Зеленого мыса (ПК 0–25) глубина океана вдоль линии профиля изменяется от 4320 до 4300 м, плавно уменьшаясь в направлении подошвы эскарпа возвышенности. Осадочный чехол здесь имеет три согласно залегающие толщи, разделенные опорными горизонтами, обусловленными появлением в разрезе жестких и тонких пластов. Общая мощность осадков здесь достигает 1,2 км; верхняя толща имеет мощность 0,5 км, вторая толща — 0,4–0,3 км и третья толща — 0,3 км (см. рис. 43, а). Внутри первой толщи выделяются отдельные мелкие неоднородности, проявляемые на разрезе в виде коротких отражающих площадок протяженностью до 1 км.

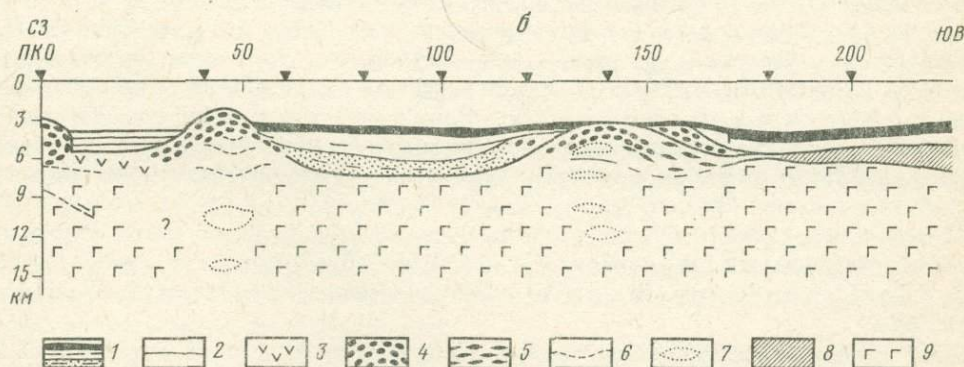
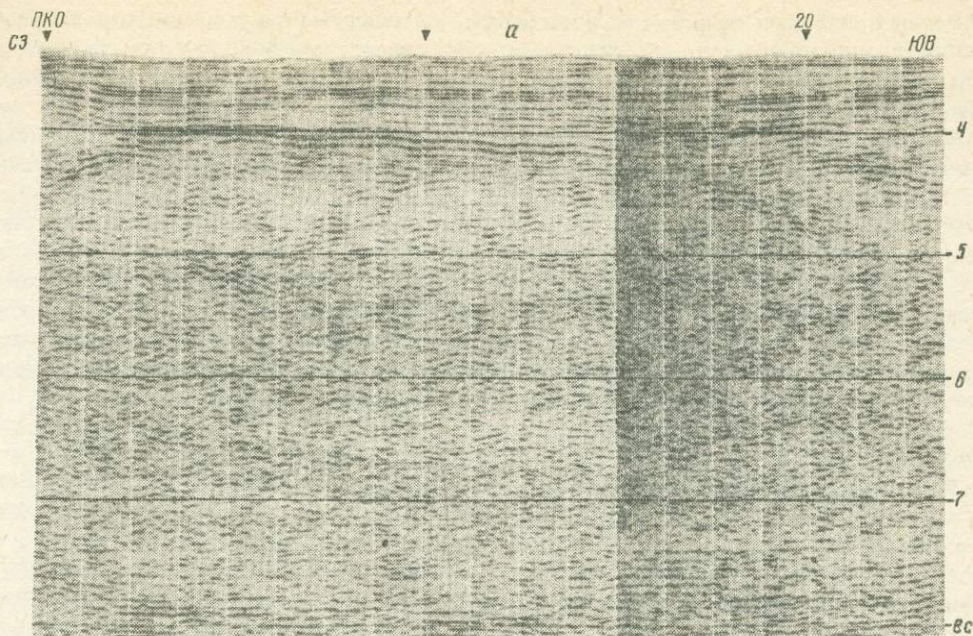
Вторая толща значительно более неоднородна, здесь выделяются отдельные согласно залегающие тела, протяженность которых составляет 1–2 км, мощность 0,1–0,2 км. Возможно, это прослойки из акустически жестких пород (кремнистые сланцы?).

Третья осадочная толща самая неоднородная, количество включений здесь увеличивается, а их размеры достигают 3–4 км. Подошва толщи четко обрисовывается серией тонких пластов, на разрезе представленных дискретными границами общей длиной до 10–15 км, непосредственно залегающими на акустическом фундаменте (см. рис. 43, а).

При работе в низкочастотном диапазоне (< 20 Гц) в акустическом фундаменте удается выделить две структурные толщи (см. рис. 43, б).

Первая структурная толща кристаллической коры (фундамента) представлена низкочастотными вступлениями отраженных волн, коррелирующимися в интервале 1,5–2 км и образующими на разрезе отдельные площадки, имеющие преимущественный наклон на юго-восток, в сторону возвышенности. Между площадками наблюдаются участки пониженной интенсивности записи, которые можно трактовать как результат вертикальной расслоенности среды или монолитных включений. Эта толща прослеживается в интервале 6,7–8 с. На участках поднятий фундамента верхняя граница этой толщи поднимается до 6,2–6,5 с (ПК 0–25). Условно можно выделить несколько блоков, смещенных один относительно другого по вертикали на 0,5–0,6 с. Межблочное пространство заполнено дислоцированными осадками. По глубине эта толща занимает интервал 6–9 км, а ее мощность составляет 2,5–3 км.

В интервале 8–11 с и ниже наблюдаются вступления отдельных отражений малой интенсивности, образующих на сейсмическом разрезе отдельные дискретные площад-



Р и с. 43. Фрагмент временного разреза (а) и сейсмогеологический разрез (б) профиля 3/82 ГСП-МОВ на возвышенности Сьерра-Леоне

1 — осадочная толща с включениями кремнистых сланцев; 2 — опорные горизонты в осадочной толще; 3 — II структурная толща; 4 — верхняя часть I структурной вулканогенно-осадочной толщи; 5 — нижняя часть I структурной вулканогенно-осадочной толщи; 6 — границы проседания внутри II толщи; 7 — участки сейсмической прозрачности; 8 — зона предполагаемых интенсивных деформаций II толщи; 9 — III структурная толща

ки длиной 1–1,5 км. Волновая картина этой толщи отражает внутреннюю структуру третьего геофизического слоя, представляющего собой, скорее всего, монолит с включениями дискретных неоднородностей размерами 1–1,5 км [202].

Нижнюю границу этой толщи проследить не удалось. Можно предполагать, что она находится ниже интервала вступления кратных отражений (11,4 с), что обусловлено повышенной мощностью этой толщи по сравнению с другими котловинами Атлантики, где ее нижняя граница прослеживается в интервале 9,5–10 с.

На участках ПК 25–50 профиль 3/82 пересекает северо-западный эскарп возвышенности Сьерра-Леоне и подводную гору, вершина которой располагается на глубине

2300 м, возвышаясь на 2 км над котловиной. К сожалению, этот участок профиля отработан с разрывами и цельного представления о строении эскарпа подводной горы не дает. Однако отдельные фрагменты разреза ГСП—МОВ могут дать некоторое представление о строении земной коры в указанной зоне.

Прежде всего отметим, что осадочная толща здесь отсутствует. Осадки котловины и собственно возвышенности Сьерра-Леоне примыкают к подножию эскарпа и горы (см. рис. 43).

На участке ПК 37—44 верхняя часть разреза не зафиксирована. Здесь удается осветить его строение только начиная с глубин больше 4,3 км, т.е. 0,5—1,6 км под дном.

В интервале 5,6—6,5 с на разрезе выделяются интенсивные отражения, коррелирующиеся на расстоянии до 2 км и обрисовывающие линзовидные тела. По характеру волнового поля эта толща может быть отнесена к верхней части консолидированной коры, к так называемой линзово-блоковой толще, относимой к верхам второго слоя, обычно представленного переслаиванием подушечных лав и осадков.

По сравнению с котловиной здесь мощность этой толщи достигает 3 км, т.е. увеличивается более чем в 2 раза. Подошва толщи фиксируется на глубине 5,4—5,5 км, т.е. на 3 км под вершиной горы. Ниже залегает сейсмически прозрачная толща, занимая в разрезе интервал 5,4—7 км. Под ней выделяется толща, характеризующая вступлением отдельных отражений, коррелируемых на расстоянии до 1—2 км, т.е. третья структурная толща кристаллической коры, относимая к третьему геофизическому слою [202]. Ее мощность достигает 7 км (ПК 37). Подошва этой толщи (граница М) может быть здесь условно проведена на глубине 14—15 км по увеличению интенсивности отраженных волн на временном интервале 9,5—10 с.

На участке ПК 42—50 удастся проследить строение земной коры в зоне вершины горы (ПК 46). Осадков здесь нет. На разрезе отчетливо видно, что у вершины залегает линзообразное сейсмически прозрачное тело, подошва которого оконтуривается отражающими площадками, имеющими обратное падение по сравнению с рельефом дна. Мощность этого тела в осевой части 0,6 км. Ниже залегают толщи, характеризующиеся появлением коротких отражающих площадок, причем они группируются в три толщи, имеющие согласное залегание, а границы, разделяющие эти толщи, наклонены обратно к рельефу дна (см. рис. 43).

Таким образом, пересеченная гора представляет собой постройку, состоящую из нескольких линзовидных тел мощностью 1—2 км при общей мощности всей постройки 5 км. Можно предполагать, что здесь мы имеем вулканическую постройку с кальдерой проседания.

Общую мощность земной коры в районе эскарпа точно определить не удалось. Однако можно предполагать, что она не менее 14 км, так как до этой глубины не удалось проследить отражений, характерных для границы М.

На участке профиля 3/82, пересекающем собственно возвышенность Сьерра-Леоне (ПК 50—220), строение осадочной толщи и кристаллической коры достаточно однообразное. В разрезе осадочного чехла удается четко выделить только две согласно залегающие толщи. Первая толща (0,5—0,7 км) отделяется от второй (0,4—0,5 км) пачкой тонких слоев, образующих резкую акустическую границу. Вероятно, эта пачка представляет собой пропластки кремнистых сланцев (или известняковые пропластки), которые через каждые 5—10 км образуют разрывы в корреляции соответствующих им отражающих границ. Возможно, что эти разрывы связаны не с тектоническими, а с фашиальными изменениями(?). В местах подъема рельефа фундамента (ПК 110—148) мощность нижней осадочной толщи уменьшается вплоть до полного выклинивания (срезания), а мощность верхней толщи уменьшается до 0,2—0,3 км (ПК 120—132). Однако опорный горизонт между толщами всегда сохраняется, хотя и дробится поднятиями фундамента. Принципиальных отличий в структуре осадочных толщ возвышенности и котловины не обнаружено. Еще раз необходимо подчеркнуть, что каждая из осадочных толщ включает множество согласно залегающих пропластков и пластов, местами деформированных.

Консолидированная кора возвышенности имеет сложную структуру. Непосредственно под осадочной толщей в интервале 5,3–6,8 с (5,5–7 км) выделяется серия отражающих субгоризонтальных дискретных границ протяженностью 2–3 км. Судя по характеру волнового поля, эта толща может быть представлена переслаиванием линзовидных тел и пачек слоев, характерных для вулканогенно-осадочной толщи верхов второго геофизического слоя. Интенсивные дифрагированные волны обрисовывают границы линз и блоков. На участках погружения фундамента (ПК 60–116) эта толща имеет мощности 1,6–2 км (1,2 с). На центральном участке, где в рельефе фундамента наблюдается поднятие (ПК 116–165), эта толща также поднимается на более высокий гипсометрический уровень (3,7–6,7 км), а ее мощность увеличивается до 3 км (1,8 с). Нижняя толща земной коры, освещаема ГСП–МОВ, на разрезе представлена серией отражающих площадок, хаотически распределенных на плоскости разреза. По сравнению с вышележащей толщей интенсивность отражений на временном интервале 6,8–9,5 с увеличивается. Волновая картина этой толщи хорошо совпадает с наблюдаемой для модели монолита, разбитого серией хаотических нарушений. Выделить какие-либо границы внутри этой "слепой" толщи либо проследить ее подошву не удастся из-за вступления интенсивных многократных волн в водном слое (на временах больше 9,5 с).

Можно полагать, что мощность этой монолитной толщи, относимой нами к третьему геофизическому слою, составляет не менее 7–8 км, т.е. не меньше временной отметки вступления многократных волн (9,5 с). К сожалению, в области свода поднятия (ПК 130–160) кратные волны вступают раньше, начиная с 8,8 с, что не позволяет судить о соотношении мощностей коры в своде поднятия и на его флангах (в котловине).

На основе изложенного можно сделать следующие выводы: 1) возвышенность Сьерра-Леоне, скорее всего, представляет собой молодое тектоно-вулканическое поднятие, испытывающее подъем до настоящего времени, о чем свидетельствуют: а) поведение осадков, включая подъем самых молодых и срезание более древних в своде поднятия, б) появление на возвышенности и утолщение вулканогенно-осадочной толщи на поднятых участках рельефа дна и фундамента, в) наличие типично вулканической постройки (горы ПК 36–50) с кальдерой проседания; 2) центральная часть возвышенности (ПК 120–160) может быть образована за счет подъема и утолщения кристаллических пород второго и третьего слоев в процессе их тектонического сжатия, о чем свидетельствуют структурные формы сжатия в осадочной и кристаллической толщах коры, а также за счет вулканической деятельности — подъема глубинных слоев и их утолщения в зонах проницаемости дна и фундамента.

ГЛАВА VI

СТРОЕНИЕ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДИННЫХ ХРЕБТОВ И РИФТОВЫХ ЗОН

Строение срединных хребтов и рифтовых зон исследовалось нами многоканальным сейсмопрофилированием МОВ в 1-м рейсе НИС "Каменка" (северное продолжение Срединно-Атлантического хребта по 78° с.ш., 1962 г.), во 2-м рейсе НИС "Академик Курчатов" (Индо-Аравийский хребет, 1967 г.), в 7-м рейсе НИС "Академик Вернадский" (экваториальная часть Срединно-Атлантического хребта, 1973 г.), в 24-м рейсе НИС "Академик Курчатов" (Галапагосская рифтовая зона, 1977 г.), в 3-м рейсе НИС "Профессор Штокман" (Красноморская рифтовая зона, 1980 г.), в 7-м рейсе НИС "Профессор Штокман" (Срединно-Атлантический хребет по 20 и 30° ю.ш., 1982 г.). Результаты этих работ изложены ниже [16, 52, 76, 99, 110, 140, 152, 159, 171, 175, 190, 343].

Впервые пересечение Срединно-Атлантического хребта многоканальным МОВ было выполнено по 78° с.ш. советскими исследователями в 1962 г. в период работ советской экспедиции на архипелаге Шпицберген. Профиль 6/62 протяженностью 284 км пересек в широтном направлении по 78° с.ш. шельф, континентальный склон о-ва Западный Шпицберген и Срединно-Атлантический хребет (хребет Книповича) западнее Шпицбергена. Методика сейсмического непрерывного профилирования на основе использования плавающей многоканальной пьезосейсмографной косы и контактного способа подрыва зарядов с плавающей взрывной магистралью с борта одного исследовательского судна (без шлюпки-взрывтракта) сделала возможным выполнение МОВ в океане [57–59, 133, 138, 141, 245]. Уже на первом профиле МОВ удалось установить, что мощность осадочного чехла колеблется от 0 (на своде хребта) до 2,5 км (в глубоководной Шпицбергенской мульде), а на участках абиссальной равнины — от 900 до 1150 м. МОВ выявлены здесь две различные толщи. В верхней толще мощностью 350–500 м прослеживаются протяженные, горизонтально залегающие слои, которые соответствуют рыхлым и слабоуплотненным осадкам, а в нижней протяженные границы отсутствуют, а отдельные дискретные площадки протяженностью не более 4 км свидетельствуют об иной структуре и ином литологическом составе пород. В нижней толще фиксируются разнонаклонные отражающие площадки, которые характерны для дислоцированных (вулканогенных) пород. Большинство площадок в этой толще имеет наклон, совпадающий с наклоном рельефа дна. Четко вырисовываются субвертикальные зоны разломов, разделяющие нижнюю толщу на блоки, протяженностью 4–6 км.

При движении вдоль профиля в западном направлении в интервале ПК 90–125 на своде хребта на поверхность дна выходят дислоцированные (вулканогенные) породы нижней толщи. Таким образом, уже в 1962 г. на первом отечественном профиле МОВ, секущем Срединно-Атлантический хребет, было установлено отсутствие осадочной толщи на своде хребта, дискретность отражающих границ в нижней вулканогенной толще и ее блоковая структура, обусловленная субвертикальными нарушениями (разломами) [142].

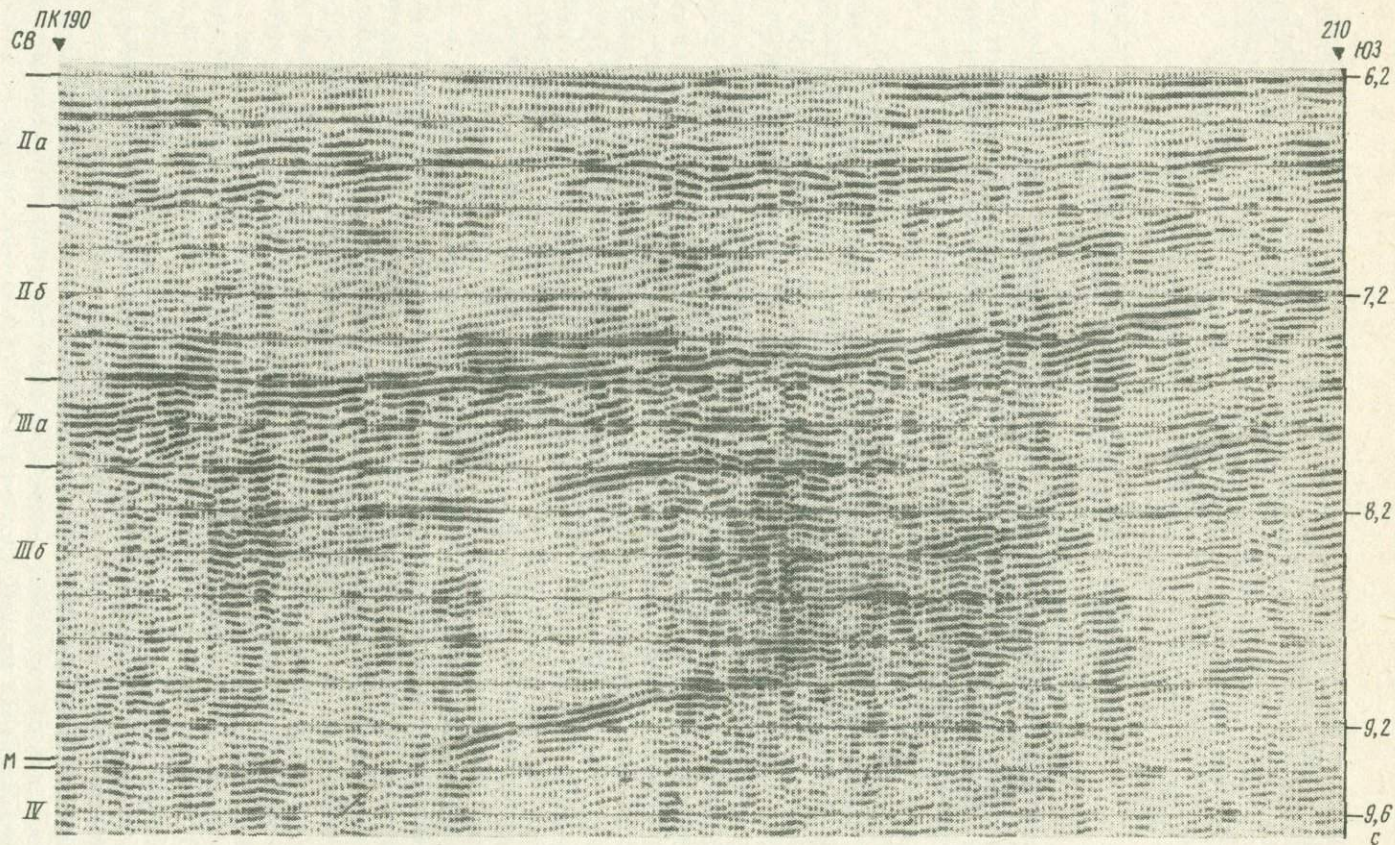
Тот факт, что наклон площадок в пределах подводного хребта совпадает с наклоном рельефа морского дна, а также отсутствие осадков на своде хребта свидетельствуют о сравнительно молодом возрасте горообразования и о залегании непосредственно под дном вулканогенных образований, лавовых потоков, излившихся уже после возникновения горных сооружений [142].

Эти первые важные данные о строении срединного хребта в Северной Атлантике были подтверждены и расширены исследованиями МОВ в Индийском океане в 1967 г. при работах на профиле 1/67 Сейшельские острова–архипелаг Чагос протяженностью 1500 км, пересекавшем в широтном направлении Индо-Аравийский хребет [52, 59, 140].

Несмотря на достигнутые в 60-х годах успехи в области изучения МОВ строения срединных хребтов, глубинное строение и внутренняя структура их земной коры оставались закрытыми. Только с 1973 г. на основе использования автоматизированной системы морской геофизики и ГСП–МОВ удалось осветить глубинное строение рифтовых зон и срединных хребтов [36, 158, 159, 171, 175, 178, 215].

Первый профиль 2/73 ГСП–МОВ отработан в 1973 г. советскими океанологами в центральной части экваториальной зоны Атлантического океана. Он пересекает с северо-востока на юго-запад гребень Срединно-Атлантического хребта. Протяженность профиля 362 км (рис. 44, 45). По характеру строения весь профиль может быть разделен на три участка: северо-восточная предгребневая зона в интервале ПК 0–85, центральная зона гребня хребта ПК 90–330, юго-западная предгребневая зона ПК 330–362 (см. рис. 45).

В северо-восточной предгребневой зоне рельеф дна изрезанный. Глубина океана на сравнительно коротких интервалах изменяется от 5200 до 4100 м. Зоны поднятий и прогибов чередуются и имеют плавные взаимопереходы. Вершины поднятий сглажены, а прогибы достаточно пологие и заполнены осадками, залегающими горизонтально, без



Р и с. 44. Фрагмент временного разреза рифтовой долины по профилю 2/73 ГСП-МОВ в Атлантическом океане, 78° с.ш. (по [175])
 IIa и IIб – соответственно верхняя и нижняя толщи второго слоя; IIIa и IIIб – соответственно верхняя и нижняя толщи третьего слоя;
 IV – мантийная толща. М – граница Мохоровичича

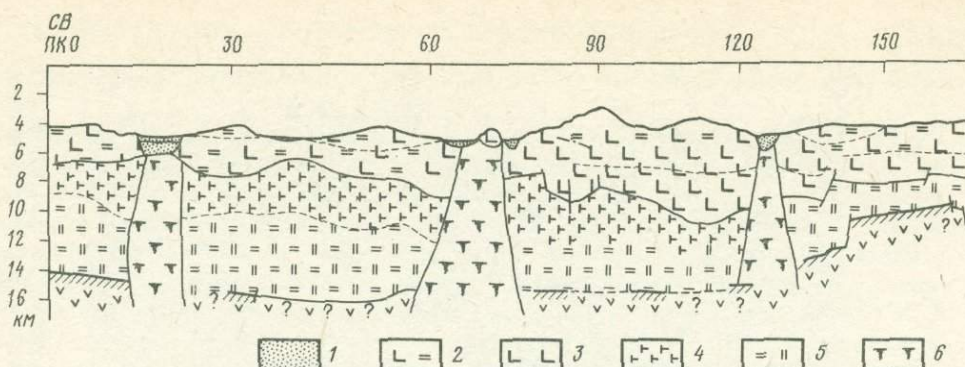


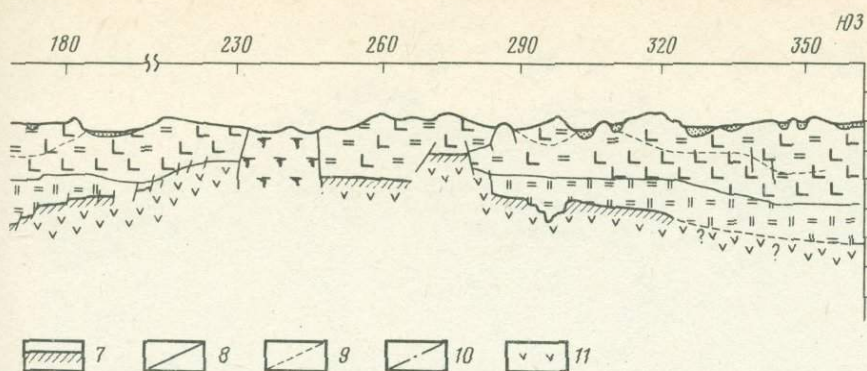
Рис. 45. Сейсмогеологический разрез по профилю 2/73

1 — осадочная толща; толщи второго слоя: 2 — верхняя, 3 — нижняя; толщи третьего слоя: 4 — верхняя, 5 — нижняя; 6 — зоны нарушений, сопровождающиеся подъемом глубинных масс; 7 — подошва коры (граница М); условные границы, проведенные: 8 — по интенсивным отраженным волнам, 9 — по отдельным вступлениям отраженных волн, 10 — по изменению общего волнового поля; 11 — четвертая толща верхней мантии

видимых несогласий. Мощность рыхлых осадков (первого слоя), акустическая жесткость которых составляет $(2,87 \div 5,7) \cdot 10^5 \text{ г/см}^2 \text{ с}$, изменяется от нуля на вершинах и склонах поднятий (ПК 6, 25–30, 50, 70) до 800–1000 м в зонах прогибов (ПК 10–15, 35–50, 63–68, 75, 85). Следует отметить, что в осадках первого слоя в районе ПК 15–25 удалось выделить две толщи — верхнюю, горизонтально залегающую, и нижнюю, дислоцированную, представленную, вероятно, более плотными и более древними вулканогенно-осадочными формациями [159].

Фундамент (породы второго слоя) в местах обнажения на поверхности и склонах поднятий дна океана имеет акустическую жесткость $(6,6 \div 7,88) \cdot 10^5 \text{ г/см}^2 \text{ с}$ (ПК 5, 25–35, 50, 90). Второй слой имеет сложное строение, представляя, вероятно, чередование достаточно жестких пород (базальтов) и дислоцированных осадков. Протяженность отдельных пластов не превышает 10 км, они осложняются нарушениями. Следует отметить, что общая мощность второго слоя увеличивается с северо-востока на юго-запад, составляя 2,5–3,8 км в районе ПК 0–30 и 5 км в районе ПК 85–90. Условно разрез этого комплекса можно разбить на верхнюю и нижнюю толщи. Верхняя толща более дислоцирована, и отдельные отражающие горизонты здесь прослеживаются на сравнительно коротких (до 5–10 км) интервалах. Наиболее вероятной моделью строения верхней толщи второго слоя представляется линзово-блоковая модель. Нижняя толща второго слоя имеет блоковую структуру. Характерно, что мощность верхней толщи, как и всего второго слоя, увеличивается в местах поднятий рельефа дна и уменьшается в зонах прогибов. Мощность пород верхней толщи составляет 1–4 км (ПК 5, 33, 50, 90).

Подошва второго слоя выделяется условно по характеру изменения сейсмической записи и залегает на гипсометрической глубине 6,4–7 км, причем в зонах поднятий рельефа дна глубина залегания основания составляет 7,5–8,8 км. В третьем геофизическом слое протяженные отражающие границы отсутствуют; интенсивные дифрагированные волны свидетельствуют о наличии вертикальных неоднородностей, нарушений. Модель блокового типа соответствует наблюдаемой здесь волновой картине. Блоки акустически однородны, неоднородности в основном обусловлены зонами их сочленения. Мощность третьего слоя составляет 7,6 км в районе ПК 0–9, 6 км в районе ПК 45 и уменьшается до 7 км в районе ПК 90. По размерам блоков третий слой может быть разделен на верхнюю и нижнюю толщи. Мощность первой из них 2–4 км, мощность второй 5–6 км. Подошву пород третьего слоя удастся условно проследить только на отдельных участках (ПК 0–15, 30–35). Глубина залегания этой границы



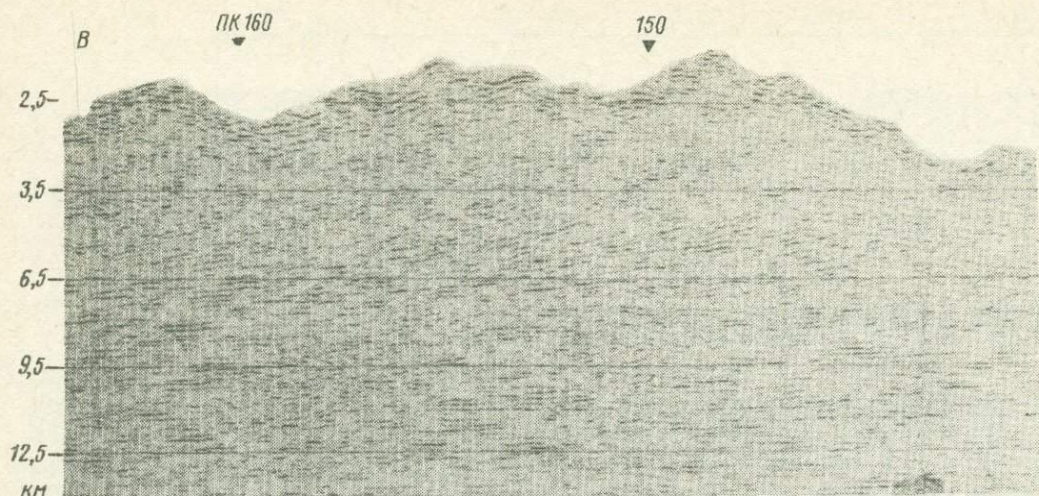
(граница М) составляет на данном участке 14–16 км. Максимальная глубина границы М — 16 км — отмечена на участке ПК 10–60. Мощность третьего слоя увеличивается в зонах прогибов рельефа дна, составляя 10 км в районе ПК 40. К зонам прогибов, как правило, приурочены крупные нарушения, сопровождающиеся интрузиями (ПК 20, 65, 70). По характеру дифрагированных волн выявленные крупные нарушения представляют собой ступени амплитудой до 1,5–2 км, охватывающие второй и третий слои, и соответствуют трансформным разломам [171, 175].

На участке профиля, пересекающем гребень Срединно-Атлантического хребта (ПК 90–330), рельеф дна резко изрезан. Глубина океана изменяется на сравнительно коротких участках от 2,6–2,8 до 4,2 км. В зонах прогибов мощность первого слоя, которые здесь дислоцированы, составляет 300–600 м (ПК 100, 125, 310, 330) и уменьшаются к своду хребта, где рыхлые осадки отсутствуют (ПК 210, 236, 290). Мощность второго слоя составляет 5,6 км в районе ПК 90–120 и уменьшается до 2 км в районе ПК 230, где, вероятно, происходит разрыв второго слоя.

Мощность третьего слоя к своду хребта уменьшается от 7 км (ПК 90) до полного выклинивания (ПК 200, 284). Подошва второго слоя (граница М) поднимается к гребню хребта от глубины 10–15 (ПК 330, 90) до 5,6 км (ПК 230, 270–280). В интервале ПК 235–250 в осевой части рифтовой долины, судя по характеру сейсмических записей, глубинные породы выходят на поверхность дна океана в виде интрузий (см. рис. 45). В сводовой части хребта и рифтовой долине видно четкое разделение как второго, так и третьего геофизических слоев на блоки, размеры которых уменьшаются по мере приближения к оси рифтовой долины от 3,5 до 1,5 км во втором слое и от 2,5 до 1 км в третьем слое. Хорошо прослеживаются дискретность отражающих границ и подъем к поверхности дна глубинных пород четвертого слоя по мере продвижения к оси хребта — к рифтовому ущелью (см. рис. 44, 45).

В юго-западной предгребневой зоне (ПК 330–362) средняя глубина океана 3,4–3,6 км при минимальных глубинах 3,2 км. Прогибы фундамента (второго слоя) заполнены горизонтально залегающими рыхлыми осадками (первый слой) мощностью 200–400 м (ПК 346, 362), где условно выделяются верхняя и нижняя толщи. Мощность третьего слоя увеличивается с северо-востока на юго-запад, составляя 2,2 (ПК 330) и 3 км (ПК 362). Подошва этого слоя, выделяемая здесь условно (по характеру сейсмической записи), постепенно погружается на юго-запад, залегая на глубине 10 (ПК 330) и 12 км (ПК 362). Строение и внутренняя структура низов третьего слоя и мантийных слоев ниже границы М оставались пока (1973 г.) недосыгаемыми для ГСП–МОВ, выполнявшегося тогда не в оптимальных условиях [168, 171, 175].

Только в 1982 г. в 7-м рейсе НИС "Профессор Штокман" на базе адаптивной автоматизированной системы сбора данных АИИС ГАЛС, обработки данных на ЭВМ ЕС 1035 [188, 193, 196] и оптимизации ГСП–МОВ (см. гл. I) при пересечении Срединно-Атлантического хребта по 20 и 30° ю.ш. удалось осветить строение и структуру низов третьего слоя и мантийных слоев ниже границы М [286].



Р и с. 46. Фрагмент разреза по профилю 1/82, пересекающему Срединно-Атлантический хребет по 20° ю.ш. в рифтовой зоне

1, II, IV — структурные толщи

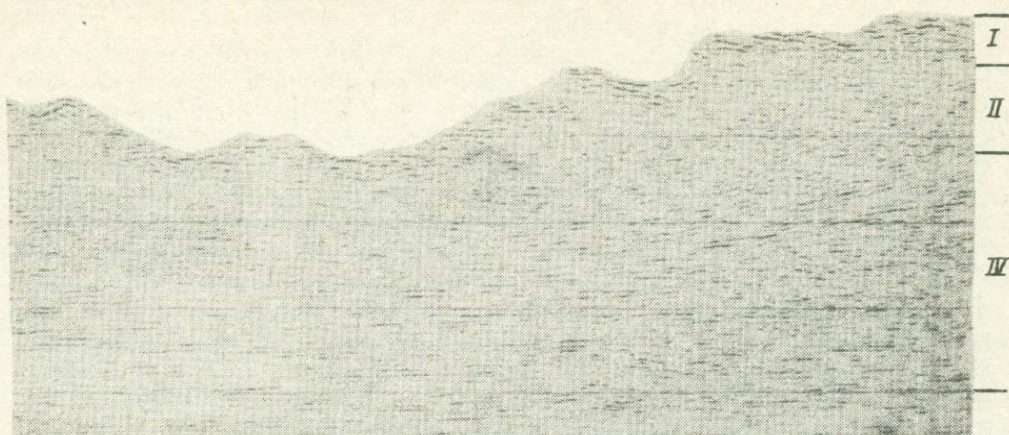
Профиль 1/82 ГСП—МОВ отработан в южной части Срединно-Атлантического хребта по 20° ю.ш. с запада (ПК 0) на восток (ПК 293) в координатах: 20°00'—19°59' ю.ш. и 14°28,5'—12°12,9' з.д. Протяженность профиля 293 км. В своей центральной части профиль пересекает рифтовое ущелье Срединно-Атлантического хребта (рис. 46).

По характеру поля сейсмических волн и прослеживанию отражающих границ профиль 1/82 может быть разделен на три части: западную (ПК 0—85), центральную (ПК 85—205) и восточную (ПК 205—293).

В западной части разреза (ПК 0—85) рельеф дна океана изрезанный. Глубина океана увеличивается от 2,5 (ПК 85) до 3,5 км (ПК 0). Перепады глубин на отдельных участках профиля здесь изменяются от 100 до 500 м, обрисовывая блоки протяженностью 1—10 км. Верхняя часть разреза характеризуется отсутствием слоя осадков, отмечаемых только в интервале ПК 0—3, где их мощность не превышает первой сотни метров. На поверхности дна обнажаются консолидированные породы, характеризующиеся вступлением интенсивных отражений, коррелируемых на расстоянии 0,3—2,5 км. Мощность I толщи лежит в пределах 0,5—1,5 км при шастовых (интервальных) скоростях 3,5—5,5 км/с. Статистическое моделирование наблюденного здесь волнового поля показало, что линзово-блоковая модель этой толщи при длине линз 0,3—2,5 км и их мощности до 0,3 км максимально правдоподобна. Размеры блоков изменяются от 1 до 10 км, а их границы хорошо коррелируются с перепадами в рельефе дна.

В интервале глубин 3—9,5 км на разрезе выделяются вступления отдельных отраженных волн, коррелирующихся на расстоянии не более 2 км. Интенсивность этих отражений значительно меньше, чем в первой серии, так что при выводе на плоттер вся эта толща выглядит сейсмически прозрачной при условии снятия дифрагированных волн процедурой миграции. При увеличении усиления на плоттере выделяется интервал полной прозрачности, образующий II толщу в диапазоне глубин 3—4,5 км, и появляются вступления отраженных волн от отдельных дискретных отражающих площадок протяженностью не более 0,8 км в интервале глубин 4,5—9,5 км, образующих III толщу.

Интервальные скорости III толщи изменяются в пределах 6,8—7,5 км/с при сильной дисперсии этих значений, обусловленной плохой коррелируемостью отражающих границ и малой (для таких глубин) длиной приемной установки. Оценки точности скоростных



определений для данных условий дают значения не выше 20–25%. При статистическом моделировании волнового поля этой толщи блоковая модель при размерах блоков от 2 до 0,8 км получила максимальные оценки правдоподобия. В IV толще в интервале 9,5–12,5 км прослеживаются вступления отдельных отражений повышенной интенсивности по сравнению с отражениями от вышележащей толщи, которые коррелируются на расстояния до 5–7 км. Однако уверенно выделить какие-либо границы и расчленить эту толщу не удастся. Таким образом, подошва земной коры (граница М) на западном участке не прослежена. Можно предполагать по признаку повышения интенсивности вступлений отраженных волн ее залегание на глубине 10 км.

Центральная часть профиля (ПК 85–205) пересекает гребень и рифтовую долину Срединно-Атлантического хребта. Рельеф дна океана на этом участке профиля резко изрезанный. В зоне гребня хребта глубина океана менее 2 км (ПК 117, 148), а в осевой части рифтовой долины достигает 4 км (ПК 133–137). Борты рифтового ущелья высотой до 2 км ступенчатые, перепады глубин на ступенях здесь достигают 500–700 м (ПК 120, 125, 127, 139, 141, 149). Наклоны ступеней достигают 63° , причем плоскости блоков, образующих ступени, наклонены на западном борту ущелья к западу на $3\text{--}10^\circ$ (ПК 128–127, 127–125, 125–124, 124–120) и на восточном – на $5\text{--}18^\circ$ к востоку (ПК 139–140, 141–142, 148–147, 149–150). Размеры блоков, разделенных сбросовыми ступенями, по бортам ущелья изменяются от 1 до 3 км. В оси ущелья (ПК 135) отмечается дугообразное поднятие, возвышающееся на 250–300 м над его краями (ПК 133–137). Ширина рифтового ущелья, включая борты (ПК 117–148) 31 км.

На своде Срединно-Атлантического хребта наблюдается также ступенчатая структура рельефа дна. Ширина ступеней уменьшается и изменяется от 1 до 3 км, а перепад глубин достигает 600 м. Блоки, образующие ступени, на западном крыле гребня хребта наклонены к западу, а на восточном – к востоку, на восточном крыле и перепады глубин и крутизна наклонов блоков больше. На склонах гребня хребта глубина океана ступенчато изменяется соответственно от 2,5 (ПК 85) до 1,8 км (ПК 117) на западном склоне и от 2,7 (ПК 205) до 1,9 км (ПК 149) на восточном.

Осадочная толща в центральной части разреза по профилю 1/82 ГСП–МОВ не обнаружена. Вероятно, либо она вообще здесь отсутствует, либо ее мощность меньше 60 м, т.е. меньше разрешающей способности ГСП–МОВ на частоте 25 Гц. На поверхности дна повсеместно обнажаются консолидированные породы, представленные на разрезе вступлением интенсивных отражений, коррелирующихся на расстояния до 1,5 км. Средняя длина дискретных отражающих границ, характерных для этой серии отражений,

уменьшается до 1,7 км. Интервальные скорости сейсмических волн, определенные по данным ГСП—МОВ, 3,7—5,3 км/с. Мощность I толщи, соответствующей первой серии отражений, 0,5—2 км, причем резкого различия в ее мощностях в рифтовом ущелье на гребне и склонах хребта не наблюдается.

В интервале глубин 1,5—6 км под дном выделяется вторая серия отражающих площадок, характеризующаяся вступлением волн слабой интенсивности и коррелируемая на расстоянии не более 0,5 км. В интервале ПК 85—130 в верхней части этой серии на глубинах 2—4,5 км под дном прослеживается сейсмически полностью прозрачная II толща, мощность которой постепенно уменьшается к оси рифтового ущелья. Под ней на глубинах 3—6,5 км наблюдается полупрозрачная III толща мощностью 3—4 км, характеризующаяся на разрезе наличием коротких отражающих субгоризонтальных площадок длиной не более 0,8 км. Интервальные скорости в этой толще изменяются от 6,6 до 7,8 км/с при точности определений не хуже 20—25%. Статистическое моделирование волнового поля этой толщи позволяет предположить ее блоковое строение при ширине блоков не более 0,5 км. Блоки разделены узкими (до 0,1 км) наклонными и субвертикальными зонами нарушений (трещины, включения и т.п.), обуславливающими наличие интенсивных дифрагированных волн, которые после снятия их при обработке на ЭВМ образуют сейсмически прозрачные зоны на разрезе.

Интересно, что в осевой зоне рифтового ущелья на гребне и склоне хребта мощность II толщи примерно одинаковая (4—5 км). При этом II (сейсмически прозрачная) толща в рифтовом ущелье наблюдается в виде отдельных линз, а не сплошного слоя мощностью 1,5—2 км, как это имеет место на западном склоне хребта. На глубинах 6,5—12 км на разрезе прослеживается серия наклонных отражающих границ, обусловленных вступлением интенсивных низкочастотных (8—18 Гц) отражений, коррелируемых на интервалах до 5—6 км. Эти отражения как бы накладываются на общий волновой фон IV толщи и резко отличаются от него как по интенсивности и частотному спектру отражений, так и по наклону образуемых ими границ.

На разрезе в центральной зоне выделяют несколько согласно залегающих слоев, каждый из которых, в свою очередь, разделен на пачки более тонких (до 0,3 км) пластов. Верхние слои, выделяемые на западном и восточном гребнях хребта на глубинах 3,5—7,5 км (ПК 107—113, 114—130, западное крыло) и 4,5—7,5 км (ПК 147—168, восточное крыло) имеют углы наклона больше 30° в верхних пачках на глубинах 3,5—6 км и уменьшаются до 10° в нижних пачках. Отмечается падение границ на восток как на западном, так и на восточном гребнях хребта и в рифтовом ущелье.

На глубинах 6,5—9,5 км углы падения границ с глубиной уменьшаются до 8° (ПК 85—91, 95—108, 127—130, 168—185, 188—205), а в нижних слоях на глубинах 9,5—12 км наклоны границ составляют единицы градусов (т.е. границы субгоризонтальны).

В осевой зоне хребта (под рифтовым ущельем) на глубинах 9,5—12 км границы слоев IV толщи наклонены к востоку на 1—4°. В общей сложности на разрезе выделяется восемь слоев, веерообразно расходящихся из двух центров в районе ПК 204 на глубинах 9,5—14,5 км в районе ПК 156 на глубинах 12,5—14,5 км. Интервальные скорости в IV толще 7,9—8,8 км/с, но точность их определения не выше 30%. Можно предполагать, что расслоение мантийной толщи веерообразными слоями связано либо с надвигами с востока на запад, произошедшими в мантийных слоях на глубинах 6,5—14,5 км (явление "скучивания" по А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровскому), либо с расстрескиванием молодой консолидированной коры при застывании, с образованием вертикальных зон нарушений в верхних слоях коры и переходящих в субвертикальные и горизонтальные зоны нарушений (сколы, трещины) в нижних слоях коры и мантии (согласно теоретическим построениям В.Н. Николаевского) [273]. Однако во втором случае должна наблюдаться симметрия слоев относительно оси рифтового ущелья, которую на разрезе 1/82 установить не удастся. Центральная зона весьма резко обозначена не только по рельефу дна и характеру тектонических границ, но и по тектонической расслоенности мантийных слоев, установленной здесь впервые.

Восточная часть профиля 1/82 (ПК 205—293) пересекает восточный склон Срединно-

Атлантического хребта. Глубина океана здесь увеличивается с удалением от гребня от 2,4 (ПК 205, 215) до 4 км (ПК 235, 293). Рельеф дна изрезанный, перепады глубин между поднятыми и опущенными блоками достигают 1 км (ПК 219–223, 229–235, 245–247). Ширина блоков, разделенных этими зонами перепада глубин, изменяется от 8 (ПК 251–268, 262–270) до 1 км (ПК 292–293, 245–246, 224–225). Осадочный слой прослеживается в зоне прогибов (ПК 280, 260, 247, 234, 223), где его мощность достигает первой сотни метров. В зонах поднятий в рельефе дна на поверхность выходят консолидированные породы, представленные на разрезе серией субгоризонтальных площадок протяженностью 3–2 км. Мощность этой толщи 0,5–2 км, скорость сейсмических волн в ней 3,7–5,3 км/с. Линзово-блоковая модель получила максимальные оценки правдоподобия при статистическом моделировании волнового поля этой толщи. Ниже в интервале глубин 4,5–6,5 км на разрезе во II толще выделяются отдельные зоны полной сейсмической прозрачности мощностью до 2 км. III толща (5–9,5 км) на разрезе выделяется серией дискретных отражающих площадок протяженностью не более 0,5 км. Статистическое моделирование волнового поля этой толщи показало, что наиболее вероятной акустической моделью для него является блоковая модель при размерах блоков не более 0,5 км. Скоростные определения в этой толще весьма затруднены из-за отсутствия протяженных отражающих границ и большой дисперсии значений интервальных скоростей, лежащих в пределах 5,7–7,5 км/с. Нижняя граница толщи может быть условно проведена на глубинах 8,5–9 км, где наблюдаются вступления отражений большей интенсивности, при групповой корреляции которых можно выделить горизонт, по гипсометрическому уровню отвечающий подошве коры, т.е. границе М.

В интервале глубин 9,5–14,5 км на разрезе выделяются вступления отраженных волн, образующие при групповой корреляции субгоризонтальные границы протяженностью до 10 км. Однако об. их природе трудно судить, так как они могут образоваться за счет оставшегося фона многократных волн в водной толще, поскольку местами наблюдается корреляция этих границ с рельефом дна. Таким образом, на восточном участке профиля 1/82 расчленив мантийные породы на глубине ниже 9,5 км не удается.

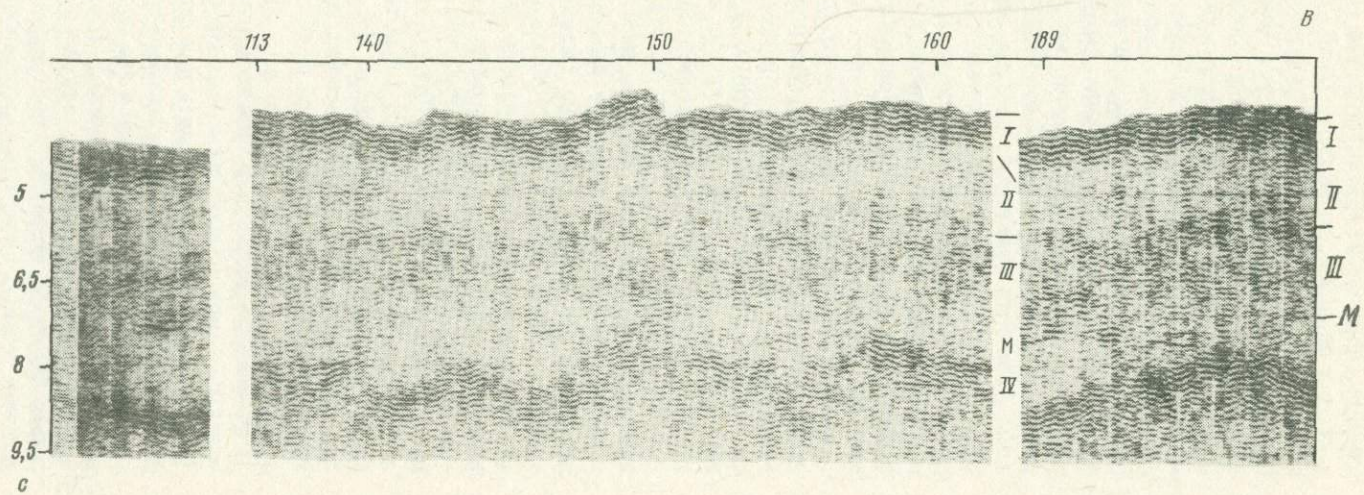
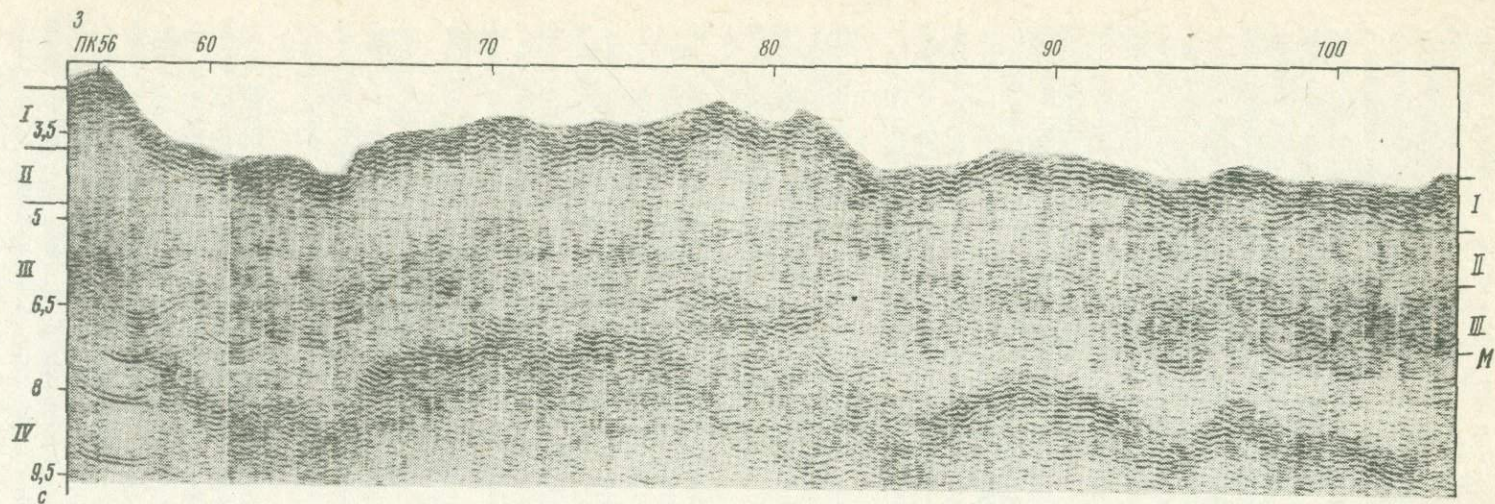
Итак, профиль 1/82 ГСП–МОВ, отработанный вкрест простирания Срединно-Атлантического хребта по 20° ю.ш., пересек три зоны: западную, центральную и восточную. Зоны имеют различное строение. Земную кору в западной зоне удалось разделить на три толщи: верхнюю (мощность 0,5–2 км), имеющую линзово-блоковое строение и залегающую на глубинах 3,5–5 км непосредственно под дном; среднюю (1–3 км) – сейсмически прозрачную, имеющую блоковое строение с размерами блоков не больше 3 км и залегающую в интервале глубин 2–5 км под дном непосредственно под первой толщей; нижнюю толщу (4–6 км), имеющую блоковое строение с размерами блоков 0,3–0,5 км. Границу М здесь выделить не удается.

В центральной зоне строение I и II толщ остается без изменений. III толща выклинивается к центру рифтового ущелья, IV – сохраняется по мощности и строению, однако под ней появляются четкие границы, имеющие наклон к востоку. Углы наклона этих границ уменьшаются с глубиной от 60° (?) на глубинах 3,5–6 км до 1–4° на глубинах 12–14 км.

По гипсометрическому уровню выявленные наклонные границы соответствуют латеральным неоднородностям и являются наложенными на общий фон волнового поля II и IV толщ. Можно выделить два центра, из которых наблюдается расхождение наклонных границ: ПК 205 на глубинах 6,5–14 км и ПК 155 на глубинах 9,5–12,5 км.

В восточной зоне выделяется слой осадков (в углублениях рельефа дна) мощностью до 100 м. I толща мощностью 0,5–1,5 км имеет линзово-блоковое строение. II – "прозрачная" толща выделяется в виде отдельных включений. III толща мощностью 3,5–5 км имеет блоковое строение и прослеживается на глубинах 6,5–9,5 км. Условно в виде серии отдельных дискретных отражений выделяется граница М на глубинах 8,5–9,5 км.

Судя по характеру наклонов линий сбросов и блоков земной коры, отображаемых в рельефе дна и рельефе глубинных отражающих границ, можно уверенно говорить о



формировании структур верхних слоев земной коры (рифтового ущелья) как структур растяжения, где в центре (оси) ущелья наблюдается подъем к поверхности дна (ПК 135) глубинных слоев (нижней толщи). Однако ниже 6–9 км в мантии наличие веерообразных границ, наклоненных к востоку, с уменьшающимися с глубиной углами наклона может свидетельствовать о латеральной неоднородности мантии и наличии здесь структур сжатия — надвигов, т.е. тектонического скупчивания (согласно А.В. Пейве и Ю.М. Пушаровскому). Альтернативно можно предполагать (по В.Н. Николаевскому), что наклонные веерообразные границы представляют собой зоны трещиноватости, выполаживающиеся с глубиной, т.е. являются продолжением в мантию вертикальных нарушений (трещин), обуславливающих блоковую структуру, дискретность отражающих границ и сейсмическую прозрачность нижней части океанской консолидированной коры. Однако в этом случае остается непонятным отсутствие симметрии в расположении наклонных глубинных границ относительно оси ущелья?

Судя по наблюдаемой структуре глубинных слоев коры и верхов мантии, можно сделать еще одно предположение, что внедрение глубинных масс в рифтовом ущелье идет не вертикально, как следует из классической теории тектоники плит, а наклонно, причем центр внедрения (магматическая камера) смещается, что приводит к образованию наклонных интрузий (неоднородностей) в мантии и появлению на сейсмическом разрезе наклонных границ, веерообразно расходящихся из нескольких центров.

Наконец, возможно, что выявленные отражения, обуславливающие появление наклонных глубинных границ на разрезе, сформированы сложными типами боковых и кратных волн от источников, природу которых пока установить не удалось. Для проверки всех выдвинутых предложений нужна площадная съемка ГСП–МОВ в исследованном районе.

Несомненным остается факт существенного изменения внутренней структуры консолидированной коры при подходе к оси рифтового ущелья, а именно: 1) уменьшение размеров блоков до 0,5 км; 2) выклинивание пород третьей толщи, "прозрачной" на разрезе; 3) появление субгоризонтальной расслоенности пород.

Профиль 2/82 ГСП–МОВ, протяженностью 288 км, обработан в широтном направлении с запада на восток в координатах $29^{\circ}27,88' - 29^{\circ}25,5'$ ю.ш. и $12^{\circ}33,8' - 13^{\circ}41,20'$ з.д. (рис. 47).

Профиль пересекает свод Срединно-Атлантического хребта (ПК 56–90) и восточный его склон (ПК 90–288).

Западный склон (ПК 0–56) не обработан. Минимальная глубина на гребне хребта (ПК 56–62) составляет 1,9–2,1 км, в оси рифтового ущелья (ПК 65) — 3,3 км, а на восточном склоне в конце профиля (ПК 288) — 3,8 км. Перепад глубин между гребнем хребта (ПК 55) и осью ущелья (ПК 65) 1,4 км. Западное крыло ущелья более крутое, его средний угол наклона 8° ; восточное имеет средний угол наклона 5° . Вдоль профиля глубина океана увеличивается к востоку по мере удаления от гребня хребта от 1,9 (ПК 56) до 3,8 (ПК 288). Средний угол наклона к востоку 3° . Однако опускание дна происходит ступенями высотой не более 0,4 км. В рельефе дна четко вырисовываются блоки протяженностью 5–12 км.

На разрезе ГСП–МОВ первый (осадочный) слой отсутствует. Верхняя толща консолидированной коры представлена вступлениями интенсивных отражений, коррелирующихся в интервалах не более 5 км и обрисовывающих линзовидные тела мощностью 0,3–0,5 км. Мощность этой толщи при интервальных скоростях 3,5–5 км/с составляет 0,6–2,3 км. Минимальные мощности (до 0,5 км) толщи приурочены к стыкам между блоками (ПК 95, 103, 142, 150 и т.д.), средняя мощность толщи 1,5 км. В рифтовом ущелье и на гребне хребта мощность I толщи консолидированной коры изменяется ма-

Р и с. 47. Фрагмент временного разреза по профилю 2/82, пересекающему Срединно-Атлантический хребет по 30° ю.ш.

I–IV — структурные толщи

ло, причем минимальное (1,2 км) ее значение фиксируется в оси ущелья (ПК 65), а максимальное (2,3 км) — на вершине гребня (ПК 55–65). Наблюдается общая тенденция к увеличению мощности по мере удаления от оси ущелья, на восточном конце профиля (ПК 288) она составляет 1,6 км. II сейсмически прозрачная толща, где отражения слабой интенсивности коррелируются на расстояниях не более 0,5 км, четко выделяется в интервале глубин 5,5–7 с (2–7 км под дном) на восточном конце профиля (ПК 250–280) и поднимается до 3,5–5 с (2–6 км под дном) на гребне хребта (ПК 55–56, 77–83). Вдоль профиля мощность этой толщи мало изменяется и в среднем составляет 3–4 км при интервальных скоростях 5–6 км/с. Исключение составляют участки под дном рифтового ущелья (ПК 61–66 и ПК 84–85), где II толща, вероятно, прерывается интрузиями более глубинных пород IV толщи. III толща на разрезе представлена вступлениями отраженных волн средней интенсивности, коррелирующихся на расстоянии до 1,5 км. Ее мощность составляет 2,2 с на восточном конце профиля (ПК 250, 280) и уменьшается по мере приближения к своду хребта (ПК 85–90) до 1 с, что при интервальных скоростях 6,8–7 км/с составляет соответственно 7,6–3,5 км.

В сводовой части хребта (ПК 84–85) III толща выделяется менее четко и ее мощность составляет 0,6–0,9 с, т.е. становится меньше 3 км, а в осевой части рифта (ПК 64–65) толща отсутствует.

В основании III толщи на отдельных участках профиля выделяются группы интенсивных низкочастотных отражений в интервале 8,5–9 с, коррелируемых на расстоянии до 2 км, которые могут быть отнесены к IV (мантийной) толще.

По мере движения с востока на запад эти отражения вступают на меньших временах (9,5 с — ПК 288, 6 с — ПК 66), т.е. кровля четвертой толщи (граница М) поднимается с 14 км (ПК 288) до 8 км (ПК 66) к гребню хребта.

В рифтовом ущелье граница М залегает на глубине 5–7 км под дном, и глубинные породы мантии интрузируют в виде тонких (0,3–0,5 км) даек в центре ущелья (ПК 62–63) до глубины 0,6–2 км под дном, достигая подошвы I толщи и вспучивая ее в виде характерного поднятия в оси ущелья.

В осевой зоне рифтового ущелья (ПК 65) размеры блоков I толщи не превышают 1 км, а в нижележащих толщах — 0,5 км. Здесь как бы происходит прорыв II и III толщ IV сейсмической толщей, имеющей слоисто-блоковую структуру.

Таким образом, на профиле 2/82 мы видим типичную картину структуры земной коры в зоне Срединно-Атлантического хребта, впервые наблюдавшуюся нами в 1973 г. на профиле 2/73 ГСП–МОВ (см. выше) [175].

Однако в данном случае III сейсмическая толща, сопоставляемая с нижней толщей третьего геофизического слоя, протягивается почти до самого рифтового ущелья, уменьшаясь по мощности в 2–2,5 раза. На профиле 2/73 эта толща выклинивалась значительно раньше, почти 30 км не доходя до рифтового ущелья.

В отличие от структуры земной коры гребня хребта и рифтового ущелья, наблюдавшейся на профиле 1/82 (20° ю.ш.), здесь нет наложения наклонных, веерообразных границ, пересекающих III и IV толщи на серию слоев, наклон которых уменьшается с глубиной.

Таким образом на профиле 2/82, пересекающем Срединно-Атлантический хребет по 30° ю.ш., наблюдается сложная структура океанской коры, состоящей из трех структурных толщ: линзово-блоковой, прозрачной и блоковой (непрозрачной).

Размеры блоков уменьшаются с глубиной от 3–5 км в I толще до 0,5 км во II и до 1 км в III толще. III толща имеет мощности 2–3 км у гребня хребта, против 4–6 км на его флангах.

В рифтовом ущелье размеры блоков всех толщ коры сокращаются в 2–2,5 раза и наблюдается подъем к подошве IV толщи интрузий глубинных пород IV толщи.

Мощность земной коры к гребню хребта сокращается от 14 км (включая водный слой 3,8 км) на расстоянии 230 км от оси ущелья до 5–7 км в осевой части рифтового ущелья, причем интрузивы глубинных пород достигают 0,6–1 км под дном.

Красноморский рифт детально изучался в 1979–1980 гг. в 4-м рейсе НИС "Профессор Штокман". В пределах полигона 18° с.ш. были выполнены детальные сейсмические исследования, включая ГСП–МОВ [101, 102].

Дно внутренней части Красного моря в пределах полигона 18° с.ш. образует две симметричные внешние, или верхние, ступени, расположенные на глубинах 500–700 м (рис. 48). К внутренним районам они спускаются относительно пологими (первые десятки градусов), невысокими (до 600 м) уступами. Последние сопряжены с внутренними, или нижними, ступенями, состоящими из одной, двух или трех площадок, находящихся на глубинах 1100–1500 м и наклонных (до 5–7°) от оси рифта. Нижние ступени обрываются крутым уступом высотой до 500–600 м к осевой зоне Красноморского рифта. Она характеризуется глубинами 1300–1900 м и отличается сильно расчлененным мозаичным подводным рельефом.

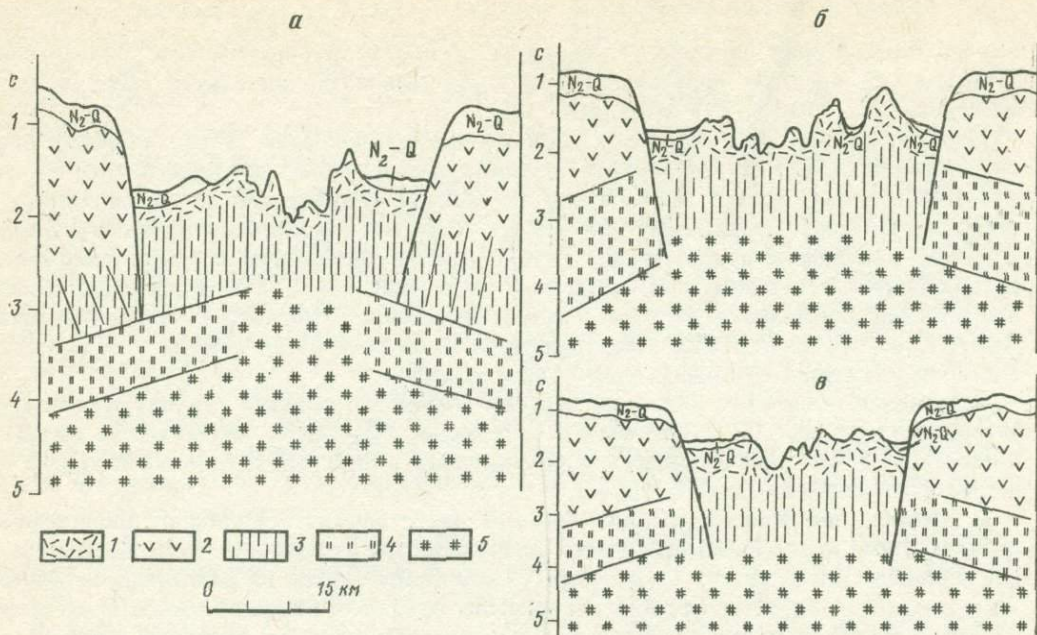
В строении осадочного чехла дна Красного моря, по данным бурения, участвуют эвапориты миоцена. По сейсмическим материалам ГСП–МОВ, их мощность определяется в 5–6 км. Они несогласно перекрываются мергелями и глинами плиоцена и четвертичной системы (до 250–300 м).

В осевой зоне Красноморского бассейна регистрируются волны от подводного рельефа. Ниже невозможно проследить сколько-нибудь протяженные оси синфазности. Все волновое поле состоит из отдельных, коррелирующихся на расстоянии не более 2 км отражений, характерных для поверхности океанского акустического фундамента. По данным погружений обитаемого аппарата "Пайсис", акустический фундамент представлен здесь плиоцен-четвертичными базальтами [263, 264].

На нижних ступенях в интервале 0,07–0,25 с под дном фиксируются волны, энергетически хорошо выраженные и заметно более интенсивные, чем донные отражения. Оси синфазности прослеживаются на небольшом расстоянии и часто прерываются. Тем не менее корреляция их довольно уверенная за счет хорошей энергетической выразительности. В интервале 0,1–0,3 с отмечаются вторые отражения, которые по характеру записи напоминают волновую картину осевой зоны. Корреляция их очень неуверенная, так как они затухают кратными горизонтами. Их подошва по сейсмическим параметрам отвечает поверхности акустического фундамента и аналогична донным отражениям осевой зоны. Ниже полезная сейсмическая информация отсутствует. Кровлю, судя по волновой картине, можно отнести к поверхности, отличающейся неоднородным строением. По-видимому, она состоит из толщи грубообломочных пород, выполняющих пониженные участки поверхности акустического фундамента. На площадях, где мощность осадочного чехла превышает 100–150 м, выше появляется еще одна недостаточно выраженная отражающая граница.

В пределах верхних ступеней волновая картина довольно стабильна. В интервале 0,2–0,35 с после прихода донной волны регистрируется маркирующее отражение специфического характера, энергетически хорошо выраженное. Волна, отвечающая ему, имеет больший коэффициент отражения, чем от поверхности дна. На отдельных участках можно провести фазовую корреляцию. По данным [101, 102], рассматриваемая отражающая граница выделяется под индексом S и привязывается по глубоководным скважинам к кровле эвапоритов миоцена. Волновая характеристика вышележащей части разреза близка к таковой нижних ступеней. По сопоставлению с данными бурения скважин этот разрез имеет плиоцен-четвертичный возраст.

В пределах верхних ступеней подошва и кровля эвапоритов и плиоцен-четвертичные слои залегают полого, практически горизонтально. По данным ГСП–МОВ, мощность миоценовых эвапоритов достигает 5–6 км, плиоцен-четвертичных слоев – 250–300 м. На отдельных участках региональные профили НСП выявили мульды, где мощность слоистого разреза превышает 1 км. Нижние горизонты его имеют наклоны до 100 м/км. Вверх по разрезу наблюдается постепенное затухание синклинали изгиба (иногда полное) этих мульд. В других случаях синклинали находят слабое (первые десятки метров) отражение в незначительных понижениях рельефа дна моря.



Р и с. 48. Схематизированные сейсмогеологические разрезы ГСП—МОВ (а—в) в зоне Красноморского рифта (по [102])

1 — линзово-блоковая толща базальтов; 2 — солевая толща; 3 — блоковая толща с вертикальными зонами нарушений (дайкавый комплекс); 4 — верхняя толща третьего геофизического слоя с разнонаклонными зонами нарушений, выполаживающимися с глубиной; 5 — мантийная толща

К уступу верхней ступени эвапориты миоцена слегка утоняются до 5–4 км. На погребенном продолжении уступа они по крутому контакту соприкасаются с осадочными плиоцен-четвертичными слоями или доверхнеплиоценовыми базальтами акустического фундамента. Дно моря и плиоцен-четвертичные слои иногда полого (до 100 м) наклонены к уступу. В зоне самого уступа плиоцен-четвертичные отложения или отсутствуют, или образуют клин, вершина которого обычно не доходит до подножия. В редких случаях нижние горизонты плиоцен-четвертичных образований доходят до подножия уступа, где вновь резко изгибаются, приобретая пологое (почти горизонтальное) залегание, и переходят на нижние ступени рельефа дна (см. рис. 48).

В пределах нижних ступеней плиоцен-четвертичные слои перекрывают непосредственно базальты акустического фундамента. Они разбиты разломами. В распределении их мощности наблюдается большая пятнистость: в отдельных изометричных и вытянутых мульдах она достигает 200–300 м (см. рис. 48), а на выступах базальтового основания сокращается почти до нуля. Наиболее глубокие мульды не подходят к уступу осевой зоны рифта. Близ него распространены структуры, околнуренные только изопахитой 100 м. Сейсмическая запись и анализ мощностей показывают, что плиоцен-четвертичные отложения верхней и нижней ступеней практически неотличимы. В них намечаются две толщи: верхняя — слоистая и нижняя — полупрозрачная. Нижняя толща иногда распространяется до уступа осевой зоны рифта.

На поперечных разрезах через нижнюю ступень поверхность акустического фундамента и плиоцен-четвертичные слои осадочного чехла на наиболее низких гипсометрических уровнях располагаются у подножия уступа верхней ступени. По поверхности акустического фундамента вырисовываются отдельные моноклинально или горизонтально залегающие блоки. Их внешние ограничения представляют собой крутые (десятки градусов) поверхности погребенных продолжений уступов верхней ступе-

ни, сложенные миоценовыми эвапоритами. Следовательно, вулканиты акустического фундамента сопряжены по тектоническому контакту с эвапоритами миоцена. Плиоцен-четвертичные слои, местами участвующие в строении верхней ступени, испытывают резкий изгиб, приобретают пологое или горизонтальное залегание и слагают нижнюю часть разреза осадочного чехла, перекрывающие блоки акустического фундамента.

Внутренние борта блоков нижней ступени значительно более пологие (до первых десятков градусов), чем внешние. Поверхность акустического фундамента поднимается в их пределах в сторону осевой зоны Красноморского рифта и очень часто осложнена мелкими выступами и уступами (до 100–150 м). Последние представляют собой во многих случаях плоскости сбросов, наклоненных в направлении верхних ступеней. Иногда наблюдаются симметричные блоки коробчатой формы с горизонтально лежащими слоями. Во всех случаях внутренние борта блоков переходят в выступы поверхности акустического фундамента. Они отделяют эти блоки от осевой зоны рифта. Их относительная высота по отношению к подножию достигает 400–500 м при поперечнике до 10 км.

Рассматриваемые блоки нижней ступени поверхности акустического фундамента перекрыты слоями плиоцен-четвертичного осадочного чехла. На внешнем борту слои упираются в поверхность миоценовых эвапоритов. В случае, когда их нижние горизонты изгибаются и переходят на верхнюю ступень, к ним прислоняются верхние горизонты. На остальной площади нижней ступени слои плиоцен-четвертичного осадочного чехла чаще всего полого (до 40–50 м/км) воздымаются в сторону смежных выступов поверхности акустического фундамента. При этом наблюдается прислонение нижних горизонтов к поверхности акустического фундамента и общее сокращение мощности. На площади выступа она не превышает 100 м, однако нижняя и верхняя толщи здесь фиксируются. В коробчатых блоках слои осадочного чехла залегают практически горизонтально. На гипсометрически более высоком уровне вершины уступа они обладают резко сокращенной мощностью и также залегают горизонтально, занимая пониженные участки рельефа поверхности акустического фундамента и прислоняясь к нему. Видимо, на разные высотные уровни они выведены чаще по сбросам.

Выступы внутренних частей нижних ступеней часто состоят из двух или нескольких блоков, опускающихся (до 200–300 м) в сторону рифта (см. рис. 48). Однако у каждого из них поверхность акустического фундамента и слои осадочного чехла воздымаются в сторону оси рифта. При этом слои осадочного чехла прислоняются к неровностям рельефа поверхности акустического фундамента и утоняются по восстанию. Блоки разделены сбросами, наклоненными в сторону осевой зоны рифта.

Осевая зона рифта практически лишена осадочного чехла. По поверхности акустического фундамента, совпадающей с дном моря, отчетливо намечается центральное поднятие. Оно состоит из блоков, ограниченных крутыми уступами, располагающимися на разных гипсометрических уровнях (относительное превышение блоков измеряется десятками метров). От центрального поднятия в сторону подножия уступа нижней ступени поверхность акустического фундамента испытывает общее погружение.

Данные ГСП–МОВ указывают, что поверхность консолидированной коры в пределах нижних ступеней и осевой зоны характеризуется скоростями 6,3–6,97 с, что отвечает океанической коре.

Внутренняя структура кристаллической коры в осевой зоне Красноморского рифта (шириной 14–15 км) типично океаническая. В южной части Красного моря верхняя (1,5–2 км) толщина, непосредственно залегающая под дном, имеет линзовую структуру. Линзы протяженностью 3–5 км, разбиты на блоки, размеры которых уменьшаются от бортов к оси рифта с 3 до 1 км. Отбор образцов и прямые геологические наблюдения с подводных аппаратов показали, что эта толщина представлена подушечными лавами современного возраста, разбитыми на отдельные блоки гьяраями [264]. Вторая толщина, залегающая на глубине 1,5–7 км под дном, имеет блоковую структуру. Размеры блоков изменяются в направлении, параллель-

ном и нормальном к оси рифта, и составляют соответственно 3,5–5 и 1,5–1 км. Блоки разделены вертикальными зонами нарушений, хорошо выделяемыми по дифрагированным волнам. Определить структуру третьей толщи в оси Красноморского рифта глубже 7 км не удалось. На сейсмическом разрезе она представлена прозрачной зоной, которая может быть связана либо с магматической камерой, либо с мелким дроблением коры на блоки, размеры которых меньше радиуса Френеля [90, 91, 99].

В бортовых частях рифта, на удалении 5–10 км от оси, третья толща имеет сложную структуру. Здесь, на глубине 7–15 км, удается выделить серию крупных блоков, размерами до 10–15 км, разделенных зонами нарушений, имеющими наклон к оси рифта от 80 до 60° от вертикали. Причем, наклон этих зон нарушений увеличивается с глубиной и уменьшается по мере приближения к оси рифта. Судя по скоростным характеристикам этой толщи (6,5–7 км/с), можно предположить, что на этих глубинах имеет место залегание третьего геофизического слоя океанской коры. Вероятность этого вывода подтверждается общим характером волнового сейсмического поля, регистрируемого на сейсмическом разрезе ГСП–МОВ на этих участках профиля в интервале 4–6 с, где прослеживаются отдельные отражающие площадки протяженностью не более 2–3 км, разделенные субвертикальными (в верхней части этой толщи) и наклонными (в нижней части толщи) зонами нарушений.

Резюмируя данные ГСП–МОВ, можно предположить, что в Красном море современная рифтовая зона образовалась в самом конце четвертичного периода под сводом центрального поднятия за счет раздвигания (спрединга). Последний разорвал консолидированную кору и плиоцен-четвертичные осадки. Раздвигание привело к появлению современной океанской консолидированной коры и рифтовой долины. Ее размеры в поперечнике составили 10–12 км при высоте бортов до 300–400 м. Молодые базальты, практическое отсутствие слоев осадочного чехла в рифтовой долине, высокая дисперсия и размеры отражающих площадок (до 3 км) в осевой части рифта говорят об очень медленном раздвижении. Скорость современного раздвижения составляла 1,6 см в год. За пределами рифтовой долины раздвижение привело к образованию листрических сбросов, фиксируемых на временных разрезах. По ним блоки испытали ступенчатое погружение в сторону осевой зоны рифта. В этом же направлении падают плоскости сброса.

Анализ временных разрезов ГСП–МОВ Красного моря уверенно доказал наличие горизонтальных тектонических движений растяжения, их величины и скорости.

При формировании рифта Красного моря четко намечаются две стадии. В раннюю стадию происходил общий подъем и образование центрального поднятия, в позднюю — консолидированная кора и осадочный чехол были разорваны. Возникли новая океаническая кора и рифтовая долина. Последняя представляет собой глубоководный бассейн, который пассивно захороняется осадками [101, 102].

ГАЛАПАГОССКИЙ РИФТ И ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

В Тихом океане строение рифтовых зон методом ГСП–МОВ изучалось вблизи экватора в восточной его части, в зоне, которая обычно называется Галапагосской. В 24-м рейсе НИС "Академик Курчатов" в 1977 г. ГСП–МОВ были получены материалы о глубинном строении коры и верхней мантии непосредственно самого Галапагосского района в пределах полигона, ограниченного координатами 2–3° с.ш. и 101–103° з.д. [110, 343]. Для большей части исследованного района примечательно полого-волнистая, слабо расчлененная поверхность океанского дна с глубинами 3–3,2 км. В эту плитообразную поверхность с востока врежется клинообразная зона Галапагосского рифта с сильно расчлененным рельефом, глубокой осевой впадиной (в частности, впадиной Хесса), опускающейся до глубин 4–5 км и краевыми поднятиями с отметками глубин 2,5–2,6 км. Клинообразный рельеф отвечает океанской коре, образованной при раскрытии Галапагосского рифта с малой

скоростью, тогда как область нерасчлененного рельефа соответствует нормальной тихоокеанской коре (см. гл. V). В рамки полигона попадают только самые молодые участки океанского дна с возрастом менее 2 млн лет. Галапагосский рифт, равно как и вся зона расчлененного рельефа, слепо заканчивается в районе $101^{\circ}48'$ з.д. [257].

Профили расположены в области западного замыкания впадины Хесса с интервалом в 20 миль по широте. На разрезах выделяются серии отражений в интервале до 3—4 с после вступления отражений от дна. Групповая их корреляция вдоль линии профилей позволяет выделить на разрезах по обе стороны от осевой области впадины Хесса до четырех субгоризонтальных толщ и провести четыре условных горизонта, разделяющих сейсмические толщи с различной структурой. Системой субвертикальных зон (включающих группы годографов дифрагированных волн) с уменьшающейся сверху вниз крутизной сейсмический разрез разделяется на блоки. Наличие в ряде случаев в пределах зон относительных смещений условных границ по вертикали, а также характер волнового поля этих зон дают возможность интерпретировать их как проявление субвертикальных нарушений, затрагивающих практически все выделяемые толщи. В нижней части временного разреза отмечается, кроме того, ряд более мелких разнонаклонных нарушений, быстро затухающих с глубиной и дробящих толщи на мелкие блоки.

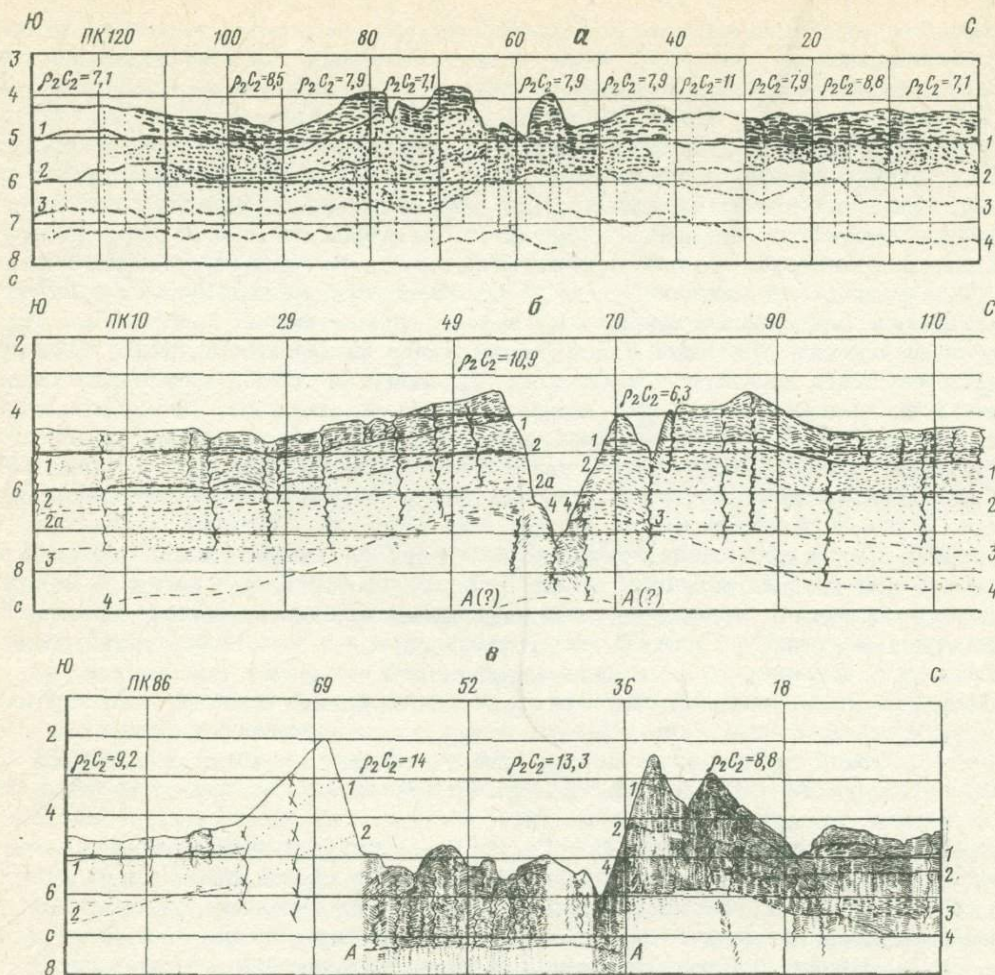
Вообще блоковое строение является наиболее яркой и отличительной особенностью разрезов океанской коры данного района. По бортам ширина блоков достигает 7—8 км. К осевой части рифта частота нарушений увеличивается с одновременным увеличением амплитуды смещений по ним. В зоне рифтового ущелья частота нарушений максимальная и по характеру сейсмической записи можно говорить о том, что здесь нарушения разрывают породы на ряд узких вертикальных блоков шириной не более 2 км. Все выделяемые сейсмические условные горизонты заметно воздымаются к оси впадины. В области гребней рифтового ущелья это воздымание имеет ступенчатый характер. отождествление условных горизонтов с границами основных слоев, образующих океанскую кору, выполнено на основе анализа коэффициентов отражения и годографов дифрагированных волн [77]. Наиболее надежно отождествление может быть сделано лишь для верхних горизонтов. Используя многократные волны, можно по уровням сигналов, соответствующим первой и второй кратности, оценить коэффициент отражения от дна, а следовательно, и акустическую жесткость пород первой толщи. В частности, на крыльях впадины Хесса по профилю 1/77 коэффициент отражения от дна имеет величину 0,6—0,7, акустическая жесткость, соответствующая ему, равна $(8,8 \div 9,2) \times 10^5 \text{ г/см}^2 \text{ с}$. Из прямых геологических исследований известно, что первая толща представлена здесь покровными базальтовыми лавами, плотность которых 2,5—2,8 г/см³. Отсюда, пластовая скорость ее должна составлять 3,5—4 км/с, что совпадает с расчетами по годографам дифрагированных волн. Горизонт 2 выделяет подошву второй толщи океанской коры, и, судя по крутизне годографов дифрагированных волн, можно предположить, что горизонт 2 на профиле 1/77 соответствует подошве плотных базальтов глыбового типа с пластовыми скоростями 5—5,5 км/с, составляющими вместе с породами верхней (первой) выделенной толщи второй геофизический слой, с линзово-блоковой структурой (рис. 49).

Горизонты 3 и 4, которые имеют более пологие годографы дифрагированных волн, соответствующие пластовым скоростям 6,5—7 км/с, в этом случае можно отождествить с подошвой верхней части третьего геофизического слоя и с подошвой коры.

На профиле 2/77 горизонты 1 и 2 выделяют толщу с акустической жесткостью пород $(11 \div 14) \times 10^5 \text{ г/см}^2 \text{ с}$ и скоростью 5—5,5 км/с. Подобная скорость характерна для плотных базальтовых лав, слагающих основную часть второго геофизического слоя. Горизонт 2а, судя по крутизне годографов дифрагированных волн, выделяет толщу с большой скоростью 6—6,5 км/с с блоковой структурой, характерной для низов второго или верхней толщи третьего геофизического слоя.

Аналогичная картина наблюдается на крыльях впадины Хесса по профилю 3/77.

В рифтовом ущелье на профиле 1/77 коэффициент отражения составляет около



Р и с. 49. Сейсмические разрезы ГСП—МОВ по профилям 5/77 (а), 3/77 (б) и 1/77 (в) в зоне Га- лапагосского рифта

Показана клинообразная структура разрастания океанского дна. Условные обозначения см. на рис. 39, б

0,8, чему соответствует акустическая жесткость пород дна порядка $14,2 \times 10^5 \text{ г/см}^2 \text{ с}$. Следовательно, можно предполагать, что здесь на дно выходит II толща, которая при плотности $2,8 \text{ г/см}^3$ имеет скорость продольных волн $5-5,1 \text{ км/с}$. Ниже, судя по крутизне годографов дифрагированных волн, непосредственно под ней залегает IV толща со скоростью $7-7,5 \text{ км/с}$. По характеру сейсмической записи мощность этой толщи на временном разрезе составляет $2-2,5 \text{ с}$, что в масштабе глубины равно $7-8 \text{ км}$. Ниже этой толщи удастся провести условный горизонт А, относящийся, по-видимому, к верхам мантии. Таким образом, можно предполагать, что толща выше горизонта А есть мантийный интрузивный комплекс, слагающий дно впадины.

В осевой части впадины на профиле 3/77 условно выделяются две толщи. Акустическая жесткость первой из них составляет всего $6,3 \times 10^5 \text{ г/см}^2 \text{ с}$. Ниже нее залегает толща пород существенно (судя по характеру дифрагированных волн) более жестких, со скоростью $7-7,5 \text{ км/с}$. Необходимо отметить также, что эта толща рифтового ущелья здесь в значительно меньшей степени раздроблена на вертикальные блоки, чем на профиле 1/77. Горизонт А здесь не прослежен. На профиле 5/77, судя по

рельефу дна и глубинных границ, рифтовое ущелье только зарождается. Происходит дробление старой земной коры на блоки и их воздымание, формируя борта будущего рифтового ущелья. Наблюдается общий подъем глубинных пород (горизонта 4) к центру рифтового ущелья, но еще отсутствуют интрузии (вдоль зон нарушений), достигающие поверхности дна океана, как это видно на профилях 1/77 и 3/77.

Таким образом, строение разреза в рифтовом ущелье на всех трех профилях существенно различно. Это обусловлено, вероятно, различной степенью развития рифта в указанных областях. Сравнивая строение земной коры в рифтовом ущелье по этим профилям, можно проследить динамику этапов развития рифта — от более молодого, когда идет зарождение рифта, деформация (дробление на блоки и воздымание) старой коры, до более позднего, когда происходят раздвижение блоков, формирование рифтовой долины и образование новой земной коры [190, 343].

Таким образом, по данным ГСП—МОВ, волновая картина и глубинное строение двух главных областей — нерасчлененного и расчлененного рельефа — оказываются принципиально различными (см. рис. 49). В области нерасчлененного рельефа удастся выделить четыре структурные толщи нормальной коры. В области расчлененного рельефа Галапагосского рифта сейсмический разрез резко изменяется. Сюда не протягивается ни один из горизонтов, разделяющих толщи нормальной коры. Непосредственно под дном рифтовой долины наблюдается дробление коры на множество блоков, границы которых обрисованы дифрагированными волнами, которые прослеживаются в интервале 2 с временного разреза. Ниже нее наблюдаются упорядоченные, вытянутые в полосу отражения, по которым удается выделить три протяженных горизонта: A_1 — на уровне 7 с, A_2 — на уровне 7,5 с и A_3 — на уровне 8 с. Природа этих горизонтов неизвестна. В ряде мест для пород дна рифтовой долины получены высокие значения акустической жесткости ($14,2 \times 10^5 \text{ г/см}^2$), которые указывают на возможность высоких скоростей продольных волн. Поэтому можно предполагать, что горизонты A_1 и A_2 относятся к верхней мантии, а горизонт A_3 , возможно, отмечает подошву молодой, вновь созданной океанской литосферы.

Используя глубинные сейсмические разрезы (см. рис. 49), была построена схема глубинного строения по четвертому сейсмическому горизонту, т.е. по подошве океанской коры [343]. Из схемы видно, что глубина залегания подошвы коры изменяется от 8 до 11 км и соответственно ее мощность варьирует от 5 до 8 км. Следовательно, океанская кора не генерируется в осях спрединга с одинаковой мощностью. Наиболее существенно то, что на схеме отчетливо проступает зона подъема подошвы коры, имеющая субширотное простирание и находящаяся на продолжении Галапагосского рифта. Изопахита 9 км обрисовывает "антиклинальную" полосу, которая прослеживается на расстоянии более 100 км от окончания Галапагосского рифта далее на запад, образуя аномальную зону. В последней подошва коры поднята по сравнению со смежными участками на 2–2,5 км. Однако никакого соответствующего подъема в рельефе дна не наблюдается. Важно, что этот подъем очень мало отражается в гравитационном поле. Оценки показывают, что подобная картина может быть в том случае, если разность в плотностях пород коры и мантии не превышает $0,1 \text{ г/см}^3$ вместо обычных $0,25\text{--}0,3 \text{ г/см}^3$, т.е. аномальная зона характеризуется подъемом разуплотненной мантии [343].

Появление аномальной мантийной зоны в форме треугольника, пересекающей Восточно-Тихоокеанское поднятие, может быть объяснено веерообразным наращиванием треугольной формы пространства коры в пределах Галапагосского рифта. Внутри этой области разрастание океанского дна является не линейным, а площадным [110, 343]. По-видимому, аналогичные процессы площадного разрастания коры свойственны и другим областям дна Мирового океана [110, 111, 258, 343].

Резюмируя данную главу, укажем, что в результате изучения срединных хребтов и рифтовых зон Атлантического, Индийского и Тихого океанов удалось установить следующие важные черты их строения и внутренней структуры: 1) вертикальную и субвертикальную раздробленность коры на блоки в верхних ее слоях (втором и

третьем); 2) блоковое строение коры, уменьшение размеров блоков по мере приближения к оси рифтового ущелья от 5–8 до 1 км; 3) уменьшение размеров блоков с глубиной (выше границы М) от 3–5 км во втором слое до 1 км и менее в третьем слое; 4) появление в рифтовых зонах ниже границы М субгоризонтальной и горизонтальной расслоенности и увеличение размеров блоков до 10 км; 5) общее уменьшение размеров блоков в рифтовых зонах Тихого океана при меньшей дисперсии этих величин; 6) существенное различие внутренней структуры глубинных толщ коры Срединно-Атлантического хребта при пересечениях по 7° с.ш., 30° и 20° ю.ш.; 7) отсутствие четких отражающих границ между основными геофизическими слоями.

ГЛАВА VII

СТРОЕНИЕ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Разработка и внедрение в практику исследований строения дна океанов многоканального (глубинного) сейсмического профилирования (ГСП–МОВ) позволило получить в 1973–1984 гг. новые данные об инфраструктуре океанской коры в зонах наиболее выраженных глубинных разломов Атлантического (Атлантик, Вернадского, Романш, Азоро-Гибралтарского) и Тихого (Меррей, Хейзена, Императорского) океанов. Выполненные в 1973–1984 гг. исследования ГСП–МОВ перечисленных разломов показали, что наблюдаемая тектоническая обстановка значительно отличается от теоретически предсказанной [171, 175, 178, 194, 195].

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

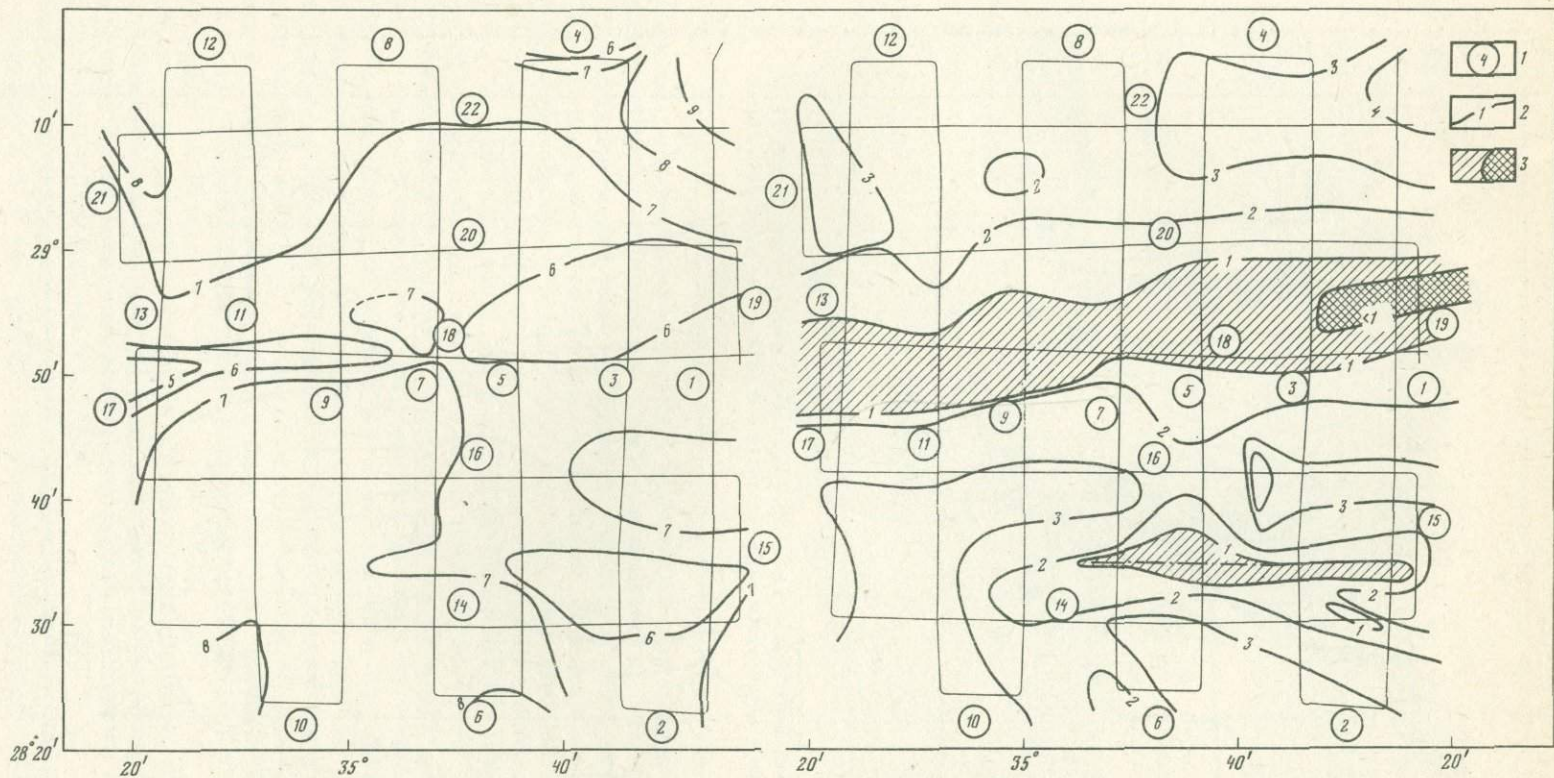
Разлом Атлантик

Методом ГСП–МОВ разлом Атлантик изучался в 1977 г. в 24-м рейсе НИС "Академик Курчатов". Работы велись на полигоне с координатами 28° 20' с.ш. и 34° 20'–35° 20' з.д., где по прямоугольной сети отработано 1222 пог. км профилей ГСП–МОВ (рис. 50, 51). На рис. 52 приведены фрагменты временных разрезов ГСП–МОВ на различных участках профилей, отработанных на полигоне Атлантик, которые в дальнейшем использовались при построении схематизированных сейсмогеологических разрезов земной коры, а затем структурных схем по основным отражающим горизонтам [194].

Осадочная толща мощностью 0,2 км на изученном полигоне по данным ГСП–МОВ практически обнаружена во всех "карманах", а в глубоких прогибах рельефа дна мощность осадков достигает 0,8 км (ПК 70–80 профиля 5/77, ПК 33–40 профиля 22/77). Можно предполагать, что тонкий слой осадков имеется во всех углублениях рельефа дна (фундамента), однако не обнаруживается из-за малой разрешающей способности ГСП–МОВ, не меньшей 0,1 км.

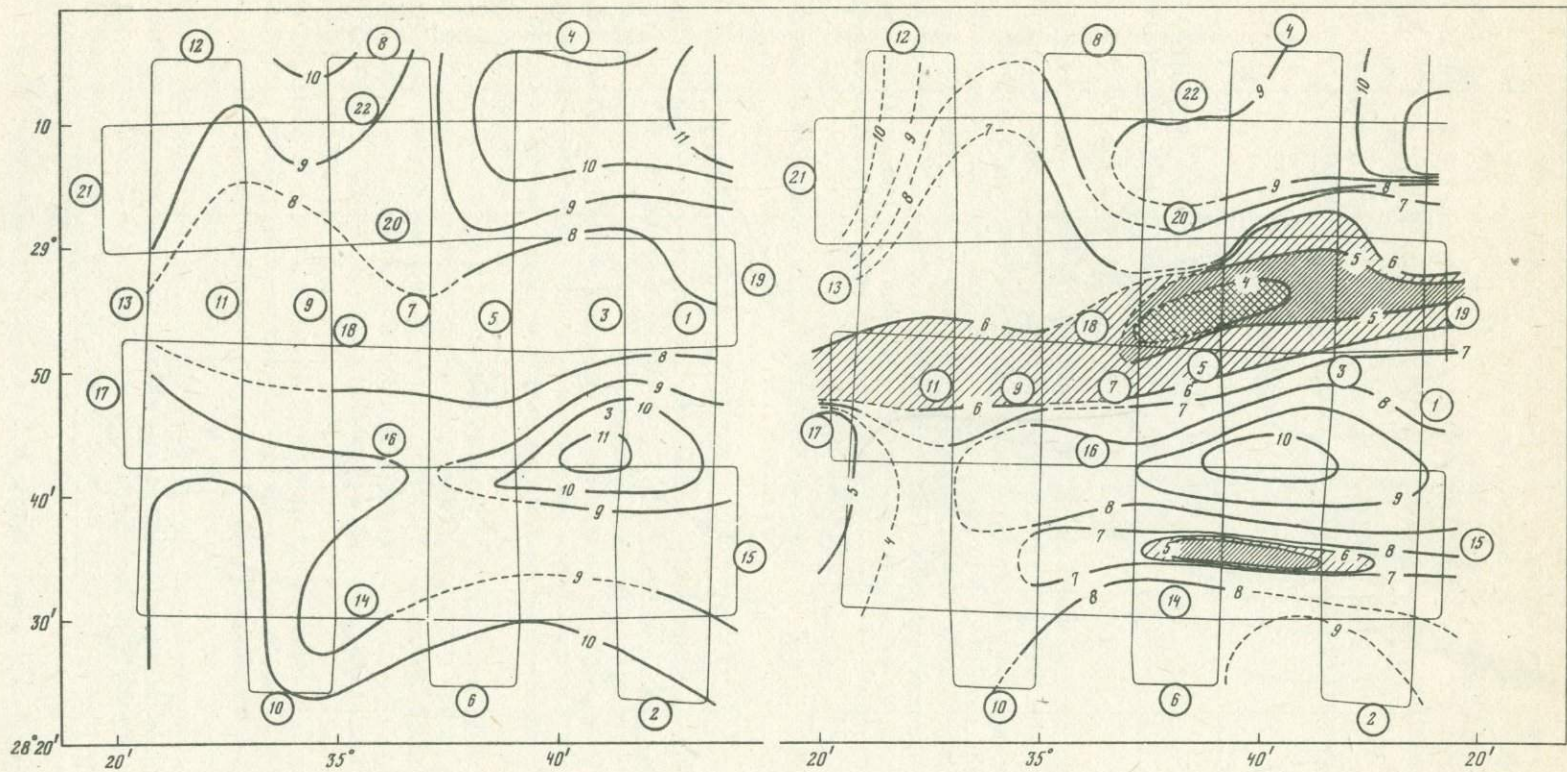
Акустический фундамент (второй слой) на всех профилях имеет идентичное строение. Верхняя толща второго слоя мощностью 0,5–1,5 км представлена чередованием линзовидных тел со средней протяженностью 4,5–8 км¹. Подошва этой толщи фиксируется повсеместно отражающим горизонтом 1, состоящим из отдельных площадок протяженностью до 10 км, разделенных зонами нарушений. На участках с повышенным рельефом дна наблюдается увеличение мощности верхней толщи второго слоя до 2 км (рис. 53). В зонах пониженного рельефа дна и, в частности, в осевой зоне разлома мощность верхней толщи второго слоя (II толща) уменьшается до 0,5 км или он совсем исчезает (см. рис. 53).

¹Здесь и ниже первая цифра значения по широтным профилям, вторая – по меридиональным.

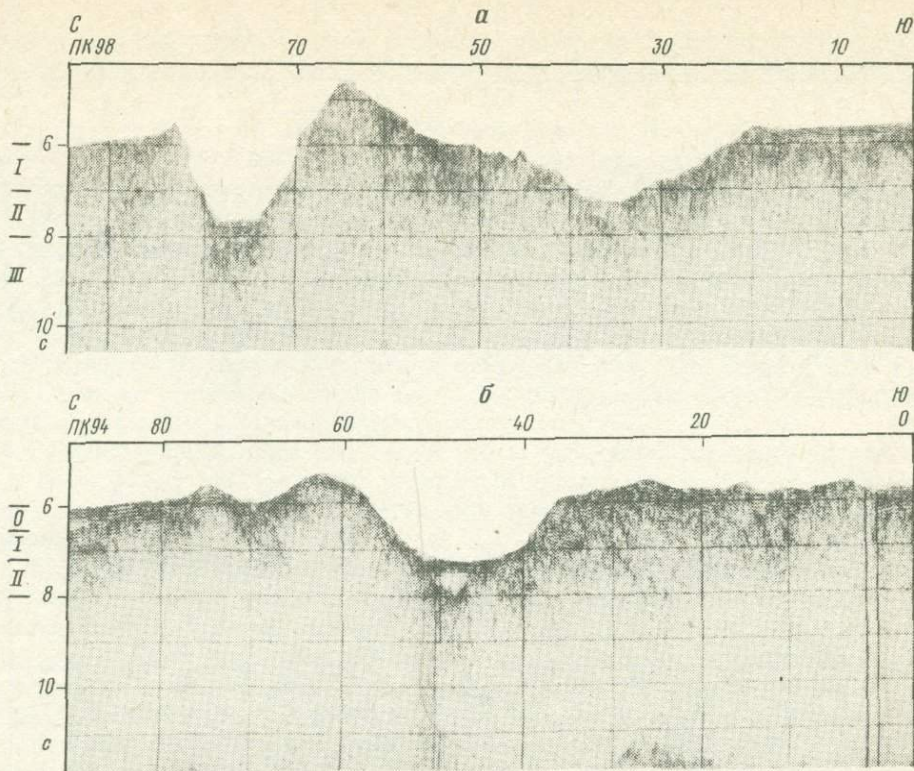


Р и с. 50. Структурные схемы по горизонту 2 (подошва второго слоя) в зоне разлома Атлантис (по [194])

1 — профили их номера; 2 — изопахиты, км; 3 — осевая зона разлома



Р и с. 51. Структурные схемы по горизонту 4 (подошва коры) в зоне разлома Атлантик (по [194])
 Условные обозначения см. на рис. 50



Р и с. 52. Фрагменты временных разрезов ГСП-МОВ в зоне разлома Атлантик
Разрез по профилям: а - 5/77, б - 11/77. 0, I-III - структурные толщи

Нижняя часть второго слоя (II толща), подошва которой условно выделяется горизонтом 2, достигает мощности 1,5–2,9 км, увеличиваясь в зонах поднятий рельефа дна и уменьшаясь в осевой части трансформного разлома, где она выходит на поверхность дна и прорывается глубинными интрузиями. Вертикальными нарушениями типа ступенчатых сбросов II толща разбита на блоки с максимальной протяженностью до 5 км при средних значениях длины блока 3,2 км на субширотных профилях и 5,5 км на субмеридиональных (см. рис. 53). Глубина залегания горизонта 2 меньше 6 км по оси разлома и больше 7 км на его бортах (см. рис. 51).

Условный горизонт 3 выделяет верхнюю часть третьего слоя (3а), мощность которой 1–3 км. В осевой зоне трансформного разлома эта толща поднимается к поверхности дна, залегая на глубине 0,5–2 км под дном (см. рис. 53). III толща имеет блоковое строение, максимальная протяженность блоков 5 км, средняя – 3,3 км. В области поднятий рельефа дна наблюдаются максимальные мощности верхней части третьего слоя (3а), достигающие 3,5 км (ПК 65 профиля 9/77, ПК 25 профиля 11/77, ПК 42 профиля 14/77 и т.д.). Мощность нижней части третьего слоя (3б) 3–4 км. Подошва третьего слоя выделяется условным горизонтом 4, залегающим на глубине 12–14 км.

Горизонт 4 (граница М) выделяется условно в виде отдельных отражающих площадок протяженностью до 5–9 км и по окончании вступления регулярных волн. В центральных частях понижения рельефа дна разлома наблюдается подъем горизонта 4 до глубины 9–10 км (см. рис. 52, 53).

Сейсмогеологические разрезы позволили построить структурные схемы по основным горизонтам 2, 3, 4 (см. рис. 51). Из рассмотрения структурных схем и разрезов

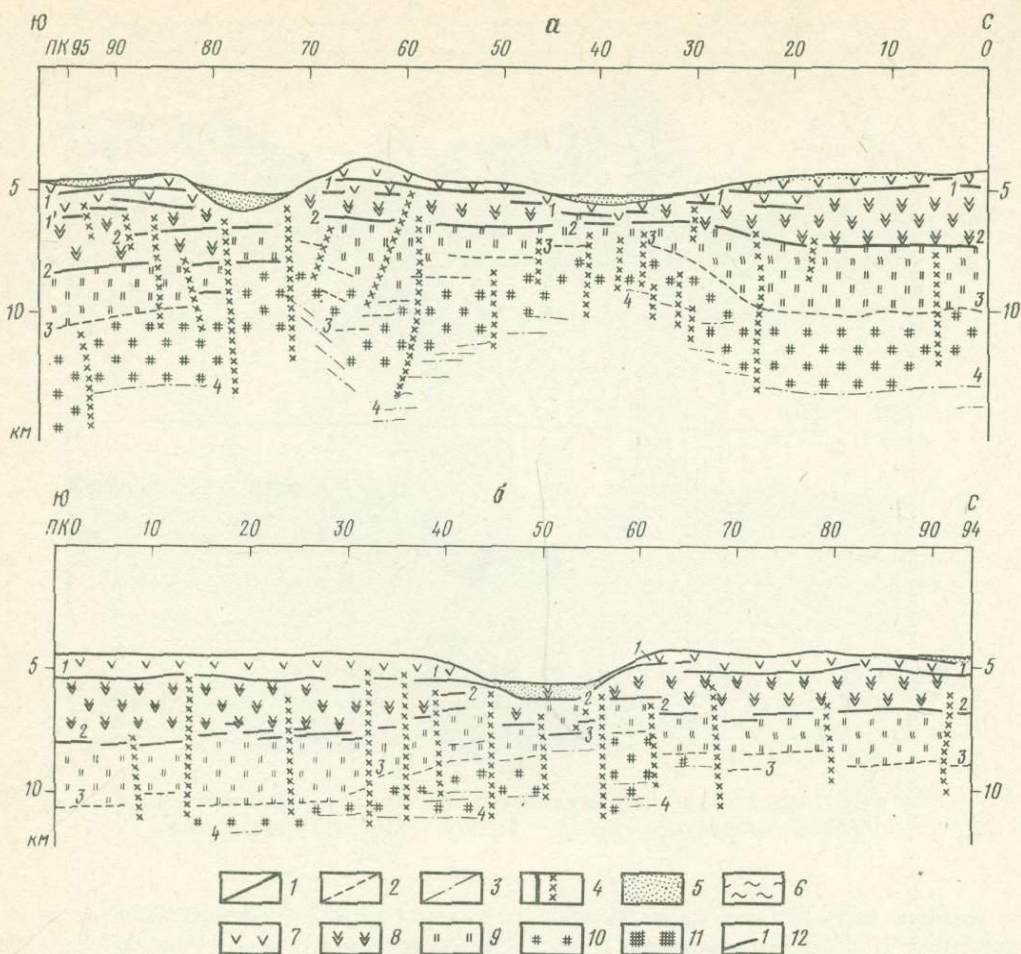


Рис. 53. Схематизированные разрезы ГСП-МОВ в зоне разлома Атлантик
Профили: а - 5/77, б - 11/77

Отражающие границы, проведенные: 1 - по интенсивным отраженным волнам; 2 - по слабым отраженным волнам; 3 - по отдельным вступлениям отраженных волн; 4 - зоны нарушений; 5 - осадочная толща; 6 - дислоцированные осадки; толщи второго геофизического слоя: 7 - верхняя, 8 - нижняя; толщи третьего геофизического слоя: 9 - верхняя, 10 - нижняя толща; 11 - границы верхней мантии, 12 - горизонты и их номера

(см. рис. 51-53) видно, что в осевой зоне разлома Атлантик происходит дробление земной коры на отдельные блоки протяженностью 4-8 км во втором слое и 2-5 км в третьем, а также подъем к поверхности дна глубинных (мантийных) масс, прорывающих третий, а местами и второй слой.

На исследованной площади трансформного разлома Атлантик выделяются две такие зоны - главная (центральная), идущая примерно по $28^{\circ}55'$ с.ш. и южная - по $28^{\circ}35'$ с.ш., причем южная зона выражена значительно слабее. В центральной зоне глубина залегания подошвы третьего слоя (граница М) не превышает 10 км, в южной - 11 км (см. рис. 51). Таким образом, на основании данных ГСП-МОВ о структуре второго и третьего слоев земной коры в зоне разлома Атлантик можно сделать следующие выводы:

1. Земная кора имеет блоковое строение. Размеры блоков различаются в широтном и меридиональном направлениях, составляя соответственно 4,5-5 и 6-8 км для

второго слоя. Для третьего слоя блоковая структура сохраняется, но протяженность блоков составляет 3,5–5 км на широтных профилях и 6–7 км на меридиональных¹.

2. Второй слой земной коры имеет сложное строение. В нем четко выделяется верхняя толща мощностью 0,5–1,5 км, представленная линзовидными телами мощностью 0,3–1 км, средней протяженностью до 7,5 км в меридиональном и 4,5 км в широтном направлениях. Нижняя толща второго слоя мощностью 1–2,9 км имеет блоковое строение, причем средние размеры блоков изменяются от 3 до 5,5 км на широтных и от 5,5 до 6 км на меридиональных профилях. Блоки разделены субвертикальными нарушениями типа ступенчатых сбросов.

3. Третий слой разделяется на верхнюю и нижнюю толщи мощностью 2–3 и 3–4 км соответственно. Непрерывной границы между толщами нет. Разделяющий их горизонт 3 состоит из дискретных площадок средней протяженностью 1,7 км на меридиональных профилях и 2,5 км на широтных.

4. Граница твердой коры (М) соответствует условному горизонту 4, залегающему на глубине 12–14 км. Он имеет дискретную структуру, состоит из отдельных площадок со средней длиной 5–6 км на широтных профилях и 8–10 км на меридиональных.

5. В осевой зоне трансформного разлома наблюдается дробление всех слоев земной коры на блоки протяженностью 2–3 км, выклинивание (утонение) второго и местами верхней толщи третьего слоев и подъем к поверхности дна на 4–5-километровую глубину под дном мантийных пород. В общих чертах структура земной коры здесь близка к характерной для оси рифтов (см. гл. V), но убывает мощность второго слоя, а не третьего, как это имело место в осевой зоне рифтов.

6. Учитывая блоковую структуру основных слоев земной коры, наличие ступенчатых субвертикальных сбросов, разделяющих блоки, и интрузий мантийных пород в оси трансформного разлома, можно предполагать, что раздвиговые составляющие играют определенную роль в формировании изученного участка разлома Атлантик.

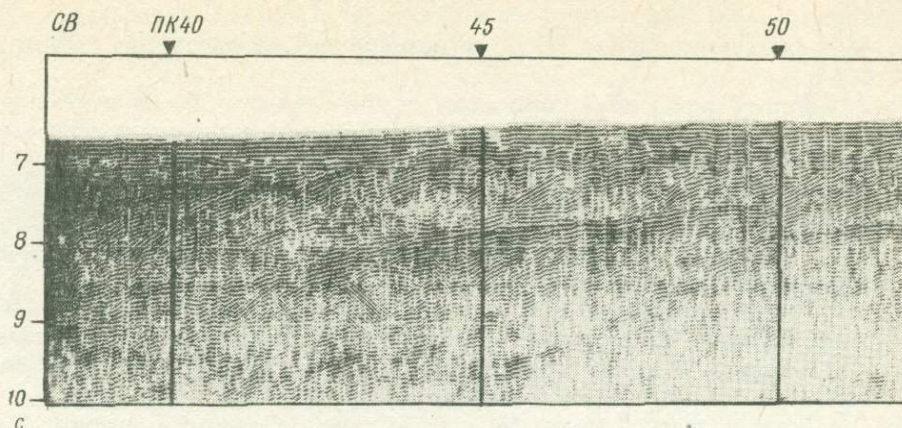
Разлом Вернадского

В зоне разлома Вернадского (6–9° с.ш. и 32–38° з.д.) глубинное сейсмическое профилирование было выполнено по четырем профилям общей протяженностью 847 пог. км, отработанным в процессе 7-го рейса НИС "Академик Вернадский" в 1973 г. в экваториальной зоне центральной части Срединно-Атлантического хребта [159, 171, 175].

В результате обработки на ЭВМ получены непрерывные разрезы земной коры, вплоть до границы М, определены средние и пластовые скорости ее основных слоев. Профиль 2/73, расположенный в центральной части экваториальной зоны Атлантического океана, пересекающий с северо-востока на юго-запад гребень Срединно-Атлантического хребта и разломы 7° с.ш. протяженностью 362 км, подробно описан в предыдущем разделе при рассмотрении строения срединно-океанических хребтов (см. гл. VI).

Профиль 3/73 имеет протяженность 265 км (рис. 54, 55). Глубина океана вдоль линии профиля изменяется от 3,4 (ПК 177) до 4,8 км (ПК 49, 104) при средней глубине 4,5 км. Рельеф дна неровный, здесь выделяются локальные поднятия и понижения амплитудой до 1,1 и 0,4 км. На поднятиях дно сложено плотными породами с акустической жесткостью $(7 \div 12) \times 10^5 \text{ г/см}^2 \text{ с}$, тогда как впадины заполнены рыхлыми осадками с плотностью 3,8–6,5 г/см³. Регулярная запись отраженных волн

¹ Микроблоки третьего слоя имеют протяженность 1,7 км на широтных профилях и 2,5 км на меридиональных, микроблоки второго слоя – 2,2 км на широтных профилях и 3,5–5 км на меридиональных.

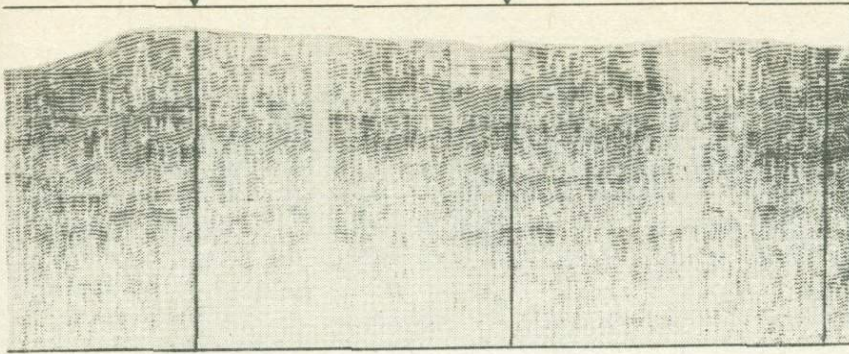


Р и с. 54. Фрагмент временного разреза в зоне разлома Вернадского по профилю 3/73 ГСП-МОВ (по [175, 194]).

под дном достигает 4–5 с. На разрезе удается выделить несколько слоев по общему характеру сейсмической выраженности и значениям скоростей упругих волн.

Осадочный слой распространен только в понижениях рельефа дна и отличается выдержанной внутренней слоистостью, спокойным залеганием и низкими значениями пластовой скорости (1,7–2 км/с). Это позволяет отнести этот слой к рыхлым осадкам океана, мощность которых достигает 0,6 км (ПК 104), составляя обычно 0,3–0,4 км. Подошва слоя неровная. Некоторые особенности сейсмических записей (ПК 30–54) позволяют предполагать, что в составе первого слоя на ряде участков, помимо верхних рыхлых осадков, присутствуют консолидированные осадочные породы, выполняющие эрозионно-тектонические понижения коренного ложа и являющиеся более древними осадочными образованиями океана (нижний этаж осадков).

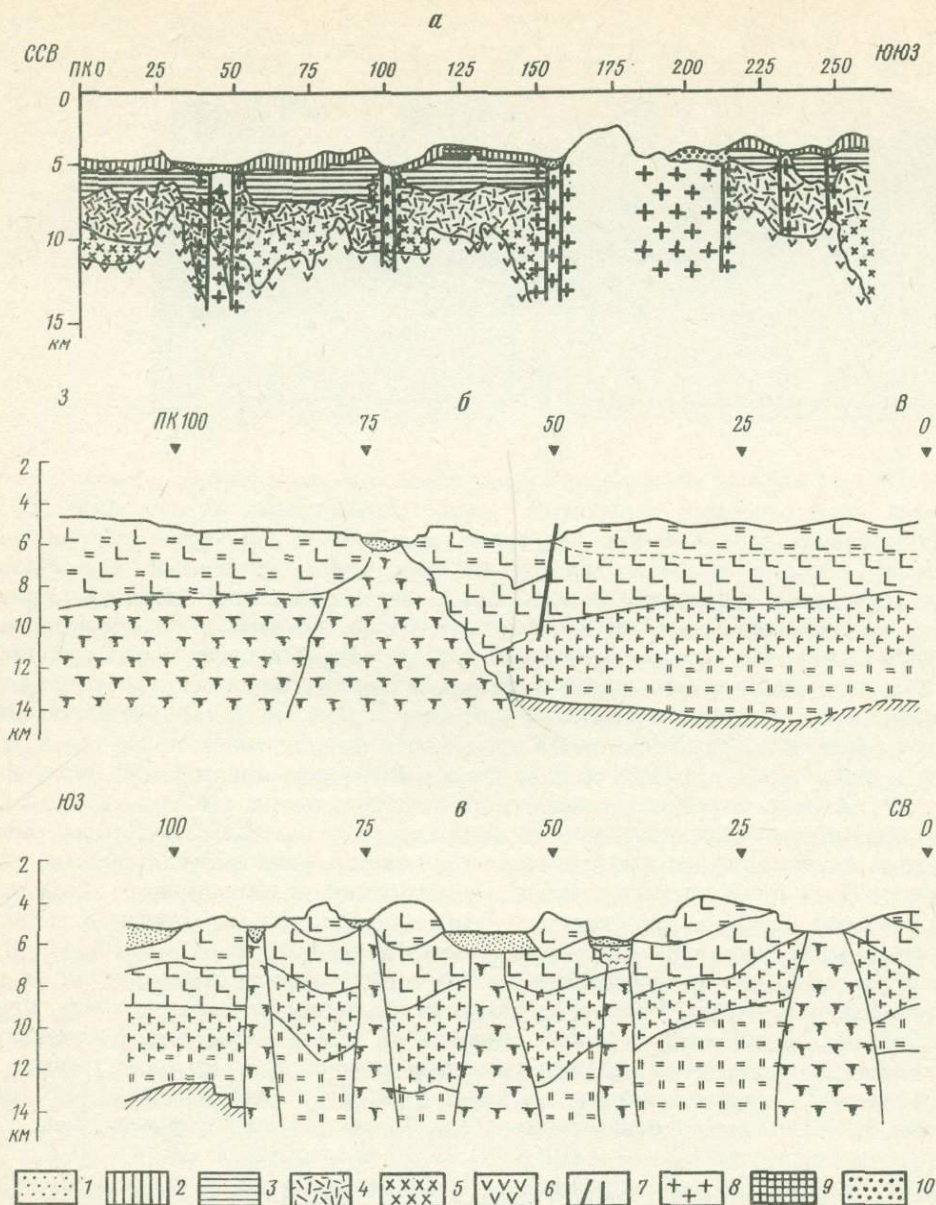
Второй слой отчетливо выделяется между подошвой осадков (или дном на участках их отсутствия) и отражающим горизонтом, который почти повсеместно прослеживается в интервале времен 6–8 с. Его толща является в общем неоднородной средой, расчлененной на верхнюю (I толща) и нижнюю (II толща) части. Пластовая скорость в верхней части 3,3–4,4, а в нижней – 5,4–6,1 км/с. Общая мощность второго слоя 1,8–3,6 км, однако наиболее выдержанными на участках спокойного залегания являются значения 2,2–2,5 км. Характерно, что максимальная мощность приурочена к выступам рельефа, где второй слой обнажается на дне (ПК 60, 80, 93, 125, 142, 225, 260). Минимальные значения мощностей (вплоть до разрыва пород) фиксируются в депрессионных участках рельефа, заполненных осадками. Внутри второго слоя выделяются невыдержанные отражающие границы, которые разделяют верхнюю его толщу на линзовидные тела мощностью до первых сотен метров и протяженностью до 10 км. Применение обратной фильтрации позволяет расчленить эту толщу на пачки пород, которые резко отличаются друг от друга величиной скоростей упругих волн. Высокоскоростные пласты (4–6 км/с), которые могут соответствовать базальтам, чередуются с пачками относительно низкоскоростных пород (2,2–3,8 км/с), представленных, скорее всего, консолидированными осадочными образованиями. Слоисто-линзовидная модель верхов второго слоя осложнена большим количеством дизъюнктивных нарушений типа вертикальных уступов, образующих в общем обратноступенчатую моноклинал. Амплитуды нарушений различны – от первых сотен метров до 1,5–2 км. Наиболее интенсивные разломы типа вертикальных ступеней установлены в районе ПК 30, 42, 50, 100, 149, 235, 240, где их суммарная амплитуда достигает 1,5–2 км. Нижняя толща имеет блоковую структуру.



Третий слой отчетливо выделяется между отражающими горизонтами 2 и 4. Общая мощность слоя 4–6 км. Его толща представлена достаточно монолитными породами, которые разбиты многочисленными субвертикальными внутренними зонами нарушений (расколами) на большое количество блоков. Заметной горизонтальной расслоенности здесь не наблюдается. Однако местами в интервале времен 8,0–8,7 с отмечается группа характерных отражений, позволяющих условно выделить горизонт, разделяющий третий слой на две толщи – верхнюю и нижнюю, которые различаются значениями пластовых скоростей: 7,4–6,7 и 7,7 км/с соответственно.

Поверхность М местами отмечается вступлением отчетливых низкочастотных отражений, составляющих условную границу (горизонт 4), ниже которой залегают породы с $V_{пл} \geq 7,6$ км/с. Строение границы достаточно сложное, на ней выделяется много нарушений, разделяющих границу М на дискретные отрезки длиной до 10 км. Средняя мощность земной коры на рассматриваемом участке профиля составляет 11 км, изменяясь от 14,5 до 7,5 км, причем наблюдается закономерное уменьшение ее мощности в зонах разломов, которым предшествуют крупные поднятия (в виде ступенчатых взбросов) границы М, амплитуда которых достигает 4,5 км (ПК 25–40, 77–93, 115–145, 250). Характерно, что под разделом М на некоторых участках отмечается целый ряд невыдержанных субгоризонтальных отражающих горизонтов протяженностью до 10 км. Не исключено, что некоторые из них обусловлены частично кратными отражениями, однако можно предполагать субгоризонтальную слоистость среды ниже границы М.

Профиль 4/73 – протяженностью 115 км (см. рис. 55). Глубина океана вдоль линии профиля 3, 4–5 км при средней глубине 4,2 км. Рельеф дна резко расчленен. Выделяются поднятия амплитудой 0,8–1 км (ПК 0, 10, 25, 36, 65) и впадины (ПК 47–60, 69–75). В восточной части (ПК 0–50) профиль пересекает приподнятую зону. Средняя глубина здесь 3,6–4 км. В центральной части (ПК 47–75) профиль пересекает зону максимальных глубин (4,9–5 км). В западной части профиля (ПК 80–100) глубина океана плавно уменьшается от 4,8 до 4 км. По характеру геологического строения дна профиль так же пересекает три зоны. В интервале ПК 0–50 разрез земной коры представлен в виде двух основных слоев – второго (фундамент) и третьего (океанического). Мощность второго слоя увеличивается от 3,8 (ПК 0) до 4,5 км (ПК 45). Нижняя граница местами здесь проведена условно по виду сейсмической записи, весьма характерной для этого слоя. Верхняя граница слоя в интервале ПК 0–55 выходит на поверхность дна океана. Второй слой представлен чередованием пачек пород с высокой акустической жесткостью. Причем протяженность отдельных отражающих границ не более 7–10 км. В интервале ПК 30–50 во втором слое можно выделить верхнюю толщу мощностью 1,6–2 км, представленную, вероятно, наиболее дислоцированными породами и максимальным числом локальных нарушений.



Р и с. 55. Схематизированные сейсмические разрезы земной коры в зоне разлома Вернадского

a — по профилю 3/73; 1 — рыхлые осадки (первый слой, $V_{\text{пл}} = 1,82 \div 2,05$ км/с); 2 — верхняя часть фундамента (второй слой, $V_{\text{пл}} = 3,5 \div 4,35$ км/с); 3 — нижняя часть фундамента (второй слой, $V_{\text{пл}} = 5,39 \div 6,07$ км/с); 4 — верхняя часть океанического слоя (третий слой, $V_{\text{пл}} = 6,39 \div 7,35$ км/с); 5 — нижняя часть океанического слоя (третий слой, $V_{\text{пл}} = 7,35 \div 7,62$ км/с); 6 — мантийные слои ($V_{\text{пл}} = 7,6 \div 8,4$ км/с); 7 — интрузии; 8 — нарушения, сопровождающиеся интрузиями; 9 — зона разломов; 10 — выход на поверхность дна глубинных (жестких) пород; *б* — по профилю 4/73; *в* — по профилю 5/73. Условные обозначения см. на рис. 45

Третий слой на данном участке профиля представлен, вероятно, достаточно монолитной, но во многих местах разбитой нарушениями толщей. Мощность слоя уменьшается от 6,1 (ПК 15) до 3,6 км (ПК 50) и вплоть до полного выклинивания в районе ПК 55—60. Следует отметить, что подошва третьего слоя прослеживается достаточно уверенно только в районе ПК 20—55, а в интервале ПК 0—20 проведена условно. Она залегает на глубинах 13,6 (ПК 25) — 12,4 км (ПК 55) и является, вероятно, границей М. В интервале ПК 50—80 профиль пересекает зону нарушений. Здесь можно выделить условно опущенный блок (ПК 50—57), представленный породами второго слоя. Причем нижняя граница (подошва) второго слоя залегает здесь на глубине 8,8—10 км, в то время как мощность третьего слоя уменьшается до 2,8 км. В интервале ПК 55—59 породы второго слоя перекрыты слоем рыхлых осадков мощностью до 0,4 км, заполняющих зону максимального прогиба пород этого слоя.

В интервале ПК 57—70 выделяется поднятый блок, где мощность пород второго слоя максимальная и составляет 5—5,8 км. Причем в нем выделяются достаточно четко верхняя (мощность 1,6—2,4 км) и нижняя (мощность 4—4,2 км) толщи. Породы третьего слоя в районе ПК 55—60 выклиниваются и, вероятно, мантийные слои в районе ПК 65—75 выходят непосредственно к поверхности дна, где перекрываются слоем (0,4 км) рыхлых осадков. В районе ПК 75—110 происходит постепенное погружение мантийных пород и граница М (?) залегает на глубинах 7,6 (ПК 80)—9 км (ПК 115). По характеру сейсмической записи можно предполагать, что на этом участке породы второго слоя подстилаются непосредственно мантийными породами, а породы третьего слоя отсутствуют.

Профиль 5/73 протяженностью 105 км по нормали пересекает с северо-северо-востока на юго-юго-запад зону трансформных разломов 7° с.ш. центральной части экваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 55). Рельеф дна океана вдоль линии профиля сильно расчленен. Выделяются зоны поднятий, где глубина океана достигает 2,6—3 км, и зоны прогибов с глубинами 4,4—4,8 км при средней глубине океана 3,7 км. Земная кора вдоль линии профиля имеет блоковое строение. По характеру сейсмической записи выделяются поднятые блоки, где глубина океана менее 4,4 км. Как правило, на поднятых блоках, протяженность которых здесь 10—15 км (ПК 20—35, 45—50, 65—72, 78—85), на поверхность дна выходят породы фундамента (верхней части второго слоя). Осадки здесь отсутствуют.

В пределах опущенных блоков (в зонах понижения рельефа дна) протяженностью 5—10 км (ПК 10—17, 38, 42, 52—64, 72—77, 87—93, 98—105) строение дна весьма разнообразно. Так, в интервале ПК 10—17 можно предполагать выход на поверхность дна мантийных глубинных пород (четвертого слоя) и одновременно эффузивных пород (линз), что связано с нарушениями (разрывами) и глубинными интрузиями. В интервале ПК 38—42 на поверхности дна выделяется слой рыхлых осадков мощностью до 200 м, залегающих горизонтально. Осадки подстилаются дислоцированными породами фундамента (второго слоя) мощностью 1,5 км, залегающими непосредственно на более плотных породах, интродуцирующих в виде даек шириной 4—5 км. Аналогичная картина наблюдается в районе прогиба (ПК 52—64), но здесь рыхлые осадки также охвачены зонами нарушений и дислокаций, что свидетельствует о протекании современных тектонических процессов. В зонах прогибов (ПК 72—77, 87—93, 90—105) под поверхностью дна залегают рыхлые осадки, мощность которых увеличивается с северо-востока на юго-запад от 0,2 до 1 км.

Поднятые блоки разделяются зонами вертикальных нарушений (ступенчатых сбросов), охватывающих всю толщу земной коры. Именно эти нарушения и формируют прогибы в рельефе дна. Строение поднятых блоков примерно аналогичное. На гипсометрическом уровне 2,6—5 км залегают породы верхней части фундамента, мощность которых увеличивается к вершине блока от нуля (по окраинам) до 3 км. Почти повсеместно условно можно выделить породы нижней части фундамента, залегающие на гипсометрических уровнях 5—8 км при средней мощности 3 км. Породы фундамента подстилаются условно выделяемыми породами океанического (третьего) слоя мощ-

ностью 4–6 км, кровля которого залегает на гипсометрическом уровне 8–9 км. Почти во всех блоках породы третьего слоя расчленяются на верхнюю и нижнюю толщи. Мощность верхней толщи 2–4 км, границу нижней толщи условно удается выделить только в интервале ПК 90–115, где она залегает на глубине 13–14 км. На остальных участках профиля подошву пород третьего слоя (границу М) проследить не удалось.

Глубинное сейсмическое профилирование МОВ позволило детально изучить строение земной коры в сложных условиях трансформных разломов центральной части экваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта (зона разломов 6–9-го градуса с.ш.) [147]. В результате выполненного профилирования по пяти профилям общей протяженностью 847 км удалось установить:

1. На большинстве исследованных участков земная кора имеет блоковое строение. Блоки разделены сериями нарушений типа вертикальных сбросов, охватывающих, как правило, всю толщу земной коры и сопровождающихся интрузиями глубинных мантийных масс.

2. В большинстве случаев зоны разломов в рельефе дна океана приурочены к погруженным участкам с гипсометрическим уровнем 4,5–5,5 км.

3. Пониженные участки дна заполнены рыхлыми горизонтально залегающими осадками, мощность которых 0,2–1,2 км. На некоторых участках рыхлые осадки дислоцированы современными тектоническими процессами.

4. На профилях 2/73, 3/73, 5/73 местами рыхлые осадки подстилаются дислоцированными породами мощностью до 1,5 км, которые можно условно отнести к более древним вулканогенно-осадочным формациям.

5. Породы второго геофизического слоя в верхней толще мощностью 0,5–2 км (фундамента) представлены чередованием линзовидных тел протяженностью 5–15 км с резко изменяющейся акустической жесткостью. Нижняя толща второго слоя мощностью 1,5–4 км имеет блоковое строение. Размеры блоков 3,5–5 км в широтном и 5–7 км в меридиональном направлениях.

6. Максимальные мощности второго слоя достигают 6 км и приурочены к поднятиям в рельефе дна, где наблюдаются его вздутия. Подошва пород фундамента залегает на глубинах 7–8 км и разорвана нарушениями.

7. Породы третьего слоя по характеру сейсмической записи представляют собой акустически однородную толщу, разбитую на блоки субвертикальными нарушениями. Условно выделяются верхняя и нижняя толщи мощностью 2–3 и 4–6 км соответственно. Средняя мощность пород третьего слоя 6–8 км. В зонах поднятий рельефа дна она увеличивается.

8. Подошва пород третьего слоя (граница М) выделяется только на отдельных участках – там, где она залегает на глубинах не более 10–12 км. В остальных случаях ее проведение выполнено условно. На большинстве исследованных профилей глубина границы М составила 11–14 км, погружаясь до 16 км в зонах поднятых блоков и поднимаясь до 6 км в рифтовых долинах и осевых зонах трансформных разломов, вплоть до выхода к поверхности дна в рифтовой долине (профили 2/73, 4/73 и 5/73) (см. рис. 54, 55).

9. На всей исследованной площади дизъюнктивные нарушения играют определяющую роль. Во втором и третьем слоях наиболее характерны нарушения типа вертикальной ступени (сбросы), сопровождающиеся интрузиями мантийных масс, которые в общем и обуславливают сложнблоковое строение консолидированной коры. Ниже границы М наблюдается субгоризонтальная расчлененность мантии.

10. Судя по характеру нарушений и по приближению в оси разломов к поверхности дна пород мантии, следует считать, что в формировании разломов 6–9-го градуса с.ш., помимо сдвиговых, раздвиговые усилия, нормальные к оси трансформных разломов, играли определенную роль.

Разлом Романш

В экваториальной зоне Атлантики трансформный разлом Романш смещает Срединно-Атлантический хребет на 860 км. Он представляет собой систему хребтов и межгорных впадин. Центральная впадина Романш имеет максимальную глубину в Атлантическом океане 7758 м [178, 194].

В 1-м райсе НИС "Профессор Богоров" в 1976 г. в зоне разлома Романш нами были проведены комплексные геофизические исследования, включая глубинное сейсмопрофилирование (ГСП—МОВ), измерение полного вектора напряженности магнитного поля и эхолотирование по профилям общей протяженностью 1745 км. Через глубоководную котловину было отработано четыре субмеридиональных пересечения в центральной части разлома, один субширотный и четыре субмеридиональных профиля в западной части разлома. Условно эти два участка названы соответственно Романш-1 и Романш-2. Длина профилей 50—100 км, расстояние между профилями 10—20 км. Плановое положение профилей, их взаимное расположение показаны на схеме (рис. 56).

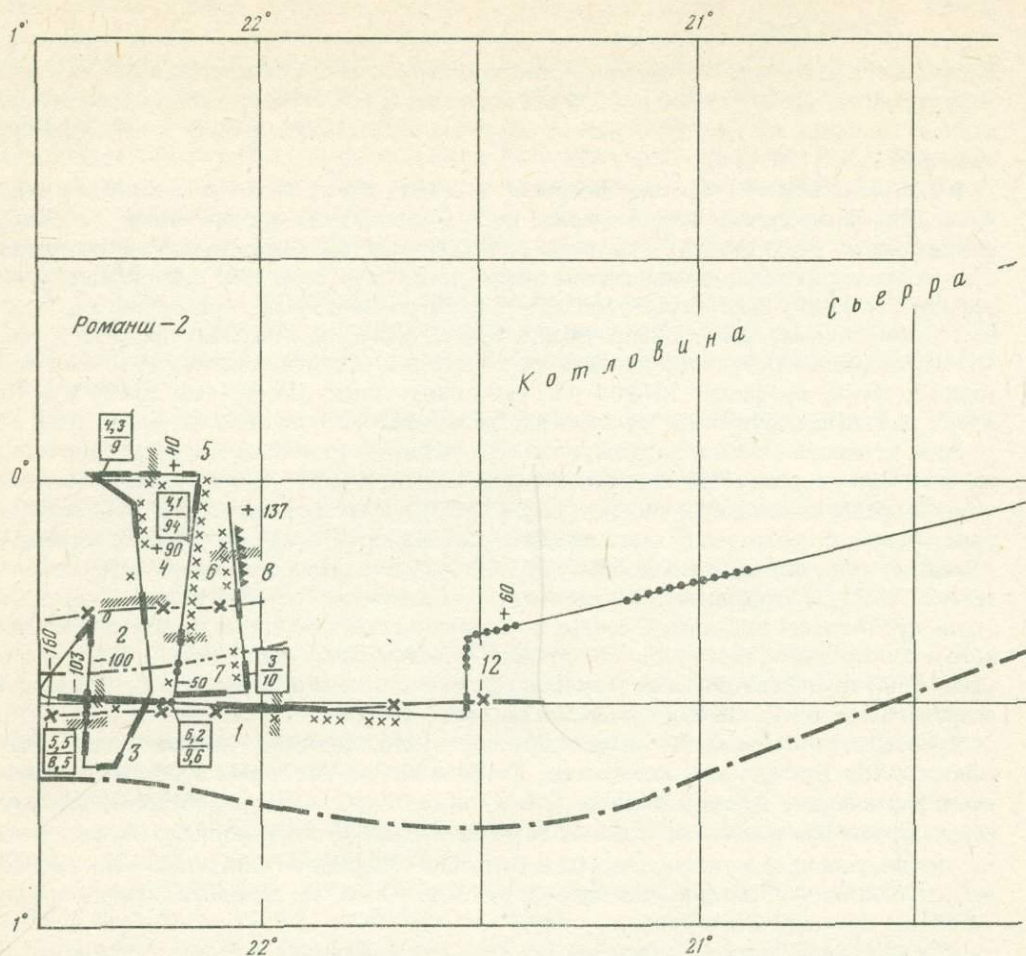
Зона разломов Романш разделяет две крупнейшие котловины Атлантического океана: к северу располагается котловина Сьерра-Леоне, к югу — Бразильская. Участок Романш-1 представляет собой систему узких хребтов и межгорных впадин субширотного простирания, в центральной части которой располагается самая глубоководная впадина Атлантического океана с глубиной 7758 м. Рассматриваемая область обладает исключительно сложным строением дна. Она имеет асимметричное сечение, которое изменяется вдоль простирания впадины. С севера котловина ограничена тремя хребтами субширотного простирания. Самый высокий из них — средний, имеющий относительную высоту 1200—1500 м. В межгорных впадинах находятся выровненные участки дна: с северной стороны шириной 15—18 км, с южной — до 3 км.

Хребет, ограничивающий впадину Романш с юга, достигает высоты более 1700 м относительно Бразильской котловины. Глубина океана над этими хребтами, ограничивающими впадину Романш с севера и юга, около 2600 м. Таким образом, амплитуда перепада рельефа в области впадины Романш составляет 5 км и более. Склоны впадины имеют большую крутизну, местами более 30°. Ширина относительно выровненного дна глубоководной впадины колеблется от 3 до 10 км. На самом восточном профиле 14/76 дно котловины выпуклое.

В центральной части разлома Романш (участок Романш-2), западнее меридиана 21°, в рельефе дна начинают преобладать морфоструктуры относительно меньших размеров. Все пять профилей (2/76, 4/76, 6/76, 8/76, 12/76) пересекают хребет субширотного простирания. Его вершина находится на глубине 3,2—3,6 км. Крутизна склонов хребта изменяется от 10 до 25°. К подножию южного и северного склонов примыкают выровненные участки дна с глубинами 4900 м. На связующем профиле 15/76 между участками Романш-1 и Романш-2 наиболее сложный рельеф отмечается в районе подводной горы с отметкой 1497 м (ПК 70—250). Резко расчлененный рельеф дна здесь имеет амплитуду от 200—400 до 1200 м. К западу от этой расчлененной зоны располагаются выровненные участки дна с глубинами 4 км.

Зона разлома Романш является сложным геологическим объектом для сейсмопрофилирования. Резко расчлененный рельеф, большие углы наклона дна и геологических границ раздела, большое количество тектонических нарушений создают трудные условия для проведения ГСП—МОВ. Однако выполненные сейсмические исследования показывают, что в этом сложном районе метод ГСП—МОВ позволил получить информацию о строении осадочной толщи, второго и третьего слоев земной коры. Учитывая, что ГСП—МОВ велось не оптимально, со слабым источником упругих волн и короткими косами, не позволяющими вести определения скоростных характеристик разреза, полученные данные можно расценивать как рекогносцировочные¹.

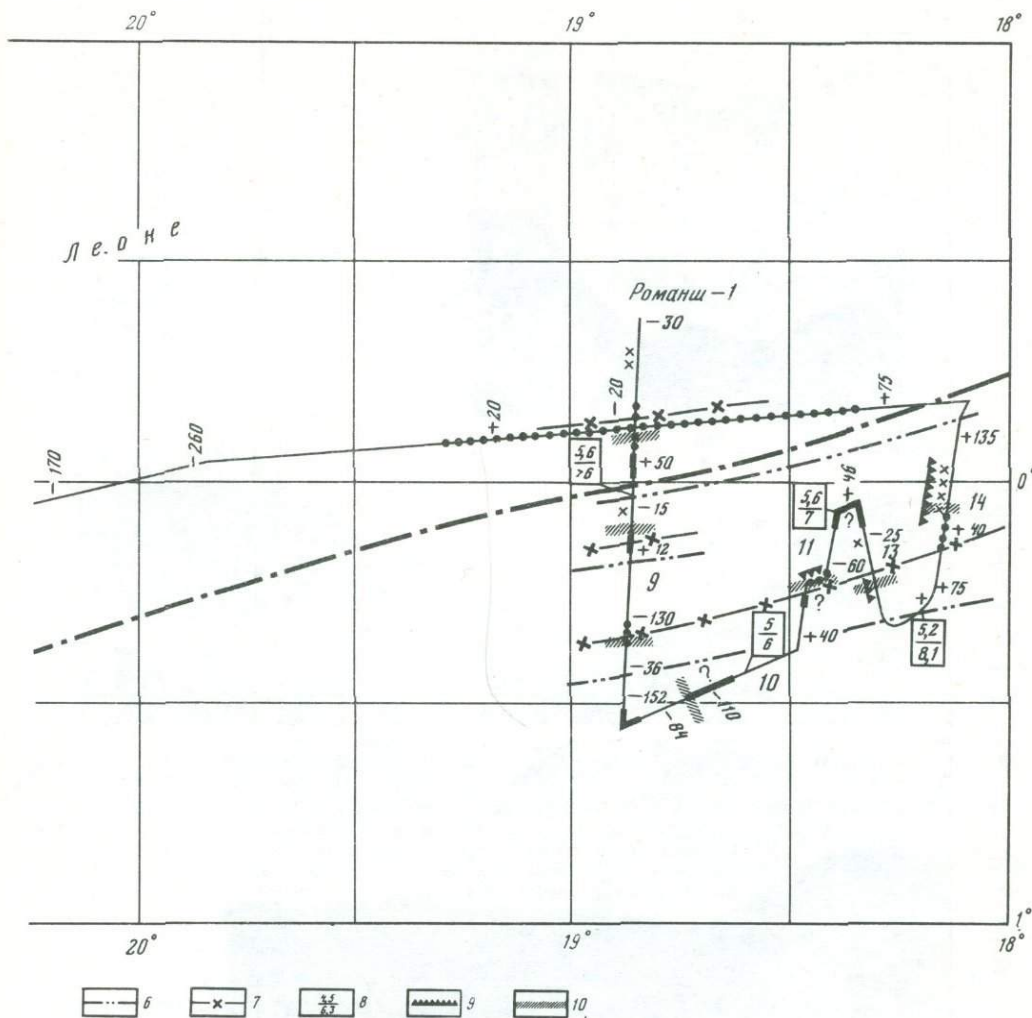
¹ Методика и техника работ на полигоне Романш аналогична описанной для полигона Атлантис.



Р и с. 56. Расположение профилей и результаты изучения разлома Романш комплексом геофизических методов (по [178, 194])

1 — осадочная толща (по данным ГСП—МОВ); 2 — выровненные участки дна (по данным промера), где возможно наличие рыхлых осадков; 3 — значение аномального магнитного поля; 4 — участки, где получены данные о структуре второго и третьего слоев; 5 — граница раздела между котловинами Сьерра-Леоне и Бразильской; 6 — оси хребтов и гряд; 7 — оси межгорных впадин; 8 — мощность (км) второго (числитель) и третьего (знаменатель) слоев (по данным ГСП—МОВ); 9 — возможные выходы мантийных пород на поверхность дна; 10 — предполагаемые разломы, секущие всю земную кору, в оси которых наблюдается подъем мантийных масс

В районе глубоководной впадины (Романш-1) и на западном участке полигона (Романш-2) обнаружен целый ряд межгорных впадин, частично выполненных осадками мощностью 0,2–0,8 км, реже до 1 км и более. Эти впадины имеют ровное, почти плоское дно. В некоторых местах максимальные мощности до 1,5–2 км приурочены к углублениям и карманам фундамента. По выполненным профилям трудно судить о площадном расположении осадков. Профили, на которых выявлены осадки на склонах, при деталь-ных работах могут оказаться косыми сечениями небольших депрессий. Поперечные размеры осадочных бассейнов изменяются от 2 до 10 км. Поэтому для решения проб-

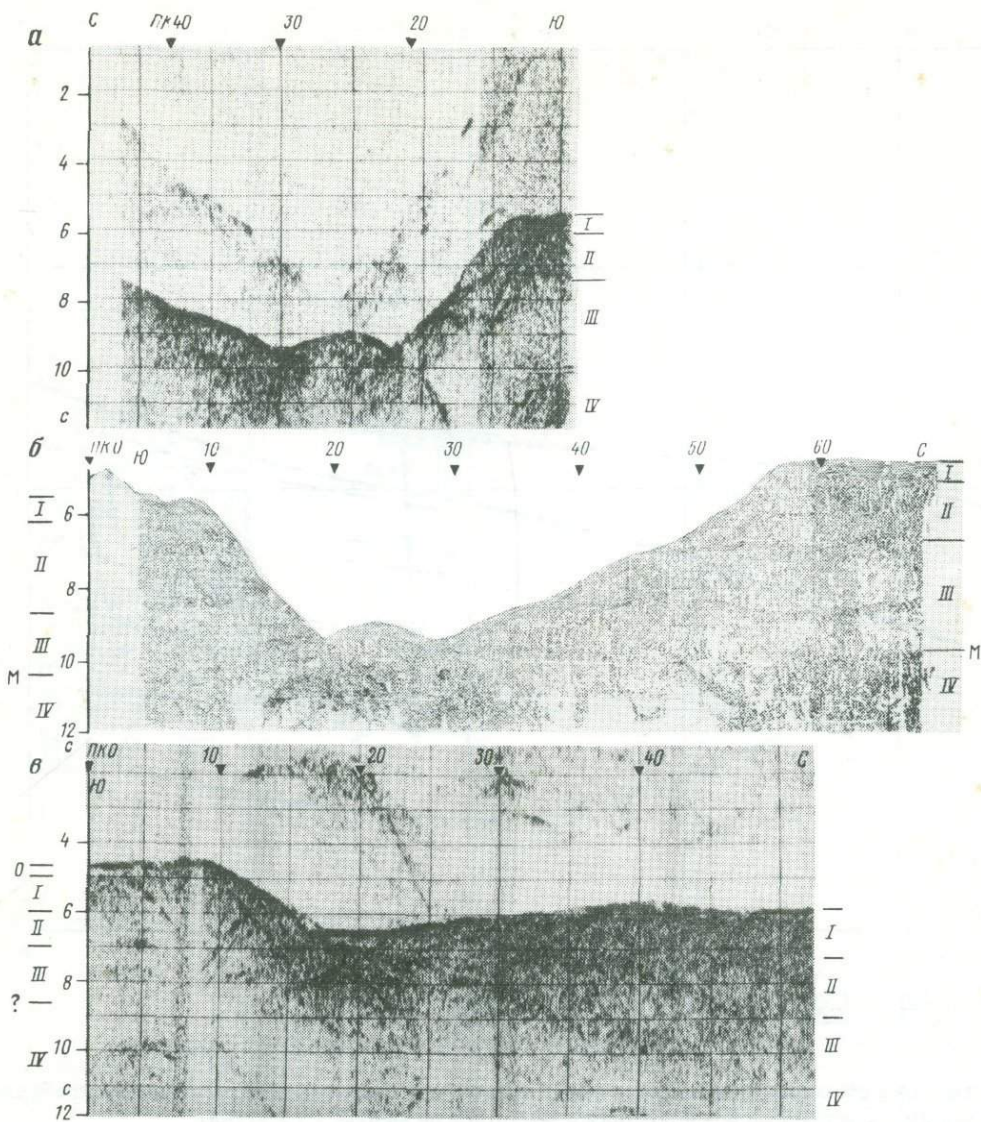


лемы происхождения, динамики образования, изучения структуры осадков требуется выполнить детальные исследования в масштабе не мельче 1 : 250 000.

В области глубоководной впадины (Романш-1) на отдельных участках протяженностью 5–10 км профилей 9/76, 10/76, 11/76, 13/76 и 14/76 зарегистрированы волны от границ раздела второго слоя (рис. 57, 58; см. также рис. 56).

В северной части профиля 9/76 выделяются границы: одна на временах 0,7–1,1 с, вторая – 2–2,2 с (относительно дна), что свидетельствует о глубинах их залегания соответственно 1,4–2 и 4–4,5 км (при средней скорости 4,5 км/с)¹. На профилях 10/76, 11/76, 13/76 и 14/76 отражающие границы второго слоя прослеживаются на временах 0,4–2,5 с, что соответствует глубинам их залегания 1–5 км относительно дна. Морфология границ очень сложная. Они разбиты многочисленными тектоническими нарушениями и смещены друг относительно друга по глубине. Блоково-линзовидная модель верхней части второго слоя с телами протяженностью 5–7 км лучше всего соответствует наблюдаемой волновой картине.

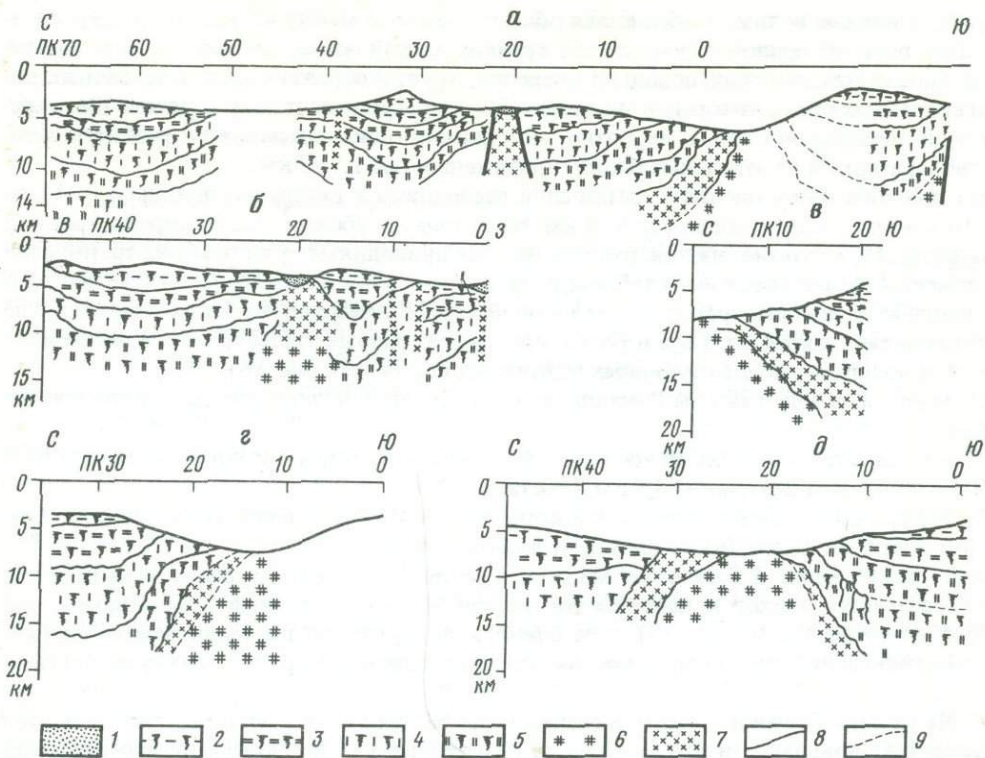
¹ Здесь и везде ниже значения средних скоростей приведены по среднестатистическим данным ГСЗ.



Р и с. 57. Фрагменты экспресс-разрезов ГСП—МОВ в зоне разлома Романш

а — на полигоне Романш-1, профиль 14/76; б — профиль 9/76; в — на полигоне Романш-2, профиль 6/76. I—IV — структурные толщи. М — граница Мохоровичича

В центральной части разлома (Романш-2) условия более благоприятные для проведения сейсмопрофилирования. Здесь границы раздела второго слоя зарегистрированы на большей площади. Особенно протяженные и интенсивные записи отражающих границ второго слоя получены на меридиональном профиле 6/76, секущем геологические структуры этого района вкрест простирания. Волновое поле, связанное со вторым слоем, сохраняет свои характерные параметры на протяженных участках (профиля 1/76, 4/76, 6/76, 8/76). На профиле 6/76 длина дискрет с записями отраженных и дифрагированных волн от границ раздела второго слоя достигает 10 км (см. рис. 57, 58). Отраженные волны регистрируются в интервале от 1 до 2,3–2,5 с, на некоторых участках — до 3 с после вступления отражения от дна. Это соответствует глубине исследования (при средней ско-



Р и с. 58. Схематизированные сейсмические разрезы по профилям 9 – 11/76 (*а–в*), 13/76 (*г*) и 14/76 (*д*) ГСП–МОВ в зоне разлома Романш

1 – осадочная толща; 2 – верхняя толща второго слоя; 3 – нижняя толща второго слоя; 4 – верхняя толща третьего слоя; 5 – нижняя толща третьего слоя; 6 – мантийные слои; 7 – зона нарушений, сопровождающаяся интрузивами мантийного вещества; 8 – условные отражающие горизонты, проведенные по вступлениям интенсивных отраженных волн; 9 – условные горизонты, проведенные по отдельным вступлениям отраженных и вершинам годографов дифрагированных волн

рости распространения сейсмических волн, принятой для второго слоя 4,5 км/с) до 5 км и более относительно дна.

Как и в районе глубоководной впадины Романш-1, морфология границ раздела второго слоя здесь очень сложная. Они дислоцированы тектоническими нарушениями, как правило, залегают несогласно по отношению к поверхности дна, имеют небольшие углы наклона и малую протяженность, 5–7 км. Строение нижней части второго слоя и морфология рельефа дна отражают блоковое строение осевой области разлома Романш.

По акустическим характеристикам второй слой (фундамент) разделяется на две толщи. Верхняя толща мощностью 0,5–1,5 км представлена чередованием линзовидных тел протяженностью 5–7 км и мощностью 0,3–1 км, резко различающихся по акустической жесткости (см, рис. 57). Нижняя толща второго слоя имеет блоковое строение. Размеры блоков в меридиональном и широтном направлениях составляют 7 и 4,5 км соответственно. Слой разбит множеством нарушений типа сбросов на небольшие блоки размером 2–7 км. Мощность второго слоя 2,5–5,2 км при среднем значении 4 км в глубоких котловинах. Гипсометрически второй слой залегает в интервале средних глубин 4,4–8 км, выходя на поверхность дна на склонах котловин и на хребтах. Максимальную мощность (до 6 км) второй слой имеет на участках поднятий дна.

Третий слой акустически наиболее однороден, и сейсмические волны обусловлены здесь в основном границами нарушений (см, рис. 56–58). Преобладают интенсивные

дифрагированные волны, особенно для области перехода между вторым и третьим слоями. Говорить об единой акустической границе между этими слоями нельзя. Можно лишь проследить, местами довольно уверенно, группу отраженных и интенсивных дифрагированных волн, которые в интервале 0,5–2 с определяют зону перехода. Весь третий слой представляет собой, вероятно, акустически однородную среду, разбитую множеством разломов на отдельные блоки протяженностью 1,5–3 км.

По приближенным оценкам третий слой расположен в интервале глубин от 8–10 до 14–16 км при средней мощности 6–8 км. На склонах глубоких впадин породы третьего слоя выходят, вероятно, на поверхность дна. На приподнятых участках дна третий слой погружается на максимальные глубины, а мощность его достигает 10 (?) км (см. рис. 58). Во впадинах мощность третьего слоя уменьшается. В наиболее глубоких впадинах, где глубина океана достигает 6 км и более, происходит разрыв третьего слоя и, возможно, выход к поверхности дна глубинных мантийных пород (см. рис. 58).

Полученные в зоне разлома Романш данные ГСП–МОВ позволяют сделать следующие выводы:

1. Земная кора имеет блоковое строение, средние размеры блоков изменяются от 5 до 7 км во втором слое, до 3–4,5 км в третьем.

2. Максимальные мощности земной коры приурочены к приподнятым участкам дна, где она достигает 16 км (включая толщу водного слоя).

3. В зонах долин и котловин мощность второго и третьего слоев уменьшается, что обеспечивает подход к поверхности дна глубинных мантийных масс. Причем, чем глубже понижение (см. рис. 58), тем ближе к поверхности дна поднимаются глубинные мантийные породы. Ширина зон сокращения мощности коры в этом случае достигает 15–20 км.

4. На участке Романш-2, где понижения рельефа дна менее глубокие, кровля мантии не достигает поверхности дна, а остается на глубине 3–5 км под дном, перекрываясь породами второго или третьего слоев (см. рис. 58). Ширина этих зон, как правило, не превышает 10 км. Интересным фактом является мощная толща осадочных отложений в зоне Романш-2, достигающая 1,5 км в наиболее глубоких прогибах фундамента. Можно уверенно говорить о наличии здесь обвалов, оползней и мустьевых потоков, приводящих к перетолжению основных объемов осадочного материала.

6. Блоковое строение второго и третьего слоев, наличие субвертикальных сбросов, сопровождающихся интрузиями глубинных мантийных пород, приводящих к разрыву консолидированной коры, показывают, что раздвиговые усилия играют существенную роль в формировании структуры земной коры разлома Романш.

Таким образом, три крупнейших разлома земной коры Центральной Атлантики, изученные методом ГСП–МОВ, имеют ряд общих черт строения: 1) блоковая структура земной коры, образованная блоками разных размеров в широтном и меридиональном направлениях во втором и третьем слоях, при этом границы блоков ортогональны, будучи ориентированными параллельно как оси срединного хребта, так и разлома; 2) интенсивная деформированность второго и третьего слоев с образованием ступенчатых сбросов¹, амплитуда которых достигает до 2–3 км; 3) увеличение мощности земной коры под приподнятыми участками дна и уменьшение на пониженных участках, где в оси впадин (разломов) мантийные породы приближаются к поверхности дна, залегая на глубине 2–3 км, а местами выходят на его поверхность; 4) сложное строение второго слоя, представленного чередованием акустически дифференцированных линзовидных тел протяженностью 6–8 км в верхней (0,5–1,5 км) толще и блоков размерами 4–5 км в нижней (2–3 км) толще; 5) раздробленность третьего слоя на отдельные блоки и микроблоки размером 1–3 км, наличие здесь интрузивов мантийных масс.

¹ Такие сбросы были обнаружены в Атлантике по 37° с.ш. при непосредственном наблюдении разломов по проекту ФАМОУС.

Указанные особенности строения земной коры зон трансформных разломов Атлантик, Вернадского, Романш позволяют считать, что, кроме сдвиговых, раздвиговые составляющие играют существенную роль в формировании некоторых разломов Атлантики, где мощные разрывные деформации земной коры повышают ее проницаемость для глубинных мантийных масс.

Азоро-Гибралтарская зона разломов

Эта зона разломов изучалась нами в 6-м рейсе НИС "Профессор Штокман" в 1981 г. и в 4-м рейсе НИС "Рифт" в 1984 г. по субмеридиональному профилю ГСП-МОВ 1/81 протяженностью 280 км и профилям 18/84, 19/84, пересекающим в северной части южную окраину Иберийской котловины, разломную Азоро-Гибралтарскую зону, а в южной части выходящим в Канарскую котловину (рис. 59, см. вкл.) [100]. В северной части профиля 1/81 в Иберийской котловине (ПК 280—140) наблюдается характерное для глубоководных котловин строение земной коры (см. гл. V). Глубина океана сравнительно невелика (3,8—4,6 км). Однако при снятии рыхлых осадков она увеличивается до 5—5,5 км. Волновая картина довольно сложная. В верхней части разреза субгоризонтальные протяженные (до 15 км и более) отражающие границы, характерные для уплотненных осадков, занимают первые 0,3—0,9 км разреза. В области крутых поднятий в рельефе дна (ПК 199—193) этот слой отсутствует. Ниже в интервале глубин 4,5—5,5 км прослеживаются непротивительные отражающие границы, характерные для переслаивающихся линзообразных тел протяженностью 1—10 км. Интенсивность отражений от границ внутри этой толщи резко изменяется, но остается меньшей, чем от верхней осадочной толщи. Можно предполагать, что это вулканогенно-осадочная толща верхов второго слоя, имеющая скорости 3—4,1 км/с. Максимальные мощности этой толщи приурочены к повышениям в рельефе дна (ПК 267, 230, 143), где они достигают 0,8—1 км.

Нижняя часть второго слоя, выделяемая по вступлению слабых отражений, коррелируемых на расстоянии 1—4 км, характеризуется блоковым строением, обуславливающим дискретность отражающих границ. Размеры блоков здесь изменяются от 1,5 до 4 км. Блоки разделены вертикальными и субвертикальными нарушениями. Амплитуды нарушений составляют от 0,1 (ПК 230—205) до 0,8 км (ПК 242, 227, 200, 180). В большей своей части блоки наклонены к югу. Мощность нижней части второго слоя, характеризующегося резким понижением интенсивности отражений и уменьшением протяженности их корреляции до 1—2 км, изменяется от 1 до 2,5 км.

Третья структурная толща характеризуется короткими (до 1 км) дискретными отражающими площадками. Ее мощность увеличивается до 6—8 км на участках повышения рельефа дна (ПК 268, 230, 196, 143), а в пониженных — уменьшается до 4 км. Эта толща может быть отнесена к третьему слою и представлена блоковой моделью, в которой размеры блоков изменяются от 1,5 до 5 км. Блоки разделены субвертикальными зонами нарушений типа тектонических ступеней, или разломов.

Центральная часть профиля (ПК 140—54) имеет существенно отличную структуру земной коры от описанной на северном участке разреза. Рыхлые осадки первого слоя здесь практически не прослеживаются южнее ПК 105. На поверхность дна выходят породы верхней толщи второго слоя мощностью 0,5—1 км. Блоково-линзовидное строение этой толщи, где ширина блоков не превышает 3 км, здесь наиболее выражено в наблюдаемой волновой картине. Можно предполагать, что на этом участке разреза происходит деформация осадочной и верхней толщи второго слоя. В рельефе дна это проявляется в более резких перепадах глубин (до 1 км) при общей приподнятости всего этого участка почти на 1 км по сравнению с северным и на 1,5 км по сравнению с южными участками. Непосредственно под верхней толщей второго слоя в виде отдельных линз протяженностью до 15 км прослеживается "прозрачная" толща мощностью 0,5—1 км (ПК 120—107, 91—79, 77—73, 67—56). Ниже "прозрачной" толщи, представленной отдельными линзами, вновь выделяются дискретные отражающие площадки

протяженностью 1,5–4 км, обусловленные вступлением интенсивных отраженных волн. Ниже толщи с дискретными границами вновь залегает "прозрачная" толща, характерная для второго слоя. Ее мощность 6–8 км (ПК 120–108). Она увеличивается до 10–12 км к югу в зоне максимальной гофрировки верхних толщ, включая дно океана (ПК 103–54). Внутри этой толщи можно выделить условные границы, очерчиваемые повышением интенсивности вступлений отраженных волн и протяженности их корреляции, характерных для границы М, на временах 8,5 (11 км; ПК 120), 7,5 (9 и 15 км; ПК 95) и 7,7 с (8 км; ПК 54), которые перекрываются в интервале ПК 96–91, образуя надвиг, воздымающийся на 2,5 с (5–7 км; ПК 95). Этот надвиг хорошо прослеживается и в верхних толщах, обуславливая их гофрировку и перекрытия слоев. В рельефе дна он фиксируется в виде почти километрового поднятия (горы). Таким образом, мощность земной коры на участке профиля ПК 95–54 почти удваивается за счет надвига и границу М в интервале ПК 96–91 не удается проследить на глубинах более 15 км.

На южном участке профиля 1/81 в интервале ПК 54–0 наблюдается переход от Азоро-Гибралтарской зоны в Канарскую котловину. В рельефе дна этот переход вырисовывается в виде ступени с амплитудой 1,6 км и углом наклона к югу, равным $12,5^\circ$. В земной коре под осадочной толщей мощностью до 2,2 км здесь выделяются три крупных блока (ПК 50–29, 29–11, 11–4), образующих три ступени и разделенных тремя нарушениями: северным (ПК 38–27), средним (ПК 19–11), южным (ПК 4–2). Северное нарушение имеет амплитуду 4,4 км, располагаясь на глубинах 4,1–8,5 км под углом наклона к югу 22° так, что поверхность блока наклоняется к северу под углом 7° . Среднее нарушение располагается на глубинах 5,2–10,4 км, имеет амплитуду 5,2 км и угол наклона к югу 45° так, что поверхность блока наклоняется к северу на $11–12^\circ$. Южное нарушение располагается на глубинах 7,5–13 км его структура не определена, так как отсутствует продолжение разреза далее на юг в Канарскую котловину. Угол наклона и амплитуду нарушения определить не удалось, поскольку не освещены более глубокие границы самого южного блока (в Канарской котловине), с которыми можно было бы вести сопоставление. Однако можно предполагать, что оно самое крутое и имеет амплитуду порядка 5 км. Угол наклона поверхности самого южного блока, располагающегося на глубинах 7,5–11,2 км, составляет 17° , он имеет падение на север. Особенностью самого южного нарушения является то, что оно захватывает только второй и третий слои, в то время как мощная (2,2 км) осадочная толща над ним этим нарушением не захватывается.

Строение земной коры внутри блоков аналогично таковому в центральной зоне разреза. Мощность осадочной толщи, покрывающей блоки, увеличивается к югу, составляя на северном блоке менее 0,7 км, на среднем – 1,5 км, на южном – 2,2 км. Причем над средним блоком осадочная толща имеет два яруса: верхний – недислоцированный мощностью 0,3–0,5 км и нижний – дислоцированный максимальной мощностью 1–1,2 км. В осадочной толще над южным блоком (ПК 15–0) прослеживается согласное залегание слоев с общим их падением к югу. Подошва коры (граница М) характеризуется появлением непротяженных (до 5 км) отражающих площадок, обусловленных вступлением интенсивных отраженных волн в интервале 9–9,5 с (13–14 км). Четкой расслоенности верхней мантии здесь установить не удалось.

На участках с пониженным рельефом дна мощность коры сокращается и кровля мантии подходит ближе к поверхности дна (ПК 280, 180). Наблюдается общая тенденция подъема границы М по мере продвижения по профилю на юг с 9,5 (14 км; ПК 280) до 8,3 с (10 км; ПК 120).

Весьма интересно, что на участках непосредственного примыкания осадочных слоев к разломам (ПК 38,18) наблюдаются характерные флексуры. В верхней толще второго слоя проявляется гофрировка на поверхности всех блоков. Нижняя толща второго слоя и третий слой в северном и центральном блоках имеют обычное строение и разбиты субвертикальными нарушениями на микроблоки. На самом южном участке профиля

(ПК 18–0) в интервале времен 10–11 с (7,5–11,2 км) выделяется поверхность третьего блока, являющаяся кровлей второго слоя. Можно предполагать, что эта граница погружается под второй блок на глубину 15 км (ПК 18–26).

Во втором блоке в интервале ПК 19–28 на временах 9,5–10,8 с выделяется дискретная граница, которая может интерпретироваться как подошва коры (граница М) для среднего блока или как раздробленная поверхность второго слоя для южного блока, погружающаяся на север от 7,2 (ПК 18) до 13–15 км (ПК 29).

Таким образом, судя по геометрии границ и выявленной структуре основных слоев консолидированной коры, можно считать, что переход от Канарской котловины к Азоро-Гибралтарской разломной зоне происходит по серии сбросов, амплитуда и углы наклона которых постепенно уменьшаются к северу. При этом деформации по мере продвижения с юга на север охватывают все большую часть коры от третьего до первого (осадочного) слоя.

Резюмируя описание разреза по профилю 1/81, укажем, что общая тектоническая обстановка Азоро-Гибралтарской разломной зоны может быть характеризована как обстановка крупнейшего современного сжатия земной коры. В соответствии с данными по кинематике литосферных плит полюс вращения Африканской и Евразийской плит располагается к югу от Азорских островов. Это определяет принципиальные изменения во взаимодействии Африканской и Евразийской плит по простиранию Азоро-Гибралтарской зоны. В районе Азорских островов плиты раздвигаются, и там располагается рифт Терсейра, на центральном отрезке существует чистое правостороннее смещение, а по мере движения на восток, к Гибралтару, все более значительной становится компонента сжатия, что подтверждается сейсмическими данными.

Таким образом, в Атлантическом океане выявлены два типа глубинных разломов. В разломах первого типа (Вернадского, Романш, Атлантис) в строении земной коры преобладают структуры растяжения, второго (Азоро-Гибралтарский) — структуры сжатия [100, 194].

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ТИХОГО ОКЕАНА

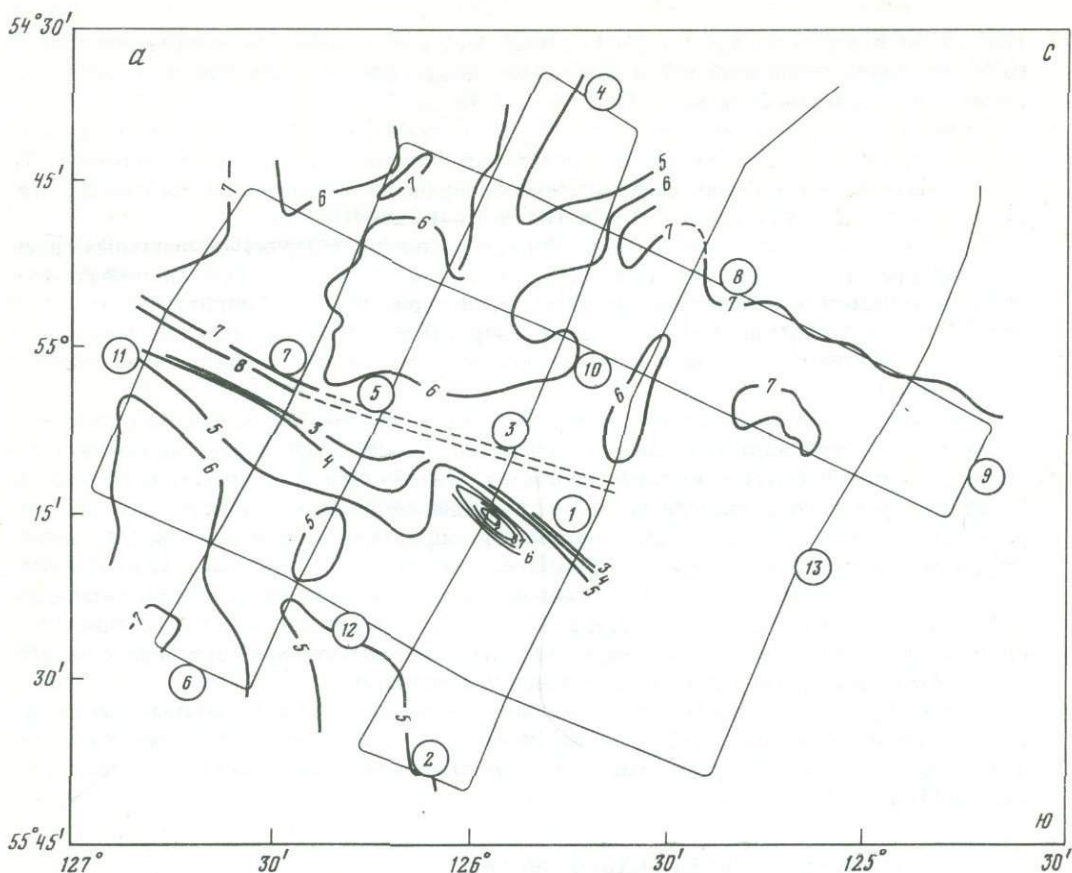
В Тихом океане ГСП–МОВ изучались два типа разломов с преобладанием в строении земной коры структур сжатия (Элтанин, Меррей, Клиппертон) и с преобладанием структур растяжения (Императорский) [112, 195].

Зона разломов Элтанин

Зона разломов Элтанин расположена в котловине Беллинсгаузена и разделяет Южно- и Восточно-Тихоокеанское поднятия. Методом ГСП–МОВ в 24-м рейсе НИС "Академик Курчатов" в 1977 г. в этой зоне разломов был изучен разлом Хейзена на полигоне с координатами $54^{\circ}30'–55^{\circ}45'$ ю.ш. и $124^{\circ}30'–127^{\circ}00'$ з.д., где по прямоугольной сетке было отработано 800 км ГСП–МОВ [204].

Характерной особенностью волновой картины на профиле ГСП–МОВ является отсутствие протяженных отражающих границ и интенсивные дифрагированные волны. По отдельным отражающим площадкам протяженностью не более 10 км во втором слое и 1,5–3 км в третьем удается провести условные отражающие горизонты 1, 2, 3, 4, которые выделяют толщи пород, различающиеся по акустическим свойствам и строению. По условным горизонтам 1–4 на основании среднестатистических параметров скоростных характеристик разреза земной коры дна юго-восточной части Тихого океана, по данным ГСЗ [70, 108, 219, 272], удалось построить структурные схемы и схематизированные сейсмогеологические разрезы (рис. 60, 61), которые и легли в основу описания геологического строения разлома Хейзена.

Осадочный слой ГСП–МОВ выделить не удалось. На профилях субширотного простирания, параллельных оси разлома (см. рис. 61), горизонт 1 повсеместно уверенно выделяет верхнюю толщу второго слоя мощностью 0,3–2,2 км, выходящую

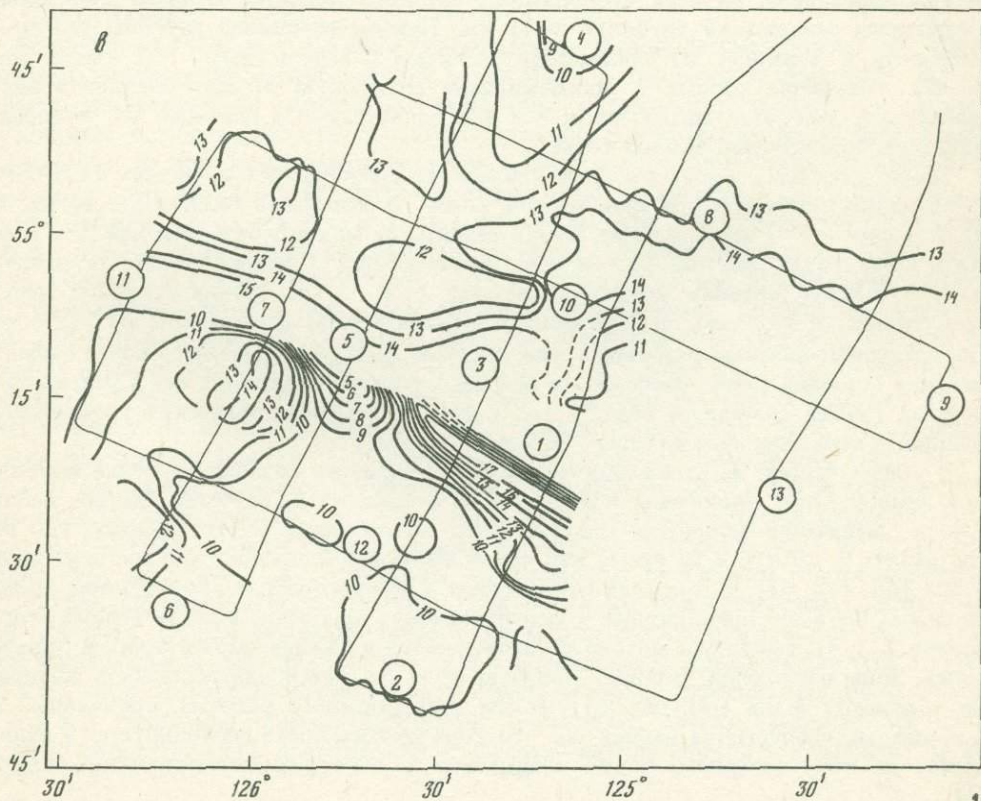
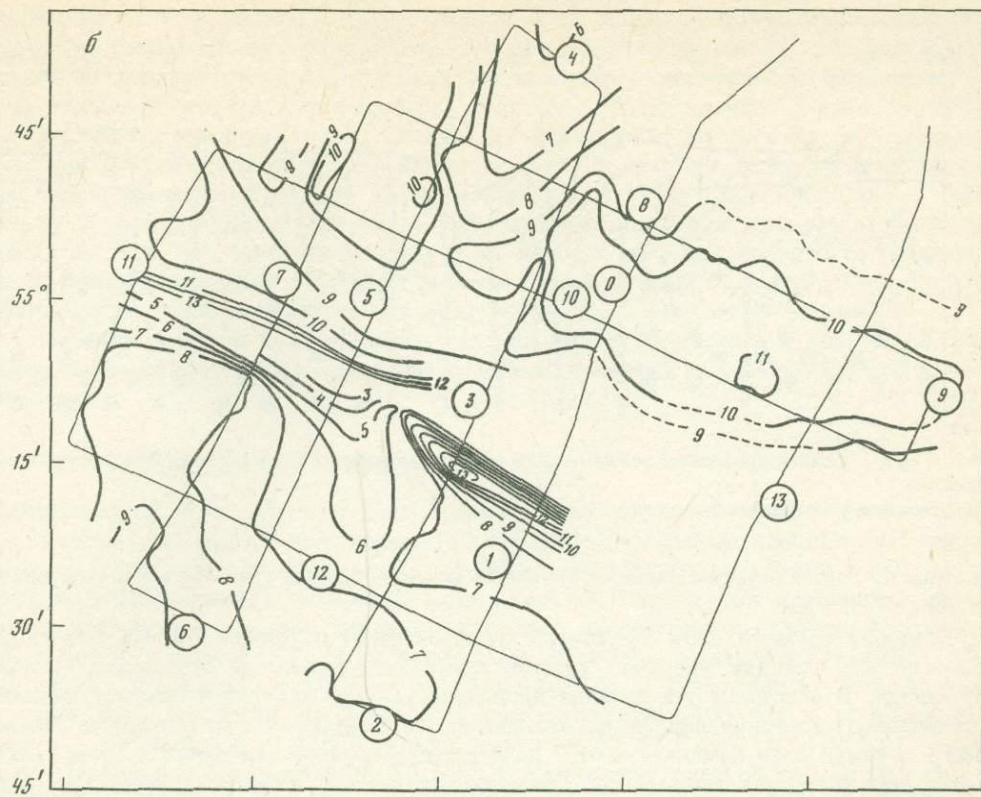


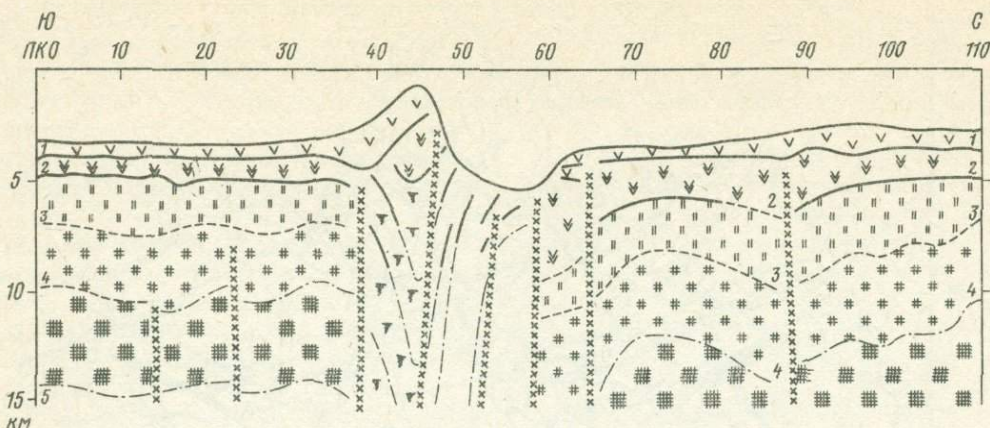
Р и с. 60. Структурные схемы по горизонтам 2 (а), 3 (б), 4 (в) в зоне разломов Элтанин (разлом Хейзена)
 Условные обозначения см. на рис. 50

непосредственно на поверхность дна океана, средняя глубина которого здесь 3,5 км. Средняя мощность этой толщи 1,6 км. Судя по характеру волнового поля, эта толща представлена чередованием линзовидных тел протяженностью до 5 км, разделенных на блоки зонами нарушений. Четкой корреляции горизонта 1 с рельефом дна установить не удастся. Однако почти повсеместно, за исключением зон нарушений, эти границы субпараллельны.

Горизонт 2 выделяется уверенно на всех профилях и по гипсометрическому уровню, и по характеру волнового поля соответствует подошве второго слоя. Мощность нижней толщи второго слоя изменяется от 1,1 до 2,5–3 км при среднем значении 2 км и глубине залегания 5–6,5 км. Нижняя толща второго слоя имеет блоковое строение при средних размерах блоков до 3 км. Блоки разделены зонами нарушений типа субвертикальной ступени с амплитудами 0,5–1,5 км.

Третий слой горизонтом 3 разделяется на верхнюю и нижнюю толщи. Горизонт 3 уверенно прослеживается не повсеместно, а на отдельных участках профилей он проведен условно по изменению общего характера волнового поля. Мощность верхней (III) толщи третьего слоя изменяется от 1,5 до 2,5–3 км. Зонами субвертикальных нарушений слой IIIа разбивается на блоки протяженностью 5–15 км, внутри которых при более тщательном анализе можно выделить микроблоки протяжен-





Р и с. 61. Схематизированный сейсмический разрез по профилю 3/77 ГСП–МОВ в зоне разлома Хейзена

Условные обозначения см. на рис. 53

ностью 2–3 км. Гипсометрически подошва верхней толщи третьего слоя залегает на глубине 7–8,5 км.

Подошва третьего слоя выделяется горизонтом 4 (граница М). На временных разрезах эту границу уверенно удается проследить только на отдельных участках профилей. В основном эта граница проведена условно по отдельным вступлениям отражений, коррелирующихся на интервалах не более 5–7 км. Мощность нижней части третьего слоя изменяется от 2 до 4 км при средних значениях 3,2 км. Резкие изменения мощности третьего слоя на сравнительно коротких интервалах 15–20 км весьма характерны на всех субширотных разрезах. Подошва третьего слоя гипсометрически залегает на глубинах 8–11 км. Причем изменение глубины залегания горизонта 4 (граница М) происходит скачками с амплитудами 1–3 км. В зоне скачка отмечается разрыв в прослеживании границы М за счет появления нарушений, которые охватывают почти все или полностью все границы, что и определяет блоковое строение земной коры.

Таким образом, в зоне разлома Хейзена на субширотных профилях ГСП–МОВ наблюдается блоковое строение земной коры с размерами блоков 10–15 км во втором слое и 5–7 км в третьем. Блоки разбиты на микроблоки шириной 2,5–1 км. Залегание границ внутри блоков субгоризонтальное. Средняя мощность второго слоя 2–2,5 км, средняя мощность третьего слоя 5 км, средняя глубина залегания границы М 9–10 км, средняя мощность земной коры (до границы М) 7–7,5 км. На субмеридиональных разрезах в зоне разлома Хейзена наблюдается более сложная картина строения коры, особенно в оси трансформного разлома, где в рельефе дна перепад глубин составляет более 5 км, а перепад в гипсометрических уровнях глубинных границ северного и южного бортов 2,5–3 км.

В общих чертах, на периферии от оси трансформного разлома строение нормальной земной коры аналогично вскрытому на субширотных разрезах. Однако наблюдается увеличение мощности твердой коры на северном борту разлома, где она составляет 9–10 км, в то время как на южном борту ее средняя мощность не более 7 км (см. рис. 61). В пределах оси разлома Хейзена строение земной коры весьма сложное. По мере приближения к оси происходит дробление всех ее границ (горизонтов 2, 3, 4), амплитуда которого увеличивается в нижней части второго и третьего слоев. Зоны нарушений "крошат" земную кору на блоки, протяженность которых не превышает 3 км (см. рис. 61). В оси трансформного разлома, проходящей по оси ущелья, наблюдается надвиг так, что кора южного борта дислоцируется и надвигается на кору северного борта, воздымаясь в виде пятикилометрового вала на

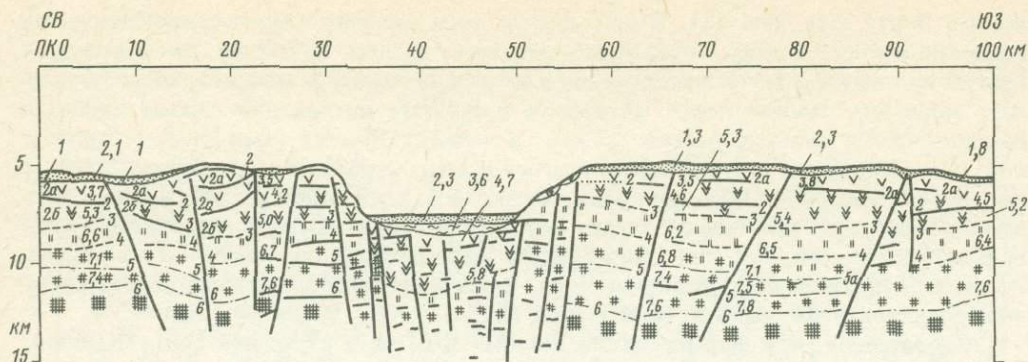
южном борту (см. рис. 61). В оси ущелья кора северного борта прогибается под тяжестью южного крыла, поддвигаясь под него, и здесь в рельефе дна образуется прогиб амплитудой 1,5–2 км. В осевой зоне следует ожидать максимальную суммарную мощность земной коры, которая в результате дислокаций сжатия дробится на микроблоки протяженностью 1,5 км. В зонах дробления отмечаются локальные интрузии мантийных пород надвигающегося южного крыла и выход на поверхность дна пород меланжа [112]. В общих чертах вся тектоническая обстановка здесь весьма характерна для поясов сжатия геотектонических структур неразвитой вулканической дуги, так как сил сжатия здесь недостаточно для полного ее развития. Результаты драгирования сланцевых пород в основании южного крыла разлома Хейзена хорошо подтверждают этот вывод [112, 147].

Следовательно, при формировании разлома Хейзена в изученной ГСП–МОВ зоне компоненты сжатия играют основную роль в образовании локальных структур земной коры.

ИМПЕРАТОРСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ

Императорская зона разломов расположена в северо-западной части Тихого океана, протягиваясь на 2500 км при ширине 150 км. Это резко выраженная линейная тектоническая структура состоит из узких, протяженных и глубоких впадин и отдельных гребней, расположенных чаще всего кулисообразно. Глубина дна в главном ущелье может достигать 8 км при ширине в несколько километров и крутизне бортов до 20° и более. Методом ГСП–МОВ Императорский разлом изучался в 23-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в 1979 г., когда нормально к генеральному направлению разлома был отработан профиль 4/79 протяженностью 100 км в координатах: начало – 38°06,0' с.ш. и 176°12,5' з.д., конец – 37°34,3' с.ш. и 177°03,4' з.д. (рис. 62). При отработке профиля ГСП–МОВ и математической обработке первичных данных на ЭВМ использовались методика и процедуры, подробно изложенные в гл. II и III [195].

Волновая картина на временном сейсмическом разрезе весьма сложная, что обусловлено интенсивной интерференцией отраженных и дифрагированных волн. Интенсивная интерференция затрудняет выделение отражающих границ, и местами приходится осуществлять групповую корреляцию сейсмических волн. Весь разрез разделяется на три зоны: северо-восточный борт, центральное ущелье и юго-западный борт (см. рис. 62). На северо-восточном борту в интервале ПК 0–30 глубина океана изменяется от 4 км в зонах повышений рельефа дна (ПК 16–20, 28–30) до 5,6 км в зонах погружений рельефа (ПК 7–14, 22–28), заполненных осадочной толщей мощностью до 0,3 км. Второй слой выделяется серией отражающих границ, которые группируются в две толщи (Па и Пб), разделенные условным горизонтом 2. Верхняя толща мощностью до 1 км с пластовыми скоростями 3,7–4,5 км/с, нижняя с изменяющейся мощностью от 1 (ПК 7) до 1,5 км (ПК 17) при пластовых скоростях 5–5,5 км/с. Подошва второго слоя проведена по условному горизонту 3, выделенному на основе вступления интенсивных отраженных волн, образующих площадки протяженностью 3–5 км. В зонах повышений рельефа дна (ПК 15–22, 27–30) суммарная мощность второго слоя увеличивается до 3,6 км за счет появления слоя Па со скоростью 3,5 км/с. Третий слой представлен тремя толщами мощностью 1–1,5 км каждая, разделенными условными границами 4, 5, 6. Условные горизонты проведены по отдельным отражающим площадкам протяженностью 1,5–5 км. Общая мощность третьего слоя 3,5–4 км при скоростных параметрах 6,6–7,6 км/с. Общая мощность твердой коры северо-восточного борта 5,8–7,3 км при максимальных значениях на участках с повышенным рельефом дна (ПК 16–20, 26–30). Кора северо-восточного борта имеет блоковое строение. Блоки шириной 5–10 км разделены зонами нарушений (сбросами), захватывающими все слои земной коры. По мере приближения к ущелью ширина блоков уменьшается от 10



Р и с. 62. Сейсмический разрез по профилю 4/79 ГСП–МОВ в зоне Императорского глубинного разлома (по [195]).

Условные обозначения см. на рис. 53

до 3 км, а амплитуда их смещения увеличивается от 0,5–1 до, вероятно, 2–2,5 км, достигая в зоне склона ущелья 3–3,5 км по отношению к поднятым блокам борта (ПК 30, 35). На склоне северо-восточного борта обнажаются породы верхов и низов второго слоя и верхов третьего слоя.

В ущелье (ПК 37–51) при глубине океана 7,5 км горизонтально залегающие осадки мощностью до 0,5 км подстилаются толщами второго слоя, представленного здесь двумя пачками (Ша и Пб) мощностью 0,8 и 1,8 км при пластовых скоростях 3,6 и 4,7 км/с соответственно. Ниже удается провести уверенно только одну условную границу, отделяющую подошву (2 км) нижней части третьего слоя с пластовой скоростью 5,8 км/с. Однако интенсивная интерференция отраженных и дифрагированных волн, раздробленность коры на малые блоки протяженностью 1,5–3 км, особенно в нижней части разреза на глубинах 11–13 км в толще третьего слоя, не позволили выделить здесь подошву этого слоя (границу М). Вскрытая ГСП–МОВ 6–7-километровая толща коры в ущелье имеет близкое (или аналогичное) строение с корой бортов, но раздроблена серией нарушений (ступенчатых сбросов) на более мелкие блоки, покрытые толщей 0,5 км горизонтально лежащих осадков и толщей (0,8 км) дислоцированных вулканогенно-осадочных пород.

Юго-западный склон ущелья более пологий, чем северо-восточный. Здесь выделяется несколько сбросов с юго-западным наклоном плоскости скольжения, на которых обнажаются породы всего разреза второго слоя в верхней толще третьего слоя. Глубина океана в зоне юго-западного борта разлома плавно увеличивается от 5 (ПК 58) до 5,6 км (ПК 100). В разрезе земной коры выделяется осадочная толща мощностью 0,2–0,5 км, облекающая кристаллический фундамент. Скорости сейсмических волн в осадочной толще 1,8–2,3 км/с. Залегание пластов горизонтальное.

Второй слой представлен серией отражающих площадок субгоризонтальных и наклонных, которые удается сгруппировать в условные горизонты 2, 2а, 3. Мощности толщ второго слоя, выделяемых этими условными горизонтами, составляют 0,8; 2 и 4 км соответственно. В интервале ПК 80–90 второй слой разделен только на две толщи с пластовыми скоростями 3,8 и 5,4 км/с и мощностями 0,8–1,1 и 1,5–1,8 км соответственно. Мощность второго слоя несколько увеличивается в интервале ПК 68–90 до 2,5 км при средних значениях 1,8–2 км и длине отражающих площадок 3–5 км.

Третий слой в зоне юго-западного борта имеет большую мощность, чем на северо-восточном. Он условными границами разделяется на две, три или четыре толщи по мере продвижения к оси разлома. Так, в интервале ПК 56–63 условно выделяются три толщи третьего слоя мощностями 1,6, 1,8 и 2,3 км, в интервале ПК 66–72 –

четыре толщи со скоростями 6,2; 6,8; 7 и 7,6 км/с и мощностями 1,6; 1,2; 1,2 и 1 км соответственно. В интервале ПК 70–100 третий слой имеет только две толщи со скоростями 6,4 и 7,6 км/с и мощностями 1,6 и 2,4 км. Средняя мощность третьего слоя изменяется от 3,8 (ПК 100) до 5,5 км (ПК 58), т.е. увеличивается к оси разлома в 1,5 раза.

Общая мощность земной коры юго-восточного борта Императорского разлома изменяется от 6 км на ПК 100 до 7,6 км на ПК 62, где зафиксированы максимальные значения. Земная кора разбита на блоки протяженностью до 15 км. Юго-западный склон ущелья более пологий, чем северо-восточный, с углами наклона до 20° . Склон образован серией ступенчатых сбросов (грабенов), разделяющих блоки шириной 2–4 км. Амплитуда сбросов 0,3–0,5 км. На поверхности дна здесь обнажаются породы всего второго и верхней части третьего слоя.

Завершая описание разреза земной коры Императорского разлома по профилю 4/79 ГСП–МОВ, следует подчеркнуть некоторые особенности его строения:

1. Земная кора северо-восточного и юго-западного бортов имеет идентичное строение при несколько большей мощности коры юго-западного борта.

2. Блоковое строение земной коры весьма четко выражено вдоль всего профиля.

3. Наблюдается уменьшение протяженности блоков от 15 до 5 км по мере приближения к оси разлома, причем амплитуда смещений по сбросам, разделяющим блоки, увеличивается в направлении к оси разлома от 0,2 до 0,5 км и больше.

4. В зоне бортов и собственно ущелья земная кора крошится на мелкие блоки протяженностью 0,5–3 км, причем амплитуда сбросов здесь 2,5–3 км.

5. Судя по характеру нарушений и структурным формам слоев земной коры в целом, можно предполагать, что усилия растяжения привели к образованию наблюдаемой на разрезе картины разрывной тектоники.

6. Строение земной коры в оси разлома (в ущелье) отличается от бортов только увеличенной мощностью осадочного слоя, достигающего 0,5 км, и вулканогенных осадков – 0,7 км и раздробленностью на мелкие блоки.

7. В отличие от разломов Атлантики (Атлантик, Вернадского, Романш), где в их осевых частях наблюдается подъем к поверхности дна пород третьего слоя и мантии, здесь, вероятно, такое явление отсутствует или выражено значительно слабее.

8. Можно предполагать, что Императорский разлом является серией гигантских грабенов, обусловленных региональными растяжениями земной коры.

Резюмируя данный раздел и описание строения глубинных разломов Атлантического и Тихого океанов, укажем, что ГСП–МОВ выявлены различные структурные элементы в земной коре. В одних случаях (разломы Атлантик, Вернадского, Романш в Атлантическом океане) установлены наличие структур, типичных для сил растяжения (раздвига), и подъем к поверхности глубинного мантийного вещества [174, 178, 179]. В других случаях (Императорский разлом в Тихом океане) при существовании растяжения (раздвига) подъема глубинного мантийного вещества не происходит [195, 147]. В третьем случае, как это наблюдается в Азоро-Гибралтарской разломной зоне в Атлантическом океане и в разломной зоне Элтанин в Тихом океане, ГСП–МОВ установлено преобладание в земной коре структур сжатия: взбросов, надвигов, зон метаморфизма, интенсивной деформации, резкой асимметрии рельефа дна на поперечном профиле – наличие на одном борту разлома крупного хребта, а на другом – глубокой впадины. Все это свидетельствует о преобладании здесь компонент сжатия [100, 112].

Однако внутренняя структура океанской земной коры для всех разломных зон сохраняет свои главные общие элементы, а именно: а) линзово-блоковая структура верхней части второго слоя; б) блоковая структура нижней части второго и третьего слоев, образованная разного размера блоками во втором и третьем слоях, причем границы блоков ортогональны, будучи ориентированными параллельно как оси срединного хребта, так и разломам; в) интенсивная деформированность

второго и третьего слоев с образованием тектонических ступенчатых структур (сбросов, взбросов) с амплитудой перемещения до 2–3 км, с увеличением мощности земной коры под приподнятыми участками дна и уменьшением на пониженных участках, где близко к поверхности подступают глубинные мантийные породы, а местами они выходят на поверхность; г) отсутствие протяженных и четких отражающих границ между вторым и третьим слоями коры и внутри них, между слагающими их толщами. Все это приводит к сейсмической гетерогенности океанской кристаллической земной коры.

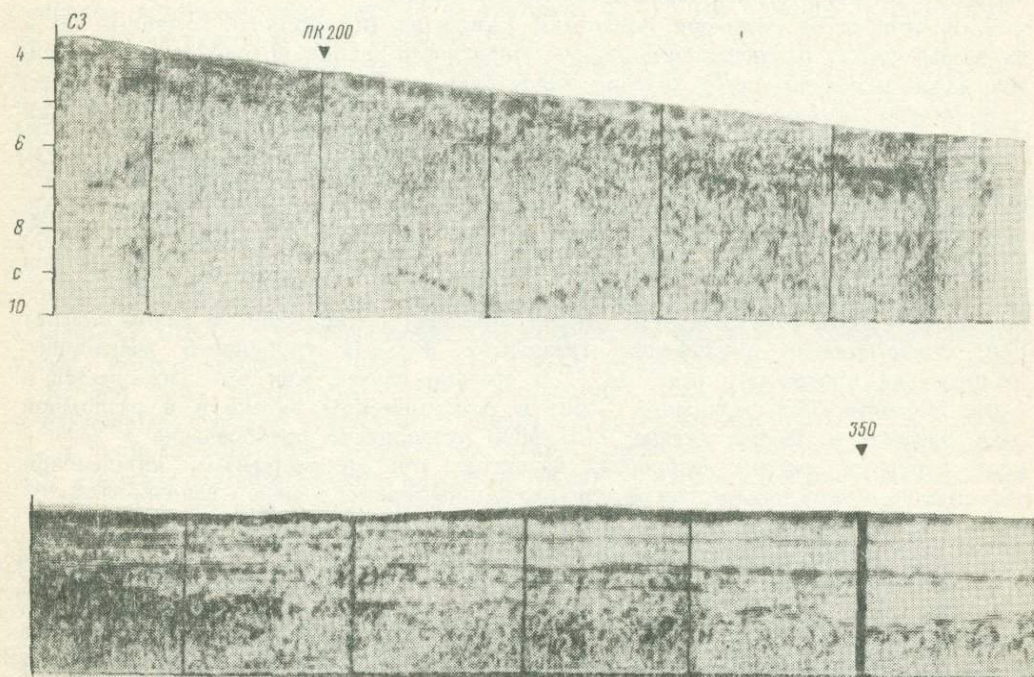
ГЛАВА VIII

СТРОЕНИЕ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗОН, ПЕРЕХОДНЫХ ОТ КОНТИНЕНТОВ К ОКЕАНУ

Переходные от континентов к океану зоны отличаются большим разнообразием строения земной коры [70, 94]. Мы изучали переходные зоны трех типов: активные (Курило-Камчатская, Малоангельская), малоактивные (Черноморская) и пассивные (западный склон Южной Америки) [20, 159, 170, 182, 257].

ПАССИВНЫЕ ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ

Профиль 9/73 ГСП–МОВ протяженностью 420 км отрабатан в координатах: начало – $10^{\circ}05'$ с.ш. и $54^{\circ}31'$ з.д., окончание – $8^{\circ}26'$ с.ш. и $55^{\circ}51'$ з.д. Он пересекает континентальный склон Бразилии севернее устья р. Амазонки и западную часть Гвианской котловины Атлантического океана (рис. 63) [159, 306].



Р и с. 63. Временной разрез ГСП–МОВ по профилю 9/73, пересекающему континентальный склон Бразилии севернее устья р. Амазонки и западную часть Гвианской котловины (по [159])

В западной части профиля консолидированная кора покрыта водной (4,7 км) толщей и толщей осадков (2,6 км), в свою очередь разделенной опорными границами на три согласно залегающие толщи. Верхняя толща, мощность которой увеличивается к востоку от 0,6 (ПК 320) до 0,8 км (ПК 420), перекрывает вторую осадочную толщу, также имеющую тенденцию к увеличению мощности от 0,7 (ПК 320) до 0,8 км (ПК 420).

Третья осадочная толща представлена также горизонтально залегающими слоями, однако их протяженность не превышает 20 км. Она нивелирует неровную поверхность второго слоя (фундамента). Второй слой, залегающий на глубине 2,6–5,6 км под дном и 7,3–10,4 км от поверхности океана, имеет линзово-блоковую структуру. Размеры блоков изменяются от 3 до 10 км, а на их поверхности наклонены к западу. Вскрытая мощность второго слоя 1–1,5 км, причем удается ее разделить на верхнюю (0,5–0,8 км) толщу, имеющую линзовидную структуру, и нижнюю (2–2,5 км) с блоковой структурой, при интервальных скоростях 3,5–5 км/с соответственно. В интервале ПК 330–310 поверхность второго слоя погружается на глубину 10 с (11,5 км) и выходит (ПК 310) за пределы записи, где он перекрывается дислоцированной толщей, вероятно, континентальной коры.

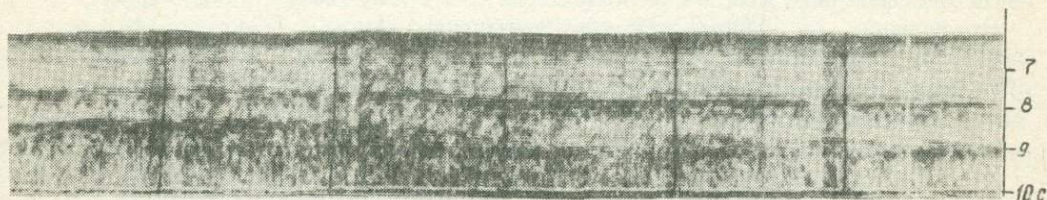
В интервале ПК 323–180 профиль 9/73 пересекает континентальный склон Бразильского побережья Южной Америки. Глубина океана здесь уменьшается от 4,7 до 2,5 км (ПК 180). Мощность осадков также уменьшается с востока на запад от 2,3 (ПК 320) до 0,4 км (ПК 180), при этом начиная с ПК 340 и далее на запад осадки дислоцированы в пологие складки и залегают в виде отдельных линзовидных тел, имеющих общий наклон к востоку. Все три толщи глубоководных осадков, прослеженные на океанском участке профиля, последовательно выклиниваются к западу (снизу вверх), примыкая к континентальному склону: сначала третья (ПК 295), затем вторая (ПК 260) и первая (ПК 235). Можно предполагать, что в интервале ПК 290–235 происходит смена как структуры так и литологического

250 ЮВ
▼

300
▼



ЮВ



состава осадочной толщи, которая здесь не только нивелирует поверхность консолидированного фундамента, но имеет собственную линзовидную структуру и дислоцирована.

Консолидированная кора континентального склона имеет очень сложное строение, ее мощность возрастает от нуля (ПК 326) до 7 км (ПК 300). Главными структурными элементами консолидированной коры здесь являются крупные блоки, причем размеры блоков увеличиваются по мере увеличения мощности коры. На этом участке профиля сложная волновая картина соответствует континентальной коре, представленной дислоцированными толщами, разбитыми на блоки размерами от 1 (ПК 310–323) до 5 км (ПК 280–300). Границы блоков субвертикальны (ПК 310–323) или слабо наклонены к западу (ПК 290–300). Углы наклона поверхностей блоков составляют единицы градусов. По мере продвижения вверх по континентальному склону мощность коры возрастает до 15 км (ПК 210), далее ее нижняя граница выходит за диапазон записи ГСП–МОВ. Размеры блоков увеличиваются от 2 (ПК 310–320) до 18 км (ПК 186–204), увеличиваются и углы наклона их поверхностей от 0 (ПК 310–323) до 15° (ПК 185–194), а углы наклона поверхностей скольжения блоков уменьшаются от 90° (ПК 310–323) до 20° (ПК 194–205).

В западной части профиля блоки консолидированной коры покрыты мощной (до 5 км) толщей дислоцированных осадков, которые нивелируют поверхность кристаллического фундамента. Сложная волновая картина (профиль не мигрирован) не позволяет разобраться в деталях структурных форм деформированной осадочной толщи. Однако общее падение осадочных тел и плоскостей скольжения блоков консолидированной коры к востоку очевидны.

Резюмируя данные, полученные на разрезе по профилю 9/73 ГСП–МОВ, можно выделить следующие главные элементы структуры земной коры в этой пассивной зоне перехода от океана к континенту:

1. Погружение второго слоя и, вероятно, всей океанской коры под консолидированные толщи континентальной коры.

2. Блоковое строение континентальной консолидированной коры, мощность которой резко увеличивается от 0 до 15 км на участке профиля длиной 113 км.

3. Увеличение размеров блоков континентальной коры от 1 до 18 км, амплитуды их смещения от 0,3 до 3 км и наклона их поверхностей от 0 до 15° по мере продвижения по континентальному склону на запад от его основания до Бразильского плато.

4. Наклон плоскостей скольжения блоков континентальной коры к востоку и уменьшение углов скольжения от 90° до 20° по мере продвижения вверх по континентальному склону.

5. Увеличение мощности неконсолидированных осадков в сторону океана, прислонение к фундаменту континентального склона, слабый наклон осадочных толщ к востоку.

6. Дислокация и линзовидность осадочных толщ на континентальном склоне.

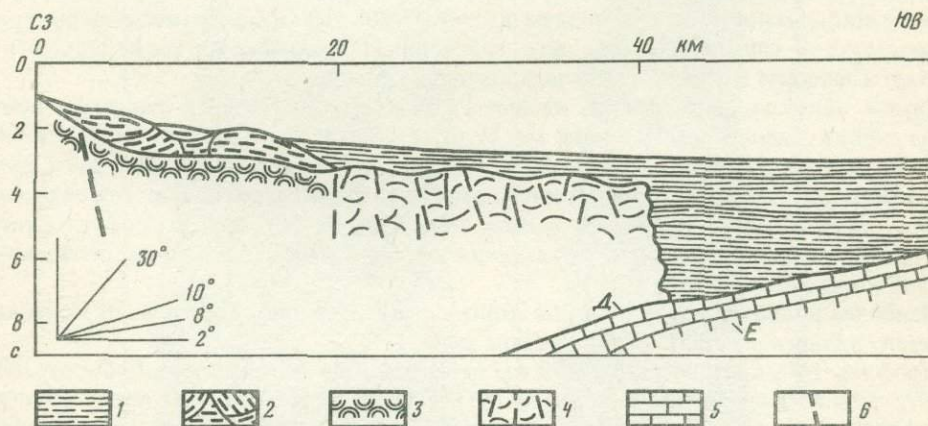
Характерные для пассивных зон [69] особенности структурных форм океанской и континентальной коры, наблюдаемые на профиле 9/73, могут быть обусловлены деформациями растяжения, приведшими к разрыву континентальной коры на континентальной фазе рифтогенеза и ее скольжению ко второму (базальтовому) слою.

Прислонение к фундаменту континентального склона, увеличение мощности осадочных толщ, включая и современные осадки, и их наклон к востоку могут быть объяснены конседиментационным прогибанием фундамента, продолжающимся в настоящее время [159, 306].

Профили 1/73 и 1/75 ГСП–МОВ протяженностью 60 км пересекли материковый склон и глубоководную впадину Черного моря в сложной зоне сочленения погруженной части Крымского мегантиклинория с Черноморской мегавпадиной, где по данным ГСЗ было установлено погребенное поднятие Андрусова (рис. 64) [271]. На юго-восточных участках профилей на временных интервалах 5,8–6 и 7–7,5 с четко выделяется группа отражений, соответствующая границам, погружающимся с юга на север под Крымский полуостров с 6 (ПК 60) до 8–5 (ПК 20) и 11–12 км (ПК 13). Верхние границы осадочной толщи обрисовывают линзовидные тела в интервале ПК 0–21, а затем их сменяет слабо дислоцированная осадочная толща, которая в глубоководной южной части профиля переходит в мощную (6–7 км) толщу горизонтально залегающих тонкослоистых осадков. Она прослеживается в виде протяженных отражающих границ в интервале 3–6 с. На участке профиля ПК 36–0 в интервале 3–5 с выделяется сильно дислоцированная толща, разбитая на блоки, границы которых хорошо обрисовываются дифрагированными волнами. Молодые осадки ложатся на эту дислоцированную толщу с явным несогласием. Отражающий горизонт, проведенный по поверхности дислоцированной толщи, сопоставляется с кровлей пород таврической серии, которая слагает цоколь Горного Крыма. Эта граница в районе ПК 40 круто обрывается к югу, разделяя, по-видимому, две разновозрастные складчатые толщи.

Наибольший интерес на разрезах ГСП–МОВ представляют границы Д и Е, погружавшиеся с юга на север под Крым на участке профиля длиной 48 км. Далее эти границы теряются, выходя за пределы сейсмической записи. При сопоставлении с данными ГСЗ границы Д и Е совпадают с границами Г₁ и Г₂ [170, 271]. Это позволяет сделать вывод о том, что молодой плиоцен-четвертичный комплекс в абиссальной части впадины подстилается более древними, несогласно залегающими мезозойско-кайнозойскими структурами, погружающимися под Крым [170].

У Крымского побережья наблюдается прилегание плиоцен-четвертичных отложений к древним образованиям, наличие структур смятия, распространение пород таврической серии, погружение под Крым более древних формаций, что дает основание предполагать существование здесь зоны поддвига с конца мезозоя [170, 182].



Р и с. 64. Сейсмогеологический разрез ГСП–МОВ по профилю 1/73 к югу от Крымского полуострова (по [170, 182])

1 — плиоцен-четвертичные отложения; 2 — оползневые образования; 3 — таврическая серия; 4 — блоково-слоистая структура центрального участка профиля; 5 — второй структурный комплекс в абиссальной части впадины; 6 — разломы

В пределах Малоантильской дуги и прилегающего ложа океана в 1973–1976 гг. выполнены комплексные геофизические исследования, включая ГСП–МОВ [20, 159].

Земная кора океанского ложа, прилегающего к Малоантильской дуге, имеет строение, типичное для глубоководных котловин (см. гл. IV).

У подножия Малоантильской дуги четко прослеживается погружение океанских осадков (первого слоя) и верхних (I и II) толщ океанской консолидированной коры под дислоцированный комплекс островодужных пород, где она на глубине 10–12 км выходит за пределы сейсмической записи.

Погружение океанской коры под островную дугу происходит плавно, без каких-либо крупных деформаций на первых 2–4 км, затем происходит дробление коры на субвертикальные блоки размерами 2–4 км.

По мере погружения первого океанического слоя под дислоцированные толщи островной дуги в нем исчезает слоистость сначала в нижней части осадочной толщи, а затем в верхней.

Дислоцированный островодужный комплекс на сейсмическом разрезе в своем основании состоит из двух толщ. Верхняя толща мощностью 0,5–0,7 км (0,5–0,7 с) имеет линзовидную структуру. Линзовидные тела протяженностью 2–6 км местами разрываются нарушениями. Нижняя толща сейсмически прозрачна, что свидетельствует о ее сильной деформации.

Можно предположить (по аналогии с "прозрачной" второй структурной толщиной океанской коры) наличие здесь вертикальной и субвертикальной расслоенности, т.е. блоковой структуры. Мощность этой толщи быстро увеличивается от 0,3 до 5–6 км на расстоянии 30–40 км от основания подводного склона островной дуги. В более внутренних районах дуги ее мощность по данным ГСП–МОВ не устанавливается и оценивается в 8–10 км.

Деформированная толща образует складчатое сооружение субмеридионального простирания, ширина которого достигает 150 км на северо-западе и 60–80 км на юге.

Поверхность деформированной толщи и слои перекрывающих ее дислоцированных осадков воздымаются на более высокие гипсометрические уровни в своде дуги, где дислоцированная толща выходит на поверхность дна океана (рис. 65, 66, см. вкл.):

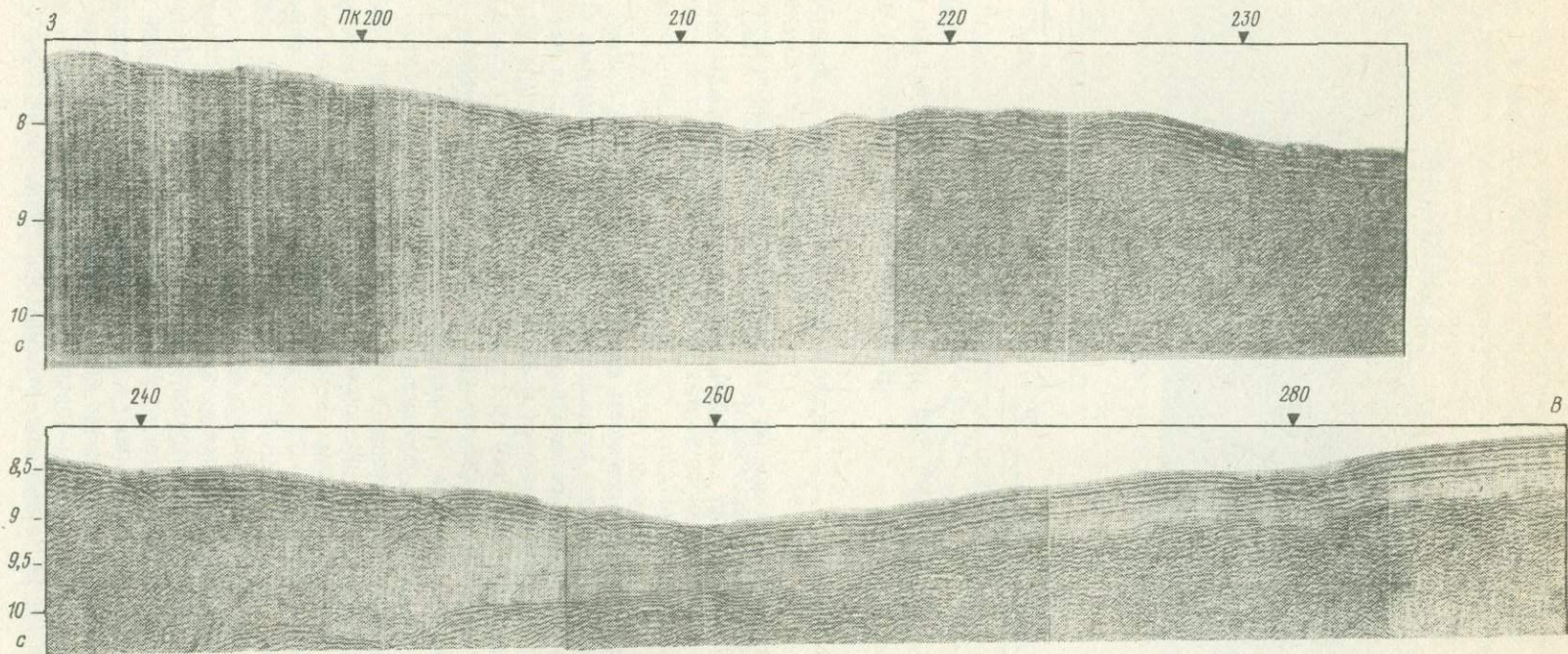
На восточном склоне дуги общее поднятие слоев к ее своду осложнено многочисленными изгибами, дислокациями, нарушениями (взбросами), характерными для деформаций сжатия. Местами подъем достигает 200 м/км. Совершенно иная картина наблюдается на западном склоне дуги, где мощные осадочные толщи не подвергнуты смятию и залегают согласно с деформированным комплексом.

Таким образом, сейсмические данные ГСП–МОВ о внутренней структуре земной коры в зоне Малоантильской дуги могут быть объяснены с позиции существования здесь активного поддвига океанской коры под деформированные толщи дуги, сопровождающегося смятием вулканогенно-осадочных толщ на восточной (фронтальной) стороне дуги и отсутствием деформаций этих толщ на западной (тыловой) стороне.

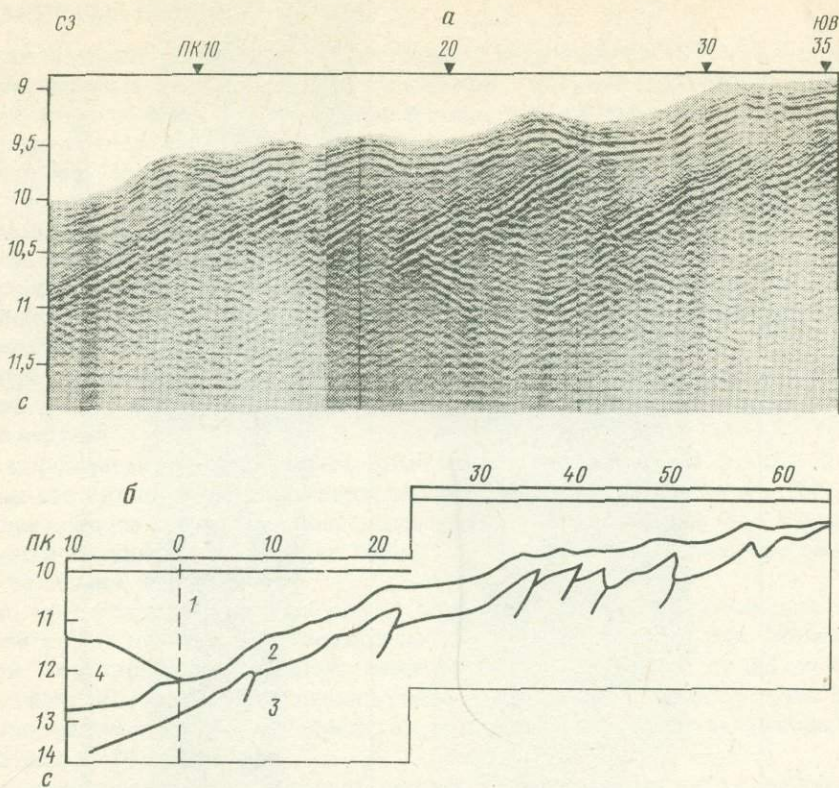
Однако возможны и другие объяснения наблюдаемых структурных особенностей земной коры этого региона [215].

Наиболее полно структуру земной коры в активной переходной зоне от континента к океану удалось раскрыть в Курильском желобе.

Профиль 1/76 протяженностью 70 км пересекает Курильский желоб. Он отработан в 1976 г. Б.А. Бондаренко и др. (рис. 67) [70, 300]. На внешнем борту желоба на сейсмическом разрезе главные структурные характеристики типичны для океанской коры. Здесь четко выделяются три структурные толщи: осадочная, линзово-блоковая и блоковая сейсмически прозрачная. Однако внутренняя структура этих толщ здесь существенно изменяется. Осадочная толща (первый слой) дислоцирована. В ней выделяются линзовидные тела протяженностью 5–10 км. По мере приближения к оси



Р и с. 65. Фрагмент временного разреза по профилю 6/75, пересекающему зону перехода от океана к Малоангильской островной дуге (по [20])



Р и с. 67. Фрагмент временного разреза (а) и сейсмический разрез (б) по профилю 1/76, пересекающему Курильский глубоководный желоб

1 — ось желоба; 2 — слой осадков; 3 — океанская кора; 4 — край наползающей плиты

желоба со стороны океана интенсивность дислокации осадков возрастает, линзовидные тела перекрываются и секутся вертикальными и субвертикальными зонами нарушений. В осевой части желоба осадки первого океанического слоя перекрываются дислоцированными толщами внешнего края островной дуги, причем здесь их мощность возрастает вдвое с 0,5 (ПК 60) до 2 км (ПК 10). Характерно, что на этом участке океанские осадки слабо дислоцированы. Верхняя линзово-блоковая толща консолидированной океанской коры на внешнем склоне желоба (ПК 0–60) разбита субвертикальными нарушениями (взбросами) на блоки, размеры которых изменяются от 3 до 5 км. По мере приближения к оси желоба размеры блоков увеличиваются до 10 км, причем в погруженной (под дислоцированными толщами дуги) части океанской коры амплитуда вертикальных перемещений блоков уменьшается от 1,5–2 (ПК 50–30) до 0,3 км (ПК 10–(–10)). Структурных изменений во второй (сейсмически прозрачной) толще консолидированной океанской коры выявить здесь не удалось, так как не удалось проследить ее подошву и третью толщу.

На разрезе на внутреннем склоне желоба выделяются дислоцированные осадочные комплексы внешнего края островной дуги (ПК 0–10). Внутренняя структура этого комплекса сложная. Главными ее элементами являются в верхней толще линзовидные осадочные тела, наклоненные к оси желоба и перекрывающие друг друга в обратном от оси направлении так, что образуют последовательную серию надвигов нижележащих тел на вышележащие. Мощность этой толщи в оси желоба меньше разрешающей способности ГСП–МОВ, т.е. стремится к нулю, а на расстоянии 10 км

составляет 1,5 км. Подстилающая ее толща на разрезе (интервал 12–13 с) сейсмически прозрачная. Можно предполагать, что ее структура соответствует сильно деформированной толще, где субвертикальные и вертикальные нарушения (блоки, складки) не отображаются на сейсмическом разрезе после устранения дифрагированных волн. Мощность этой толщи увеличивается от нуля (в оси желоба) до 3 км (ПК 10).

Анализируя структурные формы земной коры внешнего и внутреннего бортов Курильского желоба, можно уверенно говорить, что деформации сжатия являются здесь определяющими, приводящими к смятию и надвигам как осадочных толщ, так и консолидированной океанской коры. Общая структурная обстановка здесь очень близка к наблюдаемой в зоне Малоантильской дуги.

Резюмируя данную главу, отметим, что как в активных, так и в слабоактивных переходных зонах в земной коре преобладают структуры, связанные со сжатием. В зонах пассивных окраин в земной коре преобладают структуры растяжения (сбросы), охватывающие как континентальную, так и океанскую кору, вероятно, унаследованные от континентального, а затем и океанского этапов рифтогенеза.

ГЛАВА IX

ОБОБЩЕННАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОКЕАНСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРОЯТНЫЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЕЕ ГЕНЕЗИСА И ДЕФОРМАЦИЙ

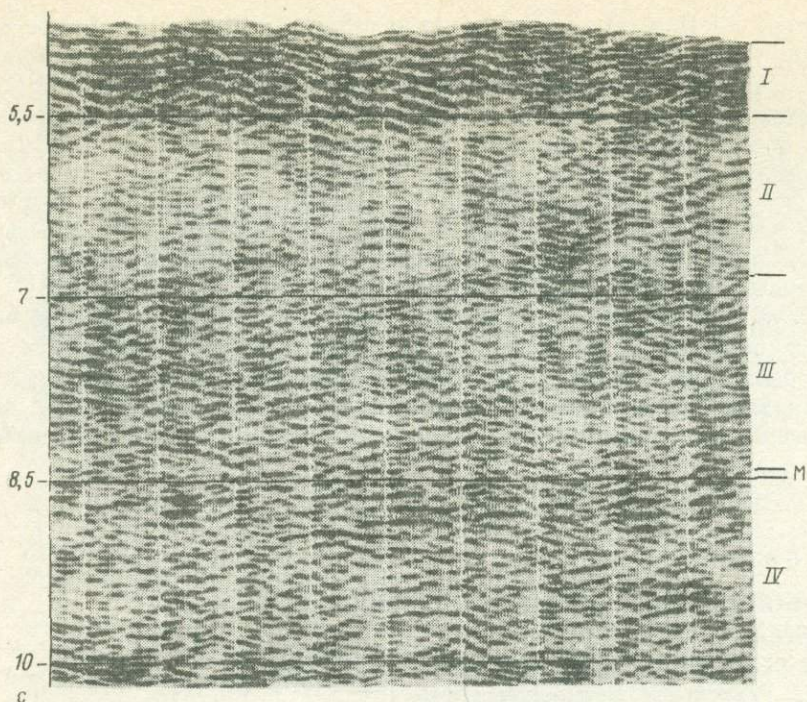
ОБОБЩЕННАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОКЕАНСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исследования, выполненные комплексом геофизических методов, включая ГСП–МОВ, в разнообразных геодинамических зонах Мирового океана, позволяют расширить наши представления о внутренней структуре консолидированных слоев океанской земной коры и дополнить модели, нашедшие свое отражение в фундаментальных работах в этой области [70, 94, 108, 219, 272, 277, 333]. Оказалось, что во всех геодинамических зонах Мирового океана, несмотря на существенные различия внутренней структуры земной коры, имеются общие черты ее строения, которые позволяют синтезировать наиболее вероятную обобщенную модель (рис. 68, см. также рис. 37).

Консолидированная океанская кора во всех геодинамических зонах Мирового океана содержит три структурные толщи [179, 181, 185, 186]. Первая толща (I) мощностью 0,5–2 км залегает в интервале глубин в среднем 0–2 км от поверхности дна океана, имеет линзово-блоковую структуру. Протяженность субгоризонтально залегающих линзовидных тел не превышает 10 км, а их мощность 0,5 км. Вертикальными и субвертикальными нарушениями первая толща разбита на блоки размерами не более 10 км. На сейсмическом разрезе ГСП–МОВ эта толща представлена серией вступлений отраженных и дифрагированных волн. Отраженные волны оконтуривают линзовидные тела, а дифрагированные – участки нарушений и точки выклинивания линзовидных тел (см. рис. 36, 68).

По гипсометрическому уровню залегания и диапазону интервальных скоростей (3–5,5 км/с) первая структурная толща консолидированной коры сопоставляется с верхней частью второго геофизического слоя (фундамента) (см. рис. 37).

Вторая толща (II) мощностью 1–3 км залегает в интервале глубин 0,5–5 км под дном океана, имеет блоковую структуру. Блоки размерами 2,5–5 км разделены субвертикальными и вертикальными нарушениями. На сейсмическом разрезе эта толща представлена серией отражений слабой интенсивности, коррелируемых на расстоянии не более 5 км. Нарушения оконтуриваются интенсивными дифрагированными волна-



Р и с. 68. Типичный временной разрез ГСП–МОВ океанской земной коры (по [179, 181, 185])

I – верхняя линзово-блоковая толща; II – вторая блоковая толща; III – третья блоковая толща; IV – подкоровая слоисто-блоковая толща; M – граница Мохоровичича

ми, которые после их снятия процедурой миграции вместе с оставшимися слабыми отражениями создают на разрезе интервалы полной или частичной прозрачности. Четкой отражающей границы между первой и второй структурными толщами нет. По гипсометрическому уровню залегания и диапазону интервальных скоростей (4,5–6 км/с) вторая толща консолидированной коры может быть сопоставлена с нижней частью второго и верхней частью третьего геофизических слоев.

Третья структурная толща (III) мощностью 4–7 км залегает в интервале глубин 4–12 км, представляет собой монолит, разбитый на блоки шириной 0,5–3 км субвертикальными и наклонными нарушениями (неоднородностями). Ширина блоков уменьшается с глубиной, и по этому признаку третья толща может быть разделена на несколько этажей. Четких непрерывных отражающих границ между этажами третьей толщи, а также границ, обрисовывающих ее подошву и кровлю, нет. На сейсмическом разрезе ГСП–МОВ (до миграции) третья толща характеризуется сложной интерференционной картиной отраженных и дифрагированных волн, а после миграции – серией отражений малой интенсивности, коррелируемых на интервалах до 3 км и образующих разнонаклонные дискретные площадки длиной 0,5–3 км, разделенные зонами разрыва корреляции (нарушениями) шириной 0,1–0,2 км (см, рис. 37, 68). Непрерывных, четких отражающих границ, ограничивающих подошву и кровлю третьей толщи, проследить не удастся. По гипсометрическому уровню залегания и диапазону интервальных скоростей (6–7,6 км/с) третья структурная толща может быть сопоставлена с третьим геофизическим слоем.

Четвертая (подкоровая) структурная толща (IV) имеет слоисто-блоковую структуру, залегает в интервале глубин 7–15 км под дном и глубже, уходя за пределы исследования ГСП–МОВ. Слои мощностью 0,5–2 км разделены здесь наклонными и субго-

ризонральными зонами нарушений на блоки шириной 5–10 км. На сейсмическом разрезе эта толща выделяется появлением низкочастотных интенсивных отражений, коррелируемых на интервалах до 10 км и образующих субгоризонтальные или слабонаклонные границы, уходящие за пределы сейсмической записи. Отражающие границы разрываются наклонными зонами нарушений. Поверхность этой толщи (граница М) обычно хорошо обозначается вступлением интенсивных низкочастотных (7–12 Гц) отражений. Однако непрерывной отражающей границы между третьей и четвертой толщами проследить не удается (см. рис. 37, 68).

В заключение отметим, что все структурные толщи консолидированной океанской коры неоднородны и, следовательно, сейсмически гетерогенны в понимании Б.Я. Гельчинского [67, 68], т.е. содержат включения акустически неоднородных тел различных масштабов, таких, как трещины, будины, элементы складок, сами складки крутых форм, зоны разломов, трещиноватости, кливажа, меланжа, отдельные участки зон метаморфизма, части плутонов, сами плутоны, линзы, дайки и т.п., которые могут располагаться как квазирегулярно (первая и вторая толщи), так и хаотически (третья толща) [181, 201, 202].

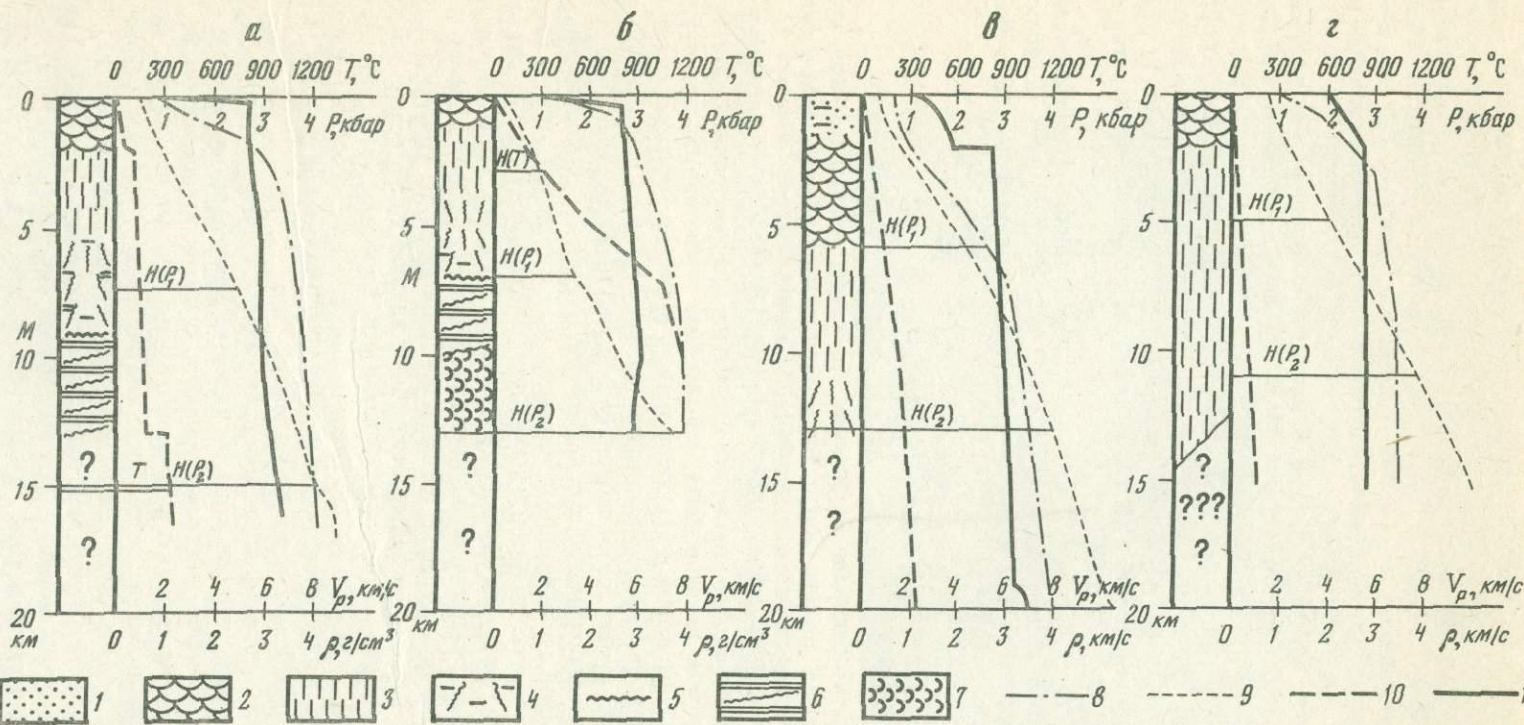
Повышение детальности исследований на основе использования автоматизированной системы широкоугольного сейсмопрофилирования [206, 331, 332, 342] позволит в дальнейшем уточнить и развить в деталях предлагаемую неоднородную модель океанской консолидированной земной коры.

ВЕРОЯТНЫЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ И ДЕФОРМАЦИЙ ОКЕАНСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Выявленные ГСП–МОВ особенности внутренней структуры кристаллической коры Мирового океана наиболее логично могут быть объяснены с позиций современной геодинамики, теории трещиноватости и пластичности земной коры.

Как было показано выше, общей и наиболее характерной для всех геодинамических зон Мирового океана особенностью внутренней структуры кристаллической океанской коры является наличие трех неоднородных, сейсмически гетерогенных структурных толщ: линзово-блоковой, блоковой с вертикальными и субвертикальными зонами нарушений, блоковой с наклонными зонами нарушений. Верхняя часть подкоревой мантии в большинстве случаев имеет также слоисто-блоковую структуру, где блоки разделены пологими, субгоризонтальными зонами нарушений. Исходя из основополагающего представления современной геодинамики о генерации всей океанской коры в рифтовых зонах, можно предполагать, что каждый блок соответствует циклу (импульсу) рифтогенеза: разрыву коры, интрузии глубинного вещества, раздвигу коры на ширину интрузии и ее застыванию. Учитывая дополнительную динамику развития блоков и их деформации на бортах рифтового ущелья, согласно О.Г. Сорохтину, Д. Теркоту и Д. Шуберту [69, 70, 261, 292, 295, 341], а также интенсивное влияние гидротермальной деятельности в процессе генерации новой коры, согласно А.В. Каракину, Л.И. Лобковскому и В.Н. Николаевскому [124, 273, 332], и ее растрескивание в процессе застывания и отодвигания от оси рифта, можно объяснить следующие наблюдаемые на разрезах ГСП–МОВ общие структурные особенности океанской земной коры.

1. Первая толща кристаллической коры имеет линзово-блоковую структуру с вертикальными зонами нарушений, которая отражает характер распределения акустических неоднородностей вулканогенных осадков и лавовых потоков, изливающихся на поверхность дна при очередном импульсе рифтогенеза. Вертикальные нарушения, рассекающие линзовидные тела на блоки, скорее всего, соответствуют "шрамам" разрывов, образующихся в земной коре и трещинам застывания лавовых потоков. Таким образом, ширина блоков в первой структурной толще может характеризовать либо интенсивность интрузий глубинного вещества (при постоянной скорости спрединга), либо длительность импульса рифтогенеза (при дискретном спрединге и постоянной интенсивности интрузий), что нам представляется наиболее вероятным. Вертикальное поло-



Р и с. 69. Схематизированные разрезы океанской коры в главных геодинамических зонах, термодинамические условия залегания и сейсмические характеристики горных пород

a – глубоководная котловина ($h_B \geq 5$ км); *б* – ось рифта ($h_B = 4,5$ км); *в* – подводная возвышенность ($h_B \geq 3$ км); *г* – глубоководный желоб ($h_B \geq 8$ км)

1 – осадочная толща; 2 – первая структурная толща, зона хрупких деформаций с вертикальным расположением трещин; 3 – вторая структурная толща, зона хрупких деформаций типа отрыва с вертикальным расположением трещин; 4 – третья структурная толща, зона перехода от хрупких к пластическим деформациям с постепенным переходом от вертикальных к субгоризонтальным и слабонаклонным трещинам; 5 – граница (М); 6 – четвертая структурная толща, зона пластических деформаций, горизонтальная и слабонаклонная текучесть; 7 – астеносферное вещество; 8 – скорость продольных волн (V_p); 9 – гидростатическое давление (вертикальная составляющая тензора напряжений) (P); 10 – температура ($T, ^\circ\text{C}$); 11 – плотность пород (ρ).

Границы перехода: $H(T)$ – серпентинитов к пластическим деформациям по температуре, $H(P_1)$ – петельчатых серпентинитов к пластическим деформациям по давлению, $H(P_2)$ – антигоритовых серпентинитов к пластическим деформациям по давлению

жение нарушений в этой 0,5–2-километровой толще, располагающейся непосредственно под дном океана или под осадками, обусловлено механизмом формирования трещин, зависящим в общем случае от давления (P), температуры (T), скорости нагружения, внутренней структуры и состава застывающего вещества. Согласно Д. Теркоту [295], зона нарушений как структура локализации разрывов развивается в соответствии с механизмом трещинообразования, различающимся для различных глубин земной коры. При этом в области глубин, где располагается первая структурная линзово-блоковая толща (0–3 км под дном), PT -условия таковы, что развиваются преимущественно хрупкие деформации разрыва типа отрыва. Она соответствует, согласно В.Н. Николаевскому [124, 273], зоне вертикальных разломов. Разрывы в этой области не создают значительных по мощности (ширине) нарушений (см. рис. 37).

2. Вторая, блоковая, толща, мощностью 1–3 км располагается в интервале глубин 1–5 км под дном. Она соответствует дайковому комплексу (нижней части второго и верхней части третьего геофизических слоев). На этих глубинах сохраняются PT -условия, приводящие к вертикальным хрупким разрывным деформациям, возникающим при застывании интрузивного вещества, и к образованию серпентинитов. Таким образом, вторая структурная толща, обрисовываемая на сейсмических разрезах ГСП–МОВ зоной "прозрачности", формируется в рифтовой зоне интрузиями глубинного вещества, а за ее пределами – вертикальными сколами на бортах ушелья и вертикальной трещиноватостью, возникающей при застывании интрузивов, а кроме того, остающимися расплавами в этой толще, также сейсмически прозрачными. По мере удаления от оси рифта и охлаждения интрузивных тел часть трещин залечивается под воздействием гидротермальной обработки и изменяющихся PT -условий, что и приводит к видимому на разрезах ГСП–МОВ увеличению ширины блоков во второй структурной толще. Однако в дальнейшем на расстояниях более 200 км от оси рифта размеры блоков практически сохраняются неизменными как на склоне срединного хребта, так и в глубоководных котловинах (см. гл. VI).

3. Третья структурная толща океанской коры располагается в интервале глубин 7–15 км. Она находится в области PT -условий, при которых в верхней ее части развиваются разрывы чисто сколового типа. Пространственная ориентировка сколов здесь определяется направлением главных нормальных напряжений. Для средней и нижней частей этой толщи характерен постепенный переход от чисто сколовых деформаций к псевдопластическому разрушению типа однородного течения, что приводит к выполаживанию углов наклона трещин от субвертикальных и крутонаклонных в верхней части третьей толщи до субгоризонтальных у ее основания. Именно по этой причине, по характеру наклона нарушений, третья толща на сейсмических разрезах местами разделяется на два и более структурных яруса, что имеет место, например, в зонах подводных возвышенностей (см. гл. V).

4. Четвертая структурная толща по гипсометрическому уровню залегания (7–20 км под дном) относится к верхам мантии, PT -условия здесь способствуют деформациям типа однородного течения. Для этой области характерна рассредоточенная трещиноватость, размеры трещин с глубиной уменьшаются и среда приобретает все более пластический характер, что приводит к появлению субгоризонтальных зон нарушений, наблюдаемых на разрезах ГСП–МОВ на уровне границы М и глубже. Истинная пластичность, согласно В.Н. Николаевскому, характеризуется практически полной непроницаемостью для водного пара, что делает верхнюю мантию "сухой" и является необходимым условием для перехода (сверху вниз) базальт–габбро–серпентинит–перидотит. Поэтому для понимания характера деформаций ниже границы М, следует использовать данные о механике разрушения перидотитов при PT -условиях, характерных для верхней мантии в океанах [53, 124, 229, 242] (рис. 69, см. также рис. 37).

Геологические исследования петельчатых серпентинитов показывают, что переход из хрупкого в пластическое состояние в них осуществляется при давлении 2 кбар и слабо зависит от температуры в диапазоне от $0 < T < 350$ °С. Таким образом, для нормальной океанской коры при давлении 2 кбар можно ожидать подавление в сер-

пентинитах мелкой трещиноватости, а при больших давлениях и температурах наступает переход в область пластических деформаций [124, 318, 342] (рис. 70).

Если предполагать, что давление в земной коре нарастает пропорционально глубине и определяется удельным весом вышележащих пород, то давление 1,5 кбар, при котором начинается процесс подавления микротрещин, приблизительно соответствует глубине подошвы габбрового слоя, а на сейсмических разрезах он отвечает подошве верхней части третьей структурной толщи. Критическое давление 2,6 кбар, характеризующее подавление трещин в петельчатых серпентинитах, соответствует поверхности, расположенной на 3–4 км глубже габбро, и на сейсмических разрезах нормальной океанской коры она отражается как подошва (граница М) третьей структурной толщи. Для подводных возвышенностей, глубоководных желобов и трансформных разломов с компонентами сжатия, подкорковой мантии соответствует, вероятно, область пластических деформаций, наступающих при давлениях 4 кбар и температурах меньше 460 °С. На сейсмических разрезах ГСП–МОВ она отображается в виде четвертой структурной толщи, залегающей здесь на глубинах 15–20 км. Такие температуры и давления соответствуют пластическому состоянию антигоритов, т.е. серпентинитов, формирующихся в динамической обстановке (см. рис. 69, 70).

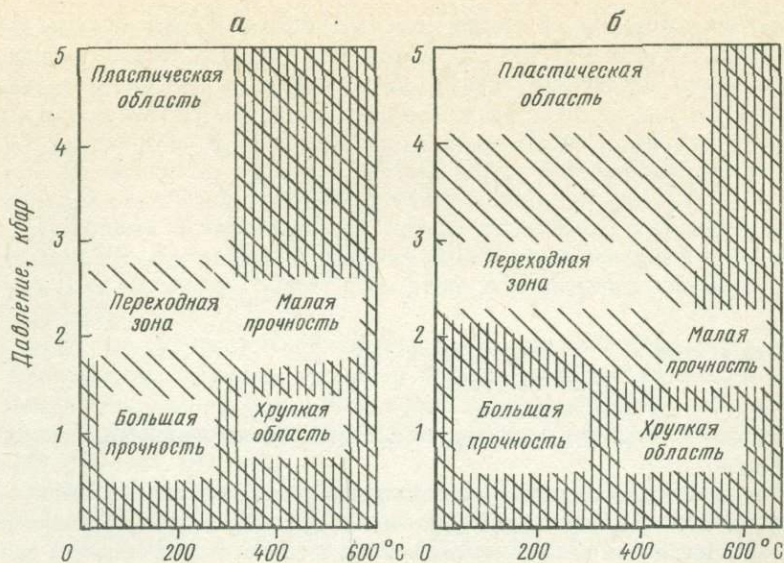
Следовательно, можно предполагать, что нижние толщи коры и верхняя толща подкорковой мантии в этих геодинамических зонах формировались из первоначально нормальной коры в динамической обстановке сжатия и представлены антигоритовыми серпентинитами. Объяснить выклинивание в оси рифтовых зон третьей структурной толщи можно резким увеличением здесь температур с глубиной, которые достигают 550–1200 °С в интервале глубин 4–7 км под дном, что даже при небольших давлениях ($1,5 < P < 2$ кбар) приводит к пластическому состоянию пород. Наличие на разрезах ГСП–МОВ в рифтовых ущельях зоны сейсмической прозрачности непосредственно под четвертой толщей может быть объяснено образованием здесь магматической камеры и подходом к ее подошве астеносферного вещества [331, 332, 342].

Таким образом, с позиций теории геодинамики и деформации горных пород могут быть интерпретированы наблюдаемые на разрезах ГСП–МОВ наиболее общие закономерности внутренней структуры океанской земной коры. С этих же позиций можно объяснить структурную анизотропию океанской коры в направлениях, нормальном и параллельном к оси рифтов. Инструментально установлено, что в рифтовых зонах силы растяжения приложены нормально к оси рифтов, поэтому деформация горных пород всех структурных толщ здесь будет выражаться в более мелком их дроблении в направлениях, нормальных к оси спрединга.

Наблюдаемые значимые различия в размерах неоднородностей внутренней структуры океанской коры в спрединговых зонах Атлантики и Красного моря, с одной стороны (большие размеры неоднородностей, шире полоса смещения этих величин), и Тихого океана – с другой (где эти размеры в 1,5–2,5 раза меньше и уже полоса их дисперсии), хорошо объясняются различной степенью неравномерности процесса рифтогенеза (дискретным спредингом) в этих зонах [179, 243].

С позиций теории деформации горных пород и механизма спрединга становится понятным и уменьшение размеров неоднородностей по мере приближения к осям рифтов и глубинных разломов, являющихся центрами приложения сил деформации.

Общее уменьшение размеров неоднородностей с глубиной и выполаживание наклонов зон нарушений объясняются теорией нелинейных деформаций пород при изменении *PT*-условий с глубиной, [124, 273, 318]. В зонах тектонической активности (разломах, возвышенностях, желобах, переходных от океана к континентам) появляются региональные силы, которые деформируют нормальную (изначальную неоднородную и деформированную в ходе генезиса) океанскую кору, что приводит к дополнительным характерным особенностям ее внутренней структуры в зависимости от интенсивности и направления прилагаемых сил. Например, весьма интересный факт веерообразной наложенной расслоенности третьей и четвертой структурных толщ земной коры и мантии, наблюдаемый в Срединно-Атлантическом хребте по 20° ю.ш., может быть



Р и с. 70. Диаграммы механического состояния двух типов серпентинитов (по [124])
 а — петельчатых и б — антигоровых

объяснен вероятными явлениями тектонической расслоенности [278, 286, 342].

Изучение внутренней структуры кристаллической коры океанов методом ГСП—МОВ находится на начальном этапе. Модели интерпретации сейсмических разрезов являются вероятными на данном этапе изученности, которая по детальности еще недостаточна.

Новейшие геофизические исследования в сверхглубокой Кольской скважине показали [126, 333], что изменения вертикальной составляющей напряжений, как и изменение PT -условий, с глубиной нелинейны. Причем нелинейности изменения этих параметров обусловлены внутренними процессами, происходящими в земной коре. Поэтому природа глубинных сейсмических границ определяется не только литологической изменчивостью пород, но и вторичными преобразованиями, приводящими к изменению физических свойств и состояния вещества коры и верхней мантии.

Выполнение детальных (соизмеримых с масштабами неоднородностей) пространственных наблюдений комплексом геолого-геофизических методов, включая ШГСП [206], накопление данных площадных крупномасштабных съемок в различных геодинамических зонах Мирового океана несомненно расширяет наши (сейчас еще весьма приближенные) знания о внутренней структуре кристаллической коры океанского дна и процессах, его формирующих. Однако уже и на данном уровне изучения сейсмических отображений внутренней структуры океанской земной коры можно уверенно говорить о единстве ее генезиса в рифтовых зонах и о существовании последующих деформаций нормальной (изначально структурно неоднородной) океанской коры как на этапе ее генезиса, так и в ходе тектонического развития. Изначальная дифференциация нормальной океанской коры на несколько неоднородных структурных толщ с различными прочностными свойствами приводит в условиях возникновения напряжений к тектонической расслоенности.

Можно предполагать, что во время крупных глобальных движений плит, охватывающих всю литосферу, происходит дифференцированная реакция коры внутри плит на приложенные к ней усилия. Неоднородные структурные толщ коры с различными прочностными свойствами по-разному реагируют на приложенные к ним напряжения, что создает предпосылки для дисгармоничных перемещений внутри коры и верхов мантии и может привести к сложным внутрикоровым деформациям не только на границах, но и внутри плит локального и регионального масштабов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в 1973–1985 гг. результаты ГСП–МОВ можно резюмировать в виде следующих выводов:

1. На основе достижений в области методики сейсмических исследований океанского дна, разработки и внедрения единой системы сбора, обработки, хранения и передачи геофизических данных, включая систему многоканального (глубинного) сейсмического профилирования МОВ, получена новая информация о внутренней структуре океанской консолидированной коры. Установлено, что нормальная консолидированная океанская кора неоднородна, сейсмически гетерогенна и представлена тремя структурными толщами. Верхняя толща мощностью 0,5–2 км имеет линзово-блоковую структуру. Блоки разделены вертикальными и субвертикальными зонами нарушений. Протяженность линз мощностью до 0,5 км не превышает 10–15 км, а ширина блоков не больше 10 км. В приподнятых зонах рельефа дна первая толща имеет максимальные мощности до 5 км, минимальные ее значения обычно фиксируются на участках с пониженным рельефом. По гипсометрическому уровню залегания и диапазону интервальных скоростей (3–5,5 км/с) верхняя толща коры сопоставляется с верхней частью второго геофизического слоя (фундамента).

Вторая толща консолидированной коры мощностью 1–3 км имеет блоковую структуру. Блоки размерами 1,5–5 км разделены вертикальными и субвертикальными нарушениями. Вторая толща по гипсометрическому уровню залегания и диапазону интервальных скоростей (4,5–6 км/с) сопоставляется с нижней частью второго и верхней частью третьего геофизических слоев. Четкой отражающей границы между этими слоями нет.

Третья толща мощностью 4–7 км залегает в интервале глубин 4–12 км под дном, монолитна, разбита на блоки шириной 0,5–3 км субвертикальными и наклонными зонами нарушений. Ширина блоков уменьшается с глубиной, и по этому критерию третья толща может быть разделена на несколько этажей, четкие границы между которыми отсутствуют. По гипсометрическому уровню залегания и диапазону интервальных скоростей (6–7,6 км/с) третья структурная толща может быть сопоставлена с третьим геофизическим слоем.

Четвертая структурная толща залегает и в интервале глубин 7–15 км под дном и глубже, имеет слоисто-блоковую структуру. Нижняя ее граница уходит за пределы глубины исследования ГСП–МОВ. Слои мощностью 0,5–2 км разделены здесь наклонными зонами нарушений на блоки шириной 5–10 км. Наклон зон нарушений с глубиной уменьшается с 60(?) на глубине 5 км под дном до 1–4° на глубине 12–15 км. По гипсометрии залегания эта толща может быть отнесена к верхам мантии, ее кровля сопоставляется с границей М [36, 99, 110, 151, 168, 171, 175, 178, 179, 181, 183, 187, 189, 192, 194, 195, 198, 200, 201, 306].

2. Структура океанской земной коры существенно изменяется в различных геодинамических зонах. В срединных хребтах увеличивается мощность второй и третьей толщ, а внутренняя структура верхней толщи не изменяется. К своду хребта третья толща

уменьшается по мощности и практически отсутствует в рифтовом ущелье, где четвертая толща залегает непосредственно под второй [36, 110, 159, 168, 171, 202].

В глубинных разломах наблюдаются как структуры сжатия (взбросы, надвиги), приводящие к увеличению мощности всех основных толщ коры и их переслаиванию, так и структуры растяжения (сбросы), приводящие к уменьшению мощности коры за счет сокращения мощности второй и третьей толщ, сопровождающемуся подъемом к поверхности дна мантийных пород или без такого подъема [175, 178, 194, 195, 204].

В зонах подводных возвышенностей земная кора имеет увеличенную мощность за счет появления промежуточных и раздутья верхних трех основных толщ, а мантийная толща погружается на глубину более 15 км, выходя за пределы досягаемости ГСП—МОВ [183, 187, 192, 201].

3. Внутренняя структура консолидированной океанской коры анизотропна. Анизотропия заключается в разнице размеров блоков, которые минимальны при измерениях в направлении по нормали к оси рифтов и максимальны в направлениях, параллельных к ним. К осям рифтов или глубинных разломов размеры блоков уменьшаются [125, 179, 181, 189, 194, 202, 343].

Размеры неоднородностей (линз, блоков) в основных структурных толщах консолидированной коры в спрединг-зонах Атлантического океана и Красного моря больше, чем в аналогичных зонах Тихого океана, причем в последнем наблюдается меньшая их дисперсия [179, 186, 203].

4. В Атлантическом океане на разных широтах срединный хребет имеет различную структуру коры. Различие заключается не только в изменении соотношения мощностей и гипсометрических уровней основных структурных толщ консолидированной коры, но и в изменении их внутренней структуры: появление прерывистости третьей (сейсмически прозрачной) толщи, наличие или отсутствие субгоризонтальной расслоенности третьей и четвертой толщ по косым веерообразным границам, наклон которых уменьшается с глубиной [202].

5. Новейшие геофизические исследования показали, что изменения вертикальных напряжений, как и *PT*-условий, с глубиной нелинейны [126]. Причины нелинейности изменения этих параметров обусловлены внутренними процессами, происходящими в земной коре. Поэтому природа глубинных сейсмических границ здесь определяется не литолого-стратиграфической изменчивостью пород, а вторичными тектоническими преобразованиями, приводящими к изменению физических свойств и состояния вещества коры и верхней мантии [126].

На данном уровне изученности внутренней структуры океанской земной коры можно уверенно говорить о единстве ее генезиса в рифтовых зонах и о деформациях нормальной океанской коры как на этапе ее генезиса, так и в ходе дальнейшего развития [124, 126]. Изначальная дифференциация нормальной океанской коры на несколько неоднородных структурных толщ с различной прочностью возникает в процессе ее генезиса и обусловлена различными типами деформации горных пород при различных *PT*-условиях, изменяющихся с глубиной и по мере удаления от оси рифта. При возникновении напряжений структурная неоднородность океанской коры приводит к ее динамической неустойчивости и к тектонической расслоенности. Можно предполагать, согласно [278, 286, 295], что во время крупных глобальных движений плит, охватывающих всю литосферу, происходит дифференцированная реакция коры внутри плит на приложенные к ней усилия. Образовавшиеся изначально неоднородные структурные толщи океанской кристаллической коры с различными прочностными свойствами по-разному реагируют на приложенные к ним напряжения, что создает предпосылки для региональных дисгармоничных перемещений слоев внутри коры и верхов мантии и может приводить к внутрикоровым деформациям не только на границах, но и далеко внутри плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Автоматизированные системы оперативной обработки данных гравиметрии и магнитометрии. Киев: Наук. думка, 1972. 163 с.
2. Автоматизация научных исследований. Рига: Зинатне, 1972. 314 с.
3. Автоматизация научных исследований морей и океанов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1980. 334 с.
4. Автоматизация научных исследований на основе применения ЭВМ. Новосибирск, 1981. 245 с.
5. Агафонников А.М. Фазовые радиогеодезические системы для морских исследований. М.: Наука, 1979. 161 с.
6. Акустика океана / Под ред. Л.М. Бреховских. М.: Наука, 1974. 694 с.
7. Алгоритмы обработки и интерпретации кривых электрического зондирования в сложно-построенных районах // Геофизика на рубеже 70-х годов. М.: Недра, 1974. С. 221–227.
8. Алгоритмы анализа изображений // Тр. Ин-та инженеров электроники и радиотехники. 1986. Т. 74, вып. 4. С. 4–25. Пер. с англ.
9. Алексеев А.С. Некоторые обратные задачи теории распространения волн // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. № 11. С. 1514–1531.
10. Алексеев А.С. О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры // Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. М.: Наука, 1962. С. 320–333.
11. Алексеев А.С. Обратные динамические задачи сейсмологии // Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М.: Наука, 1967. С. 9–91.
12. Алексеев А.С., Добринский В.И. Некоторые вопросы практического использования динамических задач сейсмологии // Математические проблемы геофизики. Новосибирск: Наука, 1975. Вып. 6. С. 7–53.
13. Андреев Н.И. Корреляционная теория статистически оптимальных систем. М.: Наука, 1966. 454 с.
14. Арабоджи М.С., Васильев Ю.М., Мильничук В.С., Чарыгин М.М. Опыт применения математических методов в геологии. М.: Недра, 1969. 192 с.
15. Арсентьев В.В. К теории импульсных разрядов в жидкой среде // Прикл. механика и теорет. физика. 1965. № 5, С. 51–57.
16. Баграмянц В.О., Буданов В.Г., Кожанов К.Н., Колежук И.В. Аппаратура для гравиметрических измерений // Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь: МГИ АН УССР, 1975. С. 151–160.
17. Байцер Б. Архитектура вычислительных комплексов. М.: Мир, 1974. Т. I. 498 с.; Т. II, 566 с.
18. Бакаев В.И., Гульман М.Б., Коган Л.И., Корепанов В.М. Технические средства и математическое обеспечение вычислительного комплекса на базе ЭВМ "Минск-32" для обработки данных морской геофизики // Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1973. № 2. С. 29–47.
19. Балашканд М.И., Ловля С.А. Источники возбуждения упругих волн при сейморазведке на акваториях. М.: Недра, 1974. 128 с.
20. Басеняц Ш.А., Коган Л.И., Свистунов Ю.И. и др. Тектоника сочленения Малоангильской островной дуги и ложа Атлантического океана по сейсмическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 50, вып. 4. С. 40–54.
21. Бедрековский М.А., Кручинкин Н.С., Подолян В.А. Микропроцессоры. М.: Радио и связь, 1982. 69 с.
22. Белавин О.В. Основы радионавигации. М.: Сов. радио, 1977. 352 с.
23. Белоногов Г.Г., Котов Р.Г. Автоматизированные информационно-поисковые системы. М.: Наука, 1968. 175 с.
24. Возможное и невозможное в кибернетике / Под ред. А. И. Берга. М.: Наука, 1963. 22 с.
25. Березин Н.С., Жидков Н.П. Методы вычислений. М.: Физматгиз, 1962. Т. I. 639 с.; Т. II. 438.
26. Берзон Н.С., Епинатьева А.М., Парийская Г.Н., Стародубровская С.П. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 512 с.
27. Берзон И.С. Сейсмическая разведка вертикально-слоистых сред фундамента. М.: Недра, 1977. 320 с.
28. Беспрозванный П.А., Чернов А.А. Ком-

плексы (системы) автоматизированной обработки гравиметрических данных // Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1975. 90 с.

29. *Болдырева В.А., Кантер Н.Д., Чернов А.А.* Автоматизированный комплекс обработки гравиметрических измерений. М.: Недра, 1976. 238 с.

30. *Бонгард М.М.* Проблема узнавания. М.: Наука, 1967. 156 с.

31. *Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.

32. *Борковский М.М., Латышев В.Н., Ситников Л.С.* Устройство первичной обработки информации при экзолотировании // Экспресс-информ / ЦНИИЭИРХ. Сер. 6, 1976. Вып. 5. С. 5–12.

33. *Боярский Э.А.* Автоматическая обработка морских гравиметрических измерений на ЭВМ "Минск-32". М., 1974. 167 с. Деп. в ВИНТИ, № 1279–74.

34. *Бренер М.И.* Экономика геологоразведочных работ на нефть и газ в СССР. М.: Недра, 1979. 238 с.

35. *Бреховских Л.М.* Волны в слоистых средах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 502 с.

36. *Буданов В.Г., Гайманов А.Г., Коган Л.И.* и др. Геофизические исследования глубинного строения земной коры и мантии в рифтовых зонах Атлантического океана // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 72–79.

37. *Булах Е.Г.* Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий. Киев: Наук. думка, 1973. 111 с.

38. *Булах Е.Г., Ржаницин В.А.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Киев: Наук. думка, 1976. 218 с.

39. *Бутковский А.Г.* Характеристики систем с распределенными параметрами. М.: Наука, 1979. 224 с.

40. *Быков В.И., Никитенко Ю.И.* Судовые радионавигационные устройства. М.: Транспорт, 1976. 214 с.

41. *Бяковский Ю.М., Шайтура С.В.* ГРАФОР – комплекс геофизических программ на ФОРТРАНе. М., 1977. 69 с. (Препр. ИПМ; № 37).

42. *Вайсбанд В.Б., Коган Л.И., Хлыщ В.С.* Автоматизированная система "Берег–Море" для гидроакустических экспериментальных исследований океана. Л.: Наука, 1976. С. 86–88.

43. *Вайсбанд В.Б., Коган Л.И., Хлыщ В.С.* Автоматизированная система для стационарных океанологических измерений "Берег–Море" // Структура, технические средства и организация систем автоматизации научных исследований. Л.: ЛИЯФ, 1977. С. 150–154.

44. *Валяшко Г.М.* Методика интерпретации данных магнитных съемок в океане и результаты ее применения: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИОАН СССР, 1979. 25 с.

45. *Валяшко Г.М.* Методика интерпретации

результатов магнитных съемок в океане // Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1982. С. 60–86.

46. *Валяшко Г.М.* Методика изучения тонкой структуры аномального магнитного поля // Там же. С. 86–117.

47. *Ваняли Л.Л., Светов Б.С., Фонарев Г.А.* Магнитотеллурические исследования // Геофизика океана. М.: Наука, 1979. С. 112–129.

48. *Ванюшин В.А., Зубарев С.Л., Кузнецов О.Л., Петросян Л.Г.* Оптимизация поисково-разведочного процесса на нефть и газ // Сов. геология. 1982. № 10. С. 26–36.

49. *Велихов Е.П.* Об организации в Академии наук СССР работ по информатике, вычислительной технике и автоматизации // Вестн. АН СССР. 1983. № 6. С. 14–26.

50. *Вержицкий Е.В., Исаев Е.Н., Шрейдер А.А.* Геомангнитные исследования // Исследования по проблемам рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 2. 13–42 с.

51. *Веселов К.Е., Сагитов М.У.* Гравиметрическая разведка. М.: Недра, 1968. 512 с.

52. *Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В.* и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в Мировой системе рифтов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 10. С. 3–27.

53. *Виноградов А.П.* Верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1964. 250 с.

54. *Воюцкий В.С.* Метод и аппаратура асинхронного накапливания сейсмических сигналов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. Вып. 11. С. 1674–1684.

55. Вычислительные центры коллективного пользования. М.: Статистика, 1979. 269 с.

56. Вычислительные комплексы ПС–2000 (ПС–2100). Северо-Донецк: НПО "Импульс", 1982. 30 с. Ротапр.

57. *Гагельганц А.А., Коган Л.И., Челноков С.А.* и др. А. с. 132827. Контактный способ подрыва зарядов с плавающей взрывной магистралью. – Опубл. в Б.И., 1960. № 20.

58. *Гагельганц А.А., Коган Л.И.* Методика и техника сейсмических работ с борта судна при морских сейсмических исследованиях МОВ // Прикл. геофизика. 1965. № 43. С. 18–28.

59. *Гагельганц А.А., Коган Л.И., Грибанов А.М.* и др. Сейсмические исследования осадочной толщи методом отраженных волн на море // Методика геофизических исследований океанов. М.: Наука, 1974. С. 27–48.

60. *Гайманов А.Г., Ушаков С.А.* Интерпретация аномалий силы тяжести на море // Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС. 1973. № 1. С. 1–17.

61. *Гайманов А.Г.* Интерпретация гравиметрических наблюдений в океане // Методика геофизических исследований океанов. М.: Наука, 1974. С. 103–121.

62. *Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С.* и др. Корреляционный метод преломленных волн. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 238 с.

63. *Гамбурцев Г.А.* Основы сейсморазведки 2-е изд. М.: Гостоптехиздат, 1959. 377 с.

64. *Гамбурцев Г.А.* Избранные труды. М. Изд-во АН СССР, 1960. 562 с.
65. *Гельчинский Б.Я.* Постановка задачи распространения волн в средах с эффективными случайными параметрами // Асимптотические методы и стохастические модели в задачах распространения волн. Л.: МИАН СССР, 1968. Т. 14. С. 7–21.
66. *Гельчинский Б.Я., Белозеров А.А., Вавилова Т.И.* и др. Метод эффективной сейсмической модели. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 206 с.
67. *Гельчинский Б.Я., Караев Н.А.* Усовершенствование сейсмических моделей геологических сред // Тр. VIII Всесоюз. геофиз. конф.: Симпоз. "Перспективные направления в сейсмо-разведке". М., 1976. С. 36–37.
68. *Гельчинский Б.Я., Караев Н.А., Коган Л.И.* Теоретико-модельные исследования волновых полей, образующихся в гетерогенных системах // Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1977. № 11. С. 1–35.
69. *Геология и геофизика морского дна.* М.: Мир, 1969. 377 с.
70. *Геофизика океана.* Океанология. М.: Наука, 1979. Т. I. 470 с.; Т. II. 416 с.
71. *Глузов И.Ф., Будагов А.Г.* Организация наземных экспедиционных и бортовых (морских) вычислительных комплексов на базе ЭВМ ЕС-1010 // Методика и техника сейсмо-разведки. М.: Недра, 1979. С. 71–78.
72. *Головкин В.А.* Моделирование на ЭВМ обработки геолого-геофизических полей: Программа "Изолия-3". Новосибирск: ИГиГ и СНИИГГиМС СО АН СССР, 1971. 129 с.
73. *Гольдин С.В.* Линейные преобразования сейсмических сигналов. М.: Недра, 1974. 350 с.
74. *Гольдин С.В., Черняк В.С.* Эффективные параметры годографов и полей времен отраженных волн в неоднородных средах // Геология и геофизика. Новосибирск: Наука, 1976. С. 102–112.
75. *Гольдин С.В.* Интерпретация данных сейсмического метода отраженных волн. М.: Недра, 1980. 344 с.
76. *Гольмшток А.Я., Коган Л.И., Маркушевич В.М.* Опыт сбора и обработки геофизических данных в 24-м рейсе НИС "Академик Курчатов" // Автоматизация научных исследований. Минск: Ин-т кибернетики АН БССР, 1978. С. 136–140.
77. *Гольмшток А.Я., Коган Л.И.* О выделении боковых волн при сейсмическом профилировании океанского дна методом отраженных волн // Океанология, 1981. Т. 21, вып. 5. С. 921–926.
78. *Гольцман Ф.М.* Основы теории интерференционного приема регулярных волн. М.: Наука, 1964. 283 с.
79. *Гольцман Ф.М., Калинина Т.Б.* Аналитическое сопоставление методов геофизической интерпретации // Физика Земли. М.: Наука, 1971. С. 32–42.
80. *Гольцман Ф.М.* Статистические модели интерпретации. М.: Наука, 1971. 268 с.
81. *Городницкий А.М., Литвинов Э.М.* Статистический анализ результатов площадных магнитных съемок над подводными горами // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1970. Вып. 8. С. 106–108.
82. *Городницкий А.М., Валяшко Г.М., Шрейдер А.А.* Машинная обработка результатов гидромагнитной съемки на борту судна. Л.: НИИГА, 1971. 60 с. (Тр. НИИГА; Вып. 6).
83. *Градикин Г.Н., Гришин А.Н., Корепанов В.М.* и др. Цифровая обработка данных сейсмических работ МОВ в Мировом океане // Тез. докл. 4-й Всесоюз. шк. мор. геологии. М.: Наука, 1980. С. 32–34.
84. *Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли.* Киев: Наук. думка, 1979. 248 с.
85. *Греку Р.Х., Острецов Г.А., Калмыков Г.Ф., Тимофеев Е.В.* Модернизация автоматизированного комплекса сбора данных "Рельеф-1" // Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь: МГИ АН УССР, 1975. С. 118–126.
86. *Григорьев Г.Н., Коган Л.И., Лиснянский Б.Л., Наумов А.Г.* Новое научно-исследовательское судно типа "Профессор Богоров" // Тез. докл. I Съезда сов. океанологов: Морская техника. М.: Наука, 1977. С. 213–214.
87. *Гринь Н.Е.* Исследование структуры и свойств среды по динамике сейсмических волн. Киев: Наук. думка, 1979. 158 с.
88. *Гринько В.Н.* Автоматизированная обработка данных ГСЗ в океане на судовой ЭВМ // Тез. докл. 4-й Всесоюз. шк. мор. геологии. М.: Наука, 1980. С. 34–36.
89. *Губерман Ш.А.* Использование алгоритма распознавания образов для решения задач промысловой геофизики // Докл. АН СССР. 1964. Т. 154, №5. С. 1082–1084.
90. *Гурвич И.И.* Сейсмо-разведка. М.: Недра, 1975. 512 с.
91. *Гурвич И.И., Баганник Г.Н.* Сейсмо-разведка. М.: Недра, 1980. 551 с.
92. *Давенпорт В.Б., Рут В.Л.* Введение в теорию случайных сигналов. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 468 с.
93. *Данилов Б.С., Штейнбок М.Г.* Однополюсная передача цифровых сигналов. М.: Связь, 1974. 217 с.
94. *Деменчик Р.М.* Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 256 с.
95. *Децентрализованная система преобразования сейсмических данных:* А.с. 4092629. США: МКИ 01 1/22.
96. *Дядюра В.А., Будяняк А.А., Петренко А.И.* Автоматическое построение геофизических карт и графиков // Геофизические исследования на Украине. Киев: Наук. думка, 1969. С. 115–145.
97. *Дядюра В.А., Турчаненко Н.Т., Кивчик Н.К.* и др. Обработка сейсмической информации на ЭВМ. Киев: Техника, 1980. 185 с.
98. *Егорин П.Г.* Экономика геофизических

методов разведки полезных ископаемых. М.: Недра, 1977. 176 с.

99. *Ельников И.Н., Зоненшайн Л.П., Коган Л.И., Сорохтин О.Г.* Особенности строения рифтовой зоны дна Красного моря (по сейсмическим данным МОВ) // Геология дна морей по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981. С. 104–107.

100. *Ельников И.Н., Гольмшток А.А.* Глубинное строение Азоро-Гибралтарской зоны по сейсмическим данным // Геология морей и океанов. М.: Наука, 1982. С. 25–27.

101. *Ельников И.Н., Шлезингер А.Е.* Структура осадочного чехла Красного моря в пределах полигона 18° по данным НСП // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 62. Вып. 2. С. 38–45.

102. *Ельников И.Н., Зоненшайн Л.П.* Строение осадочного чехла Красного моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 1985. № 4. С. 110–122.

103. *Епинатьева А.М.* Физические основы сейсмических методов разведки. М.: Наука, 1970. 105 с.

104. *Живаго А.В.* Геоморфология и тектоника дна Южного океана // Океанологические исследования. М.: Наука, 1965. № 13. С. 58–71.

105. *Железнов Н.А.* Принцип дискретизации стохастических сигналов с неограниченным спектром // Радиотехника и электроника. 1958. Вып. 1. С. 8–15.

106. *Зверев С.М.* Сейсмические исследования на море. М.: Изд-во МГУ, 1964. 185 с.

107. *Зверев С.М., Косминская И.П., Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н.* Методика и перспективы сейсмических исследований земной коры и мантии в океане // Методика геофизических исследований океанов. М.: Наука, 1974. С. 125–152.

108. *Зверев С.М., Капустян Н.К.* Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 207 с.

109. *Здоровенко В.В., Маркушевич В.М.* Оперативная обработка данных геофизической съемки // Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. С. 135–145.

110. *Зоненшайн Л.П., Коган Л.И., Гольмшток А.А.* и др. Глубинное строение района тройного сочленения литосферных плит Тихоокеанской, Кокосовой и Наска // Докл. АН СССР. Т. 249, № 6. С. 1331–1335.

111. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.Н.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

112. *Зоненшайн Л.П., Коган Л.И., Гольмшток А.А., Савостин Л.Н.* Строение разлома Элтанин по данным многоканального профилирования МОВ // Современные проблемы морской геологии. М.: Наука, 1980. Т. 3. С. 45–47.

113. *Иванов М.М.* Методика морской магнитной съемки // Методика геофизических исследований океанов. М.: Наука, 1974. С. 121–129.

114. *Иванов В.А., Козлов Е.А.* Обработка системы "СЕЙСПАК": (Методические указания для геофизика-пользователя). М.: ВНИИГеофизика, 1980. 179 с.

115. *Коган Л.И.* Автоматизированная систе-

ма для геофизических исследований на базе мини-ЭВМ третьего поколения // Автоматизация научных исследований. Минск: Ин-т кибернетики АН БССР, 1978. С. 132–136.

116. *Калинин В.В., Калинин А.В., Фаталиев М.Х.* Экспериментальные исследования электроискрового датчика давления // Вестн. МГУ. Сер. 4, геология. 1967. № 5. С. 51–61.

117. *Калинин А.В.* Основные положения методики сейсмоакустического профилирования с электроискровым источником // Методика геофизических исследований океанов. М.: Наука, 1974. С. 66–76.

118. *Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л.* Потенциальная эффективность группирования источников в морской сейсморазведке // Прикладная геофизика. М.: Наука, 1976. № 82. С. 106–114.

119. *Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л.* Теория, методика, техника и результаты сейсмоакустических исследований на море // Тез. докл. "Морская техника": 1-й съезд сов. океанологов. М.: Наука, 1977. С. 215–216.

120. *Калинин А.В., Калинин В.В., Кульничкий Л.М., Пивоваров Б.Л.* Применение ЭВМ для обработки данных сейсмоакустических исследований на море // Современные проблемы морской геологии. М.: Наука, 1980. С. 53–54.

121. *Калинина Т.Б., Гольцман Ф.М.* Статистическое планирование геофизических экспериментов // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1971. № 11. С. 147–177.

122. *Калинина Т.Б., Гольцман Ф.М.* Планирование системы наблюдений при обнаружении и выборе геофизических объектов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 6. С. 50–60.

123. *Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Изучение донного рельефа в океанографических экспедициях. М.: Наука, 1960. 158 с. (Тр. ИОАН СССР; № 44).

124. *Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н.* Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 572–576.

125. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна // Геотектоника. 1971. № 2. С. 3–10.

126. *Карус Е.В., Кузнецов О.Л.* О возможной природе глубинных сейсмических границ // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 577–579.

127. *Кац С.А., Шубик Б.М.* Нелинейные интерференционные системы для разделения волн с различными скоростями // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 9. С. 43–51.

128. *Кац С.А.* Кинематический анализ системой адаптивных фильтров // Разведочная геофизика. М.: Недра, 1977. № 79. С. 3–8.

129. *Кац С.А.* Двухэтапные алгоритмы кинематического анализа и адаптивной кинематической фильтрации сейсмических волн // Разведочная геофизика. М.: Недра, 1978. № 82. С. 10–14.

130. *Кац С.А., Шубик Б.М.* Скоростной

анализ и автоматическое слежение за изменением $V_{OГТ}$ с помощью адаптивных фильтров // Разведочная геофизика. М.: Недра, 1980. № 88. С. 3–18.

131. *Кевелиди В.Х., Саробинец М.Е., Эскин В.М.* Вероятностные методы в сейсморазведке. М.: Недра, 1982. 312 с.

132. *Кларбуот Д.Ф.* Теоретические основы обработки геофизической информации с приложением к разведке нефти. М.: Недра, 1981. 304 с.

133. *Коган Л.И.* Методика и техника регистрации преломленных волн при непрерывном движении сейсморазведочного судна // Разведочная и промысловая геофизика. М.: Недра, 1964. Вып. 51. С. 34–48.

134. *Коган Л.И., Ельников И.Н., Захаров П.М.* и др. Сейсмическая кривая для исследования акваторий // Океанология, 1986. Вып. 6. С. 625–628.

135. *Коган Л.И.* Выделение многократных волн по удлинненным годографам отраженных волн в мелководной зоне Юго-Восточного Каспия // Разведочная геофизика. М.: Недра, 1965. С. 37–52.

136. *Коган Л.И.* А.с. 168474. Способ сейсмической разведки. — Оpubл. в Б.И. 1965. № 4.

137. *Коган Л.И., Слуцман Э.И.* Решение на ЭВМ задачи об отражении и прохождении сейсмических волн сквозь пачку твердых однородных слоев под слоем жидкости при наклонном падении и с учетом поглощения // Докл. II науч.-техн. совещ. по морс. геофизике. Геленджик, 1966. С. 55–56.

138. *Коган Л.И., Мистрюков Ю.М., Сержант А.А.* Современное состояние, методика и техника морской сейсморазведки в СССР // Тез. докл. II Всесоюз. совещ. по морс. геофизике. Геленджик, 1966. С. 17–19.

139. *Коган Л.И., Гульман М.Б., Щербаков В.С.* О создании автоматизированной системы сбора, обработки, хранения информации и управления морскими геолого-геофизическими работами // Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1969. № 1. С. 2–10.

140. *Коган Л.И., Удинцев Г.Б.* Строение осадочного покрова Аравийско-Индийского хребта по данным зондирования отраженными волнами // Рифтовые зоны Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 2. С. 39–43.

141. *Коган Л.И., Мистрюков Ю.М.* Методика и техника морской сейсморазведки в СССР // Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1970. № 1. С. 9–18.

142. *Коган Л.И., Милашин А.П.* О сейсмических исследованиях в Гренландском море // Океанология. 1970. Т. 10, вып. 3. С. 470–473.

143. *Коган Л.И., Захаркин В.Б.* Информационное описание процесса морских геолого-геофизических работ в связи с проектированием подсистемы МОРГЕО ОАСУ ГЕОЛОГИЯ // Тез. докл. конф. "Математизация и автоматизация в геологических исследованиях". Л.: ВСЕГЕИ, 1972. С. 10–22.

144. *Коган Л.И., Бакаев В.И., Гульман М.Б., Корепапов В.М.* Вычислительный комплекс

для цифровой обработки данных морской геофизической разведки на ЭВМ "Минск-32" // Тез. докл. VII Всесоюз. науч.-техн. конф. Львов, 1972. С. 5–6.

145. *Коган Л.И.* Структурные неоднородности консолидированной коры дна океанов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283, № 1. С. 73–76.

146. *Коган Л.И.* Организация и математическое обеспечение системы сбора и обработки информации для морских геофизических исследований // Тр. Школы "Обмен опытом по методике и технике морских геофизических исследований". М.: ВИЭМС, 1972. С. 32–36.

147. *Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Сорохтин О.Г.* Особенности тектонического строения некоторых глубинных разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП-МОВ) // Геотектоника. 1985. № 2. С. 104–119.

148. *Коган Л.И.* Применение обратной фильтрации в морской сейсморазведке // Сейсмические методы поиска и разведки полезных ископаемых. М.: Недра, 1973. С. 14–18.

149. *Коган Л.И.* Внутренняя структура океанской земной коры (по данным ГСП-МОВ) // Геология морей и океанов. М.: Наука, 1986. С. 37–39.

150. *Коган Л.И.* Задачи и перспективы разработки подсистемы морской геофизики ОАСУ ГЕОЛОГИЯ // Опыт разработки и внедрения АСУ на предприятиях Краснодарского края. Краснодар; НТО "Знание", 1973. С. 30–33.

151. *Коган Л.И.* О слоисто-блоковом строении консолидированной океанской земной коры (по данным ГСП-МОВ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 2. С. 46–55.

152. *Коган Л.И., Гагельганц А.А., Векилов Э.Х.* и др. А.с. 387312. Устройство для подрыва зарядов взрывчатого вещества при морской сейсморазведке. — Оpubл. в Б.И. 1973. № 27.

153. *Коган Л.И., Воробьев О.А.* Системы автоматизации геофизических исследований морей и океанов // Тр. совещ. по автоматизации научных исследований. Рига: Зинатне, 1974. С. 52–56.

154. *Коган Л.И., Зинюк Э.И.* Моделирование на ЭВМ процесса образования многократных волн // Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1974. № 4. С. 1–9.

155. *Коган Л.И., Корепапов В.М., Клековкина Н.В., Бондаренко Б.А.* Применение обратной фильтрации при обработке данных морской сейсморазведки на ЭВМ. Киев: Наук. думка, 1974. С. 62–67.

156. *Коган Л.И.* Задачи и перспективы разработки автоматизированной системы сбора, обработки, передачи и хранения морской геофизической информации // Разведочная геофизика на рубеже 70-х годов. М.: Недра, 1974. С. 530–540.

157. *Коган Л.И., Мерклин Л.Р., Удинцев Г.Б.* Океанографическая модификация сейсмического метода отраженных волн // Океанология. 1974. № 4. С. 730–735.

158. *Коган Л.И.* Автоматизация сбора и об-

работки информации морских геофизических исследований // Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975. С. 221–235.

159. Коган Л.И., Корсаков О.Д., Мамаева Н.Р., Сырский В.Н. Результаты глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн (ГСП–МОВ) в седьмом рейсе НИС "Академик Вернадский" // Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь: МГИ АН УССР, 1975. С. 45–58.

160. Коган Л.И. Повышение глубинности сейсмического профилирования методом отраженных волн // Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь: МГИ АН УССР, 1975. С. 160–170.

161. Коган Л.И. Информационная модель вычислительной сети автоматизированной системы управления морскими геофизическими исследованиями // Всесоюзная школа-семинар по вычислительным сетям. М.: Ереван, 1983. Ч. 2. С. 55–60.

162. Коган Л.И., Корсаков О.Д., Удинцев Г.Б. Новые данные о строении дна Тасманова моря // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 4. С. 954–956.

163. Коган Л.И., Греку Р.Х., Миронов Ю.В., Острцов Г.А. Испытания автоматизированных комплексов сбора геофизической информации "Рельеф" и "ГРАД" при выполнении исследований в 7-м рейсе НИС "Академик Вернадский" // Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь: МГИ АН УССР, 1975. С. 136–146.

164. Коган Л.И., Гульман М.Б., Бакаев В.И., Корепанов В.М. Судовая автоматизированная система сбора и обработки информации для морских геофизических исследований // Там же. С. 126–135.

165. Коган Л.И., Мерклин Л.Р. Испытание и эффективность использования виброустойчивых приемников давления ПДС-7 и ПДС-21 // Разведочная геофизика. М.: Недра, 1975. № 69. С. 60–65.

166. Коган Л.И. Опыт применения асинхронного накопления сейсмических сигналов в морской сейсморазведке // Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1976. № 2. С. 10–16.

167. Коган Л.И., Миронов Ю.В., Симоновский В.Л., Франк Е.Б. Судовая автоматизированная система сбора данных для морских геофизических исследований "Град" // Океанология. 1976. Т. 16, вып. 2. С. 531–537.

168. Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Удинцев Г.Б. Глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП–МОВ) при исследовании земной коры океанов // Прикладная геофизика. М.: Недра, 1977. № 86. С. 71–86.

169. Коган Л.И., Воробьев О.А., Вайсбанд В.Б., Хлыщ В.С. Автоматизация морских геофизических исследований // Тез. докл. "Морская техника": I Съезд советских океанологов. М.: Наука. 1977. С. 211–212.

170. Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Моска-

ленко В.Н., Шимкус К.М. Новые данные о структуре осадочной толщи дна Черного моря южнее Крыма // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 3. С. 450–452.

171. Коган Л.И., Маловицкий Я.П. Глубинное сейсмическое профилирование в экваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта // Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977. С. 23–24.

172. Каган Б.М. Электронные вычислительные машины и системы. М.: Энергия, 1979. 528 с.

173. Коган Л.И., Воробьев О.А., Симоновский В.Л. и др. А.С. 684479. Адаптивная система сбора информации морских геофизических исследований. – Опул. в БИ. 1979. № 33.

174. Коган Л.И., Зинюк Э.И. Зависимость коэффициента отражения от строения переходного слоя между водой и консолидированными породами дна моря // Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1979. С. 141–157.

175. Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Сорхтин О.Г. Некоторые результаты применения глубинного сейсмического профилирования МОВ для изучения геологического строения центральной части Срединно-Атлантического хребта // Там же. С. 82–88.

176. Коган Л.И. Судовая автоматизированная система сбора и обработки геофизических данных // Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. С. 145–150.

177. Коган Л.И., Филиппов Г.С., Евсюков Ю.Д. Испытания и опытная эксплуатация эхолотов "ЭЛАК", установленных на НИС "Профессор Богоров" // Геолого-геофизические исследования зоны преокеана. М.: Наука, 1980.

178. Коган Л.И., Москаленко В.Н., Евсюков Ю.Д. Результаты комплексных геофизических исследований трансформного разлома Романш // Там же. С. 140–148.

179. Коган Л.И. О дискретности отражающих границ земной коры океанского дна и периодичности этапов ее формирования // Современные проблемы морской геологии. М.: Наука, 1980. С. 65–67.

180. Коган Л.И. Состояние и перспективы развития многоканального сейсмического профилирования океанского дна // Там же. С. 62–63.

181. Коган Л.И., Маловицкий Я.П. О дискретности отражающих границ океанской земной коры // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 2. С. 332–337.

182. Коган Л.И., Туголесов Д.А. Глубинное сейсмическое профилирование в Черном море // Разведочная геофизика. М.: Недра, 1981. С. 63–67.

183. Коган Л.И. Строение земной коры возвышенности Шатского на северо-западе Тихого океана по данным ГСП–МОВ // Докл. АН СССР. 1981. Т. 288, № 4. С. 831–837.

184. Коган Л.И., Шмидт О.А. Новые данные о структуре земной коры возвышенности Шатского // Там же. Т. 259, № 4. С. 922–926.

185. Коган Л.И. Некоторые особенности микроструктуры коры океанского дна (по

данным ГСП-МОВ) // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981. С. 114-115.

186. Коган Л.И. О дискретности отражающих границ основных слоев земной коры Северо-Восточной котловины Тихого океана // Там же. С. 117-118.

187. Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Шмидт О.А. Строение возвышенности Хесса по данным глубинного сейсмического профилирования (ГСП-МОВ) // Там же. С. 76-78.

188. Коган Л.И. Теория, методика и практика автоматизации геофизических исследований океанского дна // Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1981. Вып. 5. С. 1-10.

189. Коган Л.И., Ельников И.Н., Зоненшайн Л.П., Шмидт О.А. Строение и микроструктура земной коры возвышенности Шатского (по данным ГСП-МОВ) // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981. С. 118-119.

190. Коган Л.И., Гольмшток А.Я., Литвинов Э.М. Методика оперативного исследования земной коры океана отраженными волнами // Геофизические исследования в Мировом океане. Л.: ВНИИ Океангеология, 1981. С. 44-55.

191. Коган Л.И. Применение математического моделирования для изучения микроструктуры океанского дна по данным сейсмометрии МОВ // Тез. докл. V Всесоюз. школы "Геология морей и океанов". М.: Наука, 1982. Т. 2. С. 35-36.

192. Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Шмидт О.А. Тектоническое строение возвышенности Хесса в Тихом океане (по данным ГСП-МОВ) // Геотектоника, 1982. № 3. С. 15-32.

193. Коган Л.И., Глузов И.Ф., Симоновский В.Л. и др. Адаптивная система сбора данных геофизических исследований дна океана - ГАЛС // Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1982. Вып. 5. С. 21-31.

194. Коган Л.И., Зоненшайн Л.П. Строение трансформных разломов Центральной Атлантики по данным глубинного сейсмического профилирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 2. С. 15-29.

195. Коган Л.И., Шмидт О.А. Строение Императорского разлома в северо-западной части Тихого океана по данным ГСП-МОВ // Докл. АН СССР, 1983. Т. 268, № 3. С. 710-713.

196. Коган Л.И. Автоматизированная система для геофизических исследований НИС "Профессор Штокман" // Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1983. Вып. 3. С. 10-17.

197. Коган Л.И., Воробьев О.А., Дабиж П.П. и др. Система оперативной обработки данных морской сейсмометрии // Тр. X Всесоюз. шк. по автоматизации науч. исслед. Л.: ЛИЯФ, 1977. С. 160-163.

198. Коган Л.И., Ельников И.Н. Строение возвышенности Шатского по данным глубинного сейсмического профилирования МОВ // Современные проблемы морской геологии. М.: Наука, 1980. С. 67-69.

199. Коган Л.И., Корепанов В.М. О методике

обработки данных НСП-МОВ в океане на ЭВМ // Там же. С. 70-71.

200. Коган Л.И. Многоканальное сейсмическое профилирование // Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 47-51. (Океанология).

201. Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Шмидт О.А. Строение земной коры подводных возвышенностей Шатского и Хесса (Тихий океан) по данным ГСП-МОВ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 4. С. 15-27.

202. Коган Л.И. Современный мобилизм и новые данные многоканального (глубинного) сейсмического профилирования океанского дна // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 4. С. 845-848.

203. Коган Л.И. Строение и внутренняя структура консолидированных слоев земной коры Тихого океана (по данным ГСП-МОВ) // Тр. I Тихоокеан. шк. по мор. геологии и геофизике. Владивосток: ДВНЦ, 1983. 275-279 с.

204. Коган Л.И., Гольмшток А.Я., Зоненшайн Л.П., Сорехтин О.Г. Строение разлома Хейзена юго-востока Тихого океана (по данным ГСП-МОВ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 6. С. 25-31.

205. Коган Л.И., Перехватов В.В., Чехутский Г.А. Автоматизация определения скоростных характеристик разреза на основе энергетического анализа первичных данных ОГТ-МОВ // Прикладная геофизика. М.: Недра, 1984. Вып. 108. С. 29-36.

206. Коган Л.И. Методика и техника широкоугольного глубинного сейсмического профилирования МОВ (ШГСП-МОВ) // Тез. докл. Всесоюз. совещ. по техн. средствам и методам изучения морей и океанов. М.: Наука, 1985. С. 49-50.

207. Козлов Е.А. Об обратной фильтрации записей МОВ // Прикладная геофизика. М.: Недра, 1968. Вып. 51. С. 5-18.

208. Козлов Е.А. Об оценке экономической эффективности геофизических работ // Прикладная геофизика. М.: Недра, 1970. Вып. 59. С. 241-251.

209. Козлов Е.А. Комплекс программ обработки сейсмических данных ОС-2М. М.: ВНИИ Геофизика, 1972. 115 с.

210. Козлов Е.А. Пространственно-временная фильтрация с прогнозированными параметрами // Математическое обеспечение цифровой обработки данных сейсморазведки. М.: ВНИИ Геофизика, 1974. С. 14-23.

211. Козлов Е.А. Прогностическая фильтрация кратных волн // Прикладная геофизика. М.: Недра, 1984. Вып. 84. С. 3-14.

212. Козлов Е.А. Определение экономической эффективности геофизических работ на нефть и газ. М.: Недра, 1980. 143 с.

213. Козлов Е.А. Распознавание и подавление многократных волн в сейсморазведке. М.: Недра, 1982. 248 с.

214. Козлов Е.А. Цифровая обработка сейсмических данных. М.: Недра, 1974. 312 с.

215. Комплексные геофизические исследо-

вания Срединно-Атлантического хребта. Севастополь: МГИ АН УССР, 1975. 250 с.

216. *Кондратьев И.К.* О корректности задачи обратной фильтрации сейсмических записей // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968. № 8. С. 48–56.

217. *Кондратьев И.К.* К теории веерной фильтрации волновых процессов // Там же. С. 7–19.

218. *Кондратьев И.К.* Линейные обрабатывающие системы в сейсморазведке. М.: Недра, 1976. 151 с.

219. *Косминская И.П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.

220. *Криницкий Н.А., Миронов Г.А., Фролов Г.Д.* Программирование и алгоритмические языки. М.: Наука, 1979. 510 с.

221. *Кузванов В.А., Коган М.Г., Магницкая Е.А.* О совместном влиянии горизонтальных и вертикальных ускорений на показания сильно демпфированного гравиметра // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966. № 3. С. 63–73.

222. *Кузванов В.А., Немцов Л.Д.* Теория эффективного фильтра для подавления случайных помех при морских гравиметрических измерениях // Там же. 1973. № 9. С. 102–107.

223. *Кузьмин Ю.Д.* Системный подход в задачах автоматизации: Сб. статей. Рига: Зинатне, 1972. С. 106–130.

224. *Куклин Г.И.* Перспективные направления автоматизации научных исследований // Тр. X Всесоюз. шк. по автоматизации науч. исслед. Л.: ЛИЯФ, 1977. С. 4–13.

225. *Куклин Г.И.* Основные программы развития работ по автоматизации научных исследований в СССР // Методы и средства автоматизации научных исследований. Минск: Ин-т кибернетики АН БССР, 1978. С. 2–9.

226. *Кунин Н.Я.* Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М.: Недра, 1972. 272 с.

227. *Кутына О.Г., Гольцман Ф.М.* Анализ структуры и модификации оптимальных алгоритмов интерпретации МОВ // Вопросы динамической теории распространения упругих волн. М.: Наука, 1971. С. 178–201.

228. *Кутына О.Г.* Построение статистических алгоритмов обработки и интерпретации сейсмических данных. М.: Недра, 1982. 165 с.

229. *Лаверов Н.П., Невский В.А., Толкунов А.Е.* Кольцевые и дуговые разломы // Разломы земной коры. М.: Наука, 1976. С. 59–73.

230. *Лаврентьев М.М.* О некорректных задачах математической физики. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1962. 286 с.

231. *Ланкастер Ф.Ч.* Информационно-поисковые системы: Характеристики, испытание и оценки. М.: Мир, 1972. 512 с.

232. *Лауринавичус А.Б.* Оптимальное функционирование управляемой замкнутой системы экспериментальных исследований // Структура, технические средства и организация систем

автоматизации научных исследований. Л.: ЛИЯФ, 1977. С. 226–230.

233. *Левин Б.Р.* Теория случайных процессов и ее применение в радиотехнике. М.: Сов. радио, 1960. 663 с.

234. *Левин Б.Р.* Теоретические основы статистической радиотехники. М.: Сов. радио, Кн. 2. 1974. 550 с; Кн. 3. 1976. 286 с.

235. *Левин А.Н.* Лучевой способ вычисления предельных значений эффективных скоростей в средах с криволинейными границами раздела // Прикладная геофизика. М.: Недра, 1975. Вып. 78. С. 40–50.

236. *Левин А.Н.* Лучевой способ расчета предельных значений эффективных скоростей в случае слоисто-изотропных сред с поверхностями раздела криволинейной формы // Прикладная геофизика. М.: Недра, 1976. Вып. 79. С. 32–45.

237. *Лезин Ю.С.* Оптимальные фильтры и накопители сигналов. М.: Сов. радио, 1969. 448 с.

238. *Лейтон Дж.* Введение в теорию оптимального управления. М.: Наука, 1968. 192 с.

239. *Лискин В.А., Ситников Л.С.* Использование универсального приборного интерфейса в лабораторных подсистемах сбора, обработки и регистрации океанологической информации // Тез. докл. "Морская техника": I Съезд сов. океанологов. М.: Наука, 1977. С. 224–225.

240. *Логачев А.А., Захаров В.П.,* Магниторазведка. Л.: Недра, 1979. 351 с.

241. *Лоссовский Е.К.* Суммарные многократные волны и проблема надежности сейсмологических построений в ГСЗ. Киев: Наук. думка, 1974. 127 с.

242. *Любимова Е.А., Удинцев Г.Б.* Измерение теплового потока через дно океана // Океанологические исследования. М.: Наука, 1964. № 13. С. 236–256.

243. *Мирлин Е.Г.* Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1981. 216 с.

244. *Малкин А.Л., Рапопорт М.Б.* Точность определения кинематических параметров волн при скоростном анализе материалов ОГТ // Разведочная геофизика. М.: Недра, 1980. Вып. 90. С. 20–25.

245. *Маловицкий Я.П., Коган Л.И., Мистрюков Ю.М.* и др. Морские геофизические исследования. М.: Недра, 1977. 375 с.

246. *Маловицкий Я.П.* Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 95 с.

247. *Маловицкий Я.П.* Геофизические методы в основе прогнозирования нефтегазоносности // Газовая промышленность. 1981. № 9. С. 11–13.

248. *Маркушевич В.М. Здоронен В.В.* Оперативная обработка данных геофизической съемки // Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 129–135. (Океанология).

249. Математические методы в геологии. М.: Наука, 1968. 390 с.

250. *Меер В.В.* Системы многоканальной

цифровой телеметрии для морской сейсморазведки. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1979. 90 с.

251. Мелихов В.Р., Мирлин Е.Г., Углов Б.Д., Шрейдер А.А. Оценка распределения магнитовозмущающих тел в коре глубоководной котловины Черного моря с помощью трансформаций в нижнее полупространство // Морская геология и геофизика. Л.: Недра, 1971. Вып. 2. С. 48–53.

252. Мерклин Л.Р., Гагельганц А.А. Приемные устройства и некоторые виды помех в морской сейсморазведке. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1973. 56 с.

253. Метод статистических испытаний (метод Монте-Карло). М.: ФМЛ, 1962. 210 с.

254. Методика геофизических исследований океанов. М.: Наука, 1974. 199 с.

255. Методы и средства автоматизации научных исследований. Минск: Ин-т кибернетики АН БССР, 1978. Т. 1. 164 с.; Т. 2. 250 с.

256. Мешбей В.И. Сейсморазведка методом общей глубинной точки. М.: Недра, 1973. 151 с.

257. Миллашин А.П., Панаев О.В. Строение дна Тихого океана. М.: Недра, 1985. 257 с.

258. Мирлин Е.Г. О природе горячих точек // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 1. С. 181–184.

259. Миროнов В.С. Курс гравиразведки. Л.: Недра, 1972. 512 с.

260. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. М.: Наука, 1967. 580 с.

261. Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.

262. Монин А.С., Ястребов В.С. Фотографии структур на подводной горе Ампер // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 3. С. 755–757.

263. Монин А.С., Войтов В.И., Ястребов В.С. Красноморская экспедиция Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР (операция "ПЕКАР") // Океанология. 1980. Т. 20, вып. 4. С. 743–748.

264. Монин А.С., Сагалевич А.М., Ястребов В.С. Фототелевизионный обзор дна Красноморского рифта // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 6. С. 1462–1465.

265. Морская сейсмическая коса АМ-37–43. Франция; Проспект фирмы CGG, класс МКИ-01-1/38.

266. Морская коса: А.с. 3939469, США: МКИ-01-1/38.

267. Москаленко В.Н. Строение земной коры Средиземного моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1981. 110 с.

268. Мушин А.И., Козлов Е.А., Кондратьев Н.К. и др. Методические рекомендации по специализированной системе обработки сейсмических данных ОС-2М. М.: ВНИИГеофизика, 1974. 184 с.

269. Мушин И.А. Конструирование алгоритмов и графов обработки данных сейсморазведки. М.: Недра, 1983. 264 с.

270. Нахамкин С.А. Статистическая оценка допустимых погрешностей в аппаратуре и экспериментах РНП // Прикладная геофизика. М.: Гостоптехиздат, 1961. Вып. 31. С. 15–32.

271. Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф.,

Ельников И.Н. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. С. 64–74.

272. Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 290 с.

273. Николаевский В.Н. Трещиноватость и пластичность земной коры // Вопросы нелинейной геофизики. М.: ВНИИЯГГ, 1981. С. 15–22.

274. Непрочнов Ю.П. Широкоугольное сейсмическое профилирование в океане с помощью буксируемого радиобуя // Океанология. 1982. Т. 22, вып. 2. С. 567–575.

275. Обработка сейсмических сигналов // Тр. Ин-та инженеров электроники и радиотехники. 1984. Т. 72, вып. 10. 217 с. Пер. с англ.

276. Обратные задачи сейсморазведки // Там же. 1986. Т. 74, вып. 3. 137 с. Пер. с англ.

277. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1972. 217 с.

278. Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. М.: Наука, 1975. № 5. С. 3–17.

279. Применение цифровой обработки сигналов. М.: Мир, 1980. 550 с.

280. Проблемы сейсморазведки. М.: Гостоптехиздат, 1962. 227 с.

281. Пространственно распределенные преобразователи, буксируемые в приемной установке: А.с. 3939466. США: МКИ-01-1/38, 1/16.

282. Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки МОВ. М.: Гостоптехиздат, 1959. 451 с.

283. Пузырев Н.Н. Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. Новосибирск: Наука, 1979. 294 с.

284. Пустыльник Е.И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М.: Наука, 1969. 258 с.

285. Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975. 275 с.

286. Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 7–39.

287. Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М.: Недра, 1974. 687 с.

288. Рапопорт М.Б., Рябинкин Л.А. О возможности использования ЭВМ для массовой цифровой обработки сейсмических записей // Цифровая обработка данных сейсморазведки. М.: ВИЭМС, 1970. С. 5–35.

289. Рапопорт М.Б. Автоматическая обработка записи колебаний в сейсморазведке. М.: Недра, 1973. 182 с.

290. Рябинкин Л.А. Теория и практика метода РНП. М.: Гостоптехиздат, 1962. 158 с.

291. Сандлер Дж. Техника надежности систем. М.: Наука, 1966. 300 с.

292. Сорохтин О.Г., Монин А.С., Зоненшайн Л.П. и др. Геофизика океана. Т. II. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с. (Океанология).

293. Справочная математическая библиотека: Матанализ. М.: ФМЛ, 1961. 439 с.

294. Справочник геофизика. М.: Недра, 1968. Т. 4, 749 с.
295. *Перкот Д., Шуберт Д.Ж.* Геодинамика. М.: Мир, 1985. Т. 1. 516 с.; Т. 2. 493 с.
296. *Тимошин Ю.В.* Основы дифракционного преобразования сейсмических записей. М.: Недра, 1972. 264 с.
297. *Тимошин Ю.В.* Импульсная сейсмическая голография. М.: Недра, 1978. 189 с.
298. *Тимченко И.Е.* Измерение и расчет случайных полей океана с использованием автоматизированных систем сбора и обработки наблюдений // Автоматизация научных исследований морей и океанов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1973. С. 91–103.
299. *Урупов А.К.* Изучение скоростей в сейсморазведке. М.: Недра, 1968. 223 с.
300. *Ушаков С.А.* Физика Земли: Литосфера Земли. М.: ВИНТИ: ГКНТ АН СССР, 1979. 222 с.
301. *Федынский В.В.* Разведочная геофизика. М.: Недра, 1968. 480 с.
302. Физические основы подводной акустики. М.: Сов. радио, 1955. 732 с.
303. *Халфин Л.А.* Теория информации в интерпретации геофизических исследований // Докл. АН СССР. 1958. Т. 122, № 6. С. 1007–1010.
304. Цифровая обработка сейсмических данных. М.: Недра, 1974. 312 с.
305. *Шайгура С.В.* Сглаживание кривых с помощью сплайна с натяжением // Реф. информ. ЦНИИС. Сер. 13. 1979. Вып. 1. С. 16–38.
306. *Шлезингер А.Е., Коган Л.И.* Океанские и континентальные структуры района плато Демерера (западная окраина Атлантики) // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши. М.: Наука, 1984. С. 37–43.
307. *Энслоу Ф.Г.* Мультипроцессорные системы и параллельные вычисления. М.: Мир, 1976. 383 с.
308. *Arons A.B.* Underwater explosion shock wave parameters at large distance from the charge // J. Acoust. Soc. Amer. 1954. Vol. 26. P. 343–346.
309. *Barbier M.G., Viallix J.R.* Socie: A new tool for marine seismology // Geophysics. 1973. Vol. 38. P. 673–683.
310. *Bennet C.T., Logthtouns J.H.* Extended arrays for marine seismic acquisition // Ibid. 1978. Vol. 43. P. 3–22.
311. *Brandester H., Ursin B.* Adaptive long-period multiples attenuation // Geophys. Prospect. 1979. Vol. 27, N 4. P. 708–726.
312. *Brocher T.M., Karson J.A., Collins J.A.* Seismic stratigraphy of the oceanic Moho based on ophiolite models // Geology. 1985. Vol. 13. P. 62–65.
313. *Clay C.S., Medvin H.* Acoustical oceanography: Principles and applications. N.Y.: Wiley, 1977. 544 p.
314. *Clearbout J.F.* Fundamentals of geophysical data processing. N.Y.: Plenum Press, 1977. 360 p.
315. Data-bridge anticollision navigation autopilot system. 1976. 36 p.
316. *Edgerton N.E., Hayward G.G.* The "Boomer" sonar source for seismic profiling // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69, N 14. P. 3033–3042.
317. *Embree P., Burg J.P., Backus M.M.* Wide band velocity filtering. The pice-slice process // Geophysics. 1963. Vol. 28. P. 948–975.
318. *Ernst W.G.* Earth materials. N.Y.: Prent. Hall, 1969. 382 p.
319. *Ewing J., Zaunere R.* Seismic profiling with a pneumatic sound source // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 22, N 22. P. 4913–4915.
320. *French W., Henson C.* Signature measurements of the water gun marine seismic source // OTC Conf. 1978. P. 631–638.
321. *Garrota R.* Corrections automatiques, statistiques et dynamiques: Etudes de vitises. Brest: Comp. cen. geophys., 1968. 52 p.
322. *Gaskell T.F., Cooper B.* North sea oil the great gamble. L.: Cambridge Univ. Press, 1966. 179 p.
323. *Gaulfield D.* Prediction sonic pulse shapes of underwater spark discharges // Deep-Sea Res. 1962. Vol. 9. P. 339–348.
324. *Giles B.F., Johnson R.C.* System approach to air-gan array design // Geophys. Prospect. 1973. Vol. 21. P. 77–92.
325. *Hadle G.P., Skudzyk E.J.* The physics of flow noise // J. Acoust. Soc. Amer. 1969. Vol. 46, N 1. P. 130–157.
326. *Haskell N.A.* The dispersion of surface waves on multilayered Media // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1953. Vol. 43. P. 17–34.
327. *Jain S., Wren A.* Migration before stadi-procedure and significance // Geophysics. 1980. Vol. 45, N 2. P. 204–212.
328. *Kramer F.* Seismic energy sources. United Geophys. Corp., 1968. P. 312.
329. *Kramer F.S., Peterson R.A., Waiter W.C.* Seismic energy sources. Colorado, 1968. Oct. U.S. Geol. Surv. 276 p.
330. *Krey Th., Toth F.* Remarks on wavenumber filtering in the field // Geophysics. 1973. Vol. 38, N 5. P. 959–970.
331. *Mutter J.C.* Multichannel seismic evidence for anomalously thin crust at Blake Spur fracture zone // Geology. 1984. Vol. 12. P. 534–537.
332. *Mutter J.C.* Multichannel seismic images of the oceanic crusts internal structure: Evidence for magma chamber beneath the Mesozoic Mid Atlantic Ridge // Ibid. 1985. Vol. 13. P. 629–632.
333. *Press F., Silver R.* Earth. San Francisco: Freeman, 1978. 478 p.
334. *Reed D.N., Hardison J.E.* New marine seismic source of the gas exploder type // Offshore Technol. Conf. Colorado, 1977. P. 433–440.
335. *Riley D.C.* Wave equation synthesis and inversion fo diffracted multiple seismic reflection: Doct. diss. Stanford (Cal.). 1975. 340 p.
336. *Robinson E.A.* Predictive decomposition of seismic traces // Geophysics. 1957. Vol. 22, N 3. P. 420–495.
337. *Schoenberger M.* Optimization and implementation of marine seismic arrays // Ibid. 1970. Vol. 35, N 6. P. 1038–1053.
338. *Stoffa P.F., Buhl P.* Two-Ship multichannel seismic experimets for deep crustal studies:

Expended Spread and Constant offset profiles // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 84, N 313. P. 7645-7660.

339. *Stoffa P.F., Diebold J.B., Buhl P.* Velocity analysis for aperture seismic data // Geophys. Prospect. 1982. Vol. 30. P. 25-57.

340. *Stoffa P.F., Buhl P., Diebold J.B., Friedemann W.* Direct mapping of seismic data to domain of intercept time and ray parameter // Geophysics. 1981. Vol. 46, N 3. P. 255-267.

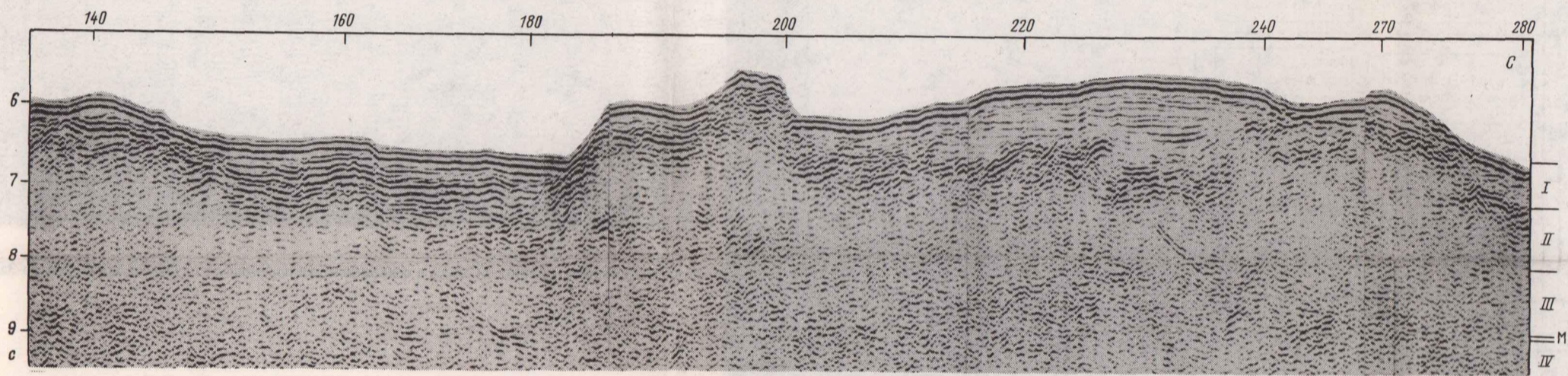
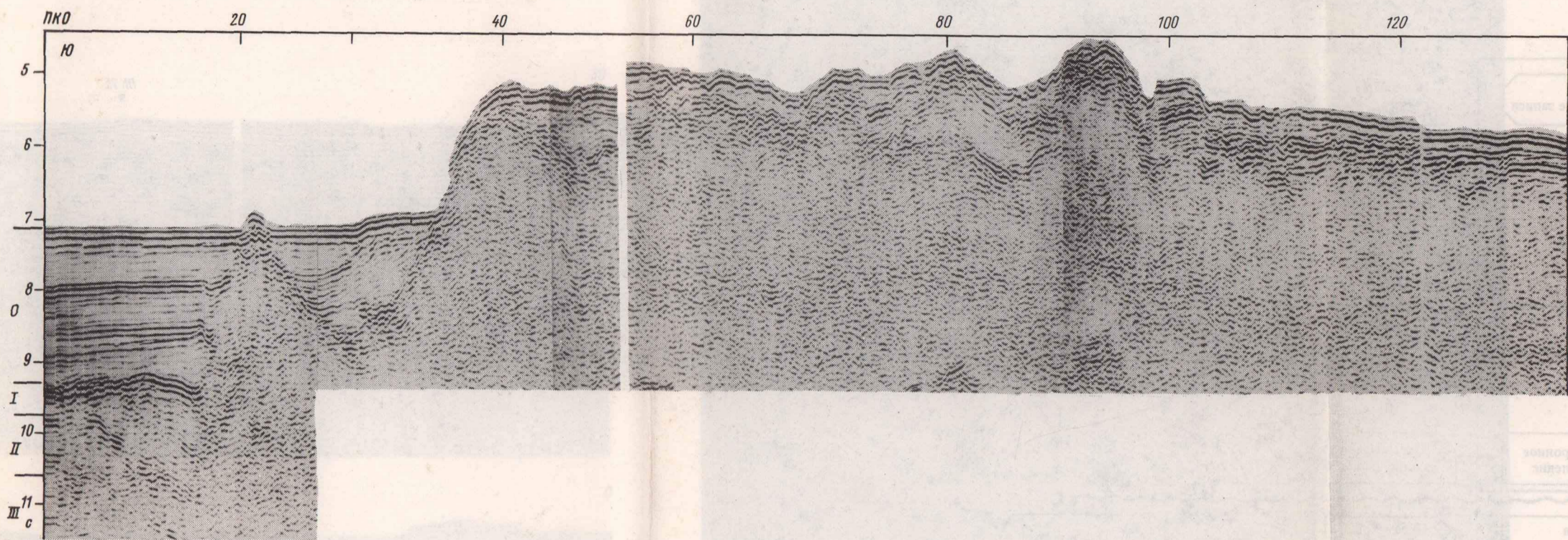
341. *Tarling D.H.* Evolution of the Earth's crust. L.: Acad. press, 1978. 410 p.

342. *Watts A.B., Brinn U.S., Brocher T.M.* A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain // Nature. 1985. Vol. 315, N 6015. P. 105-111.

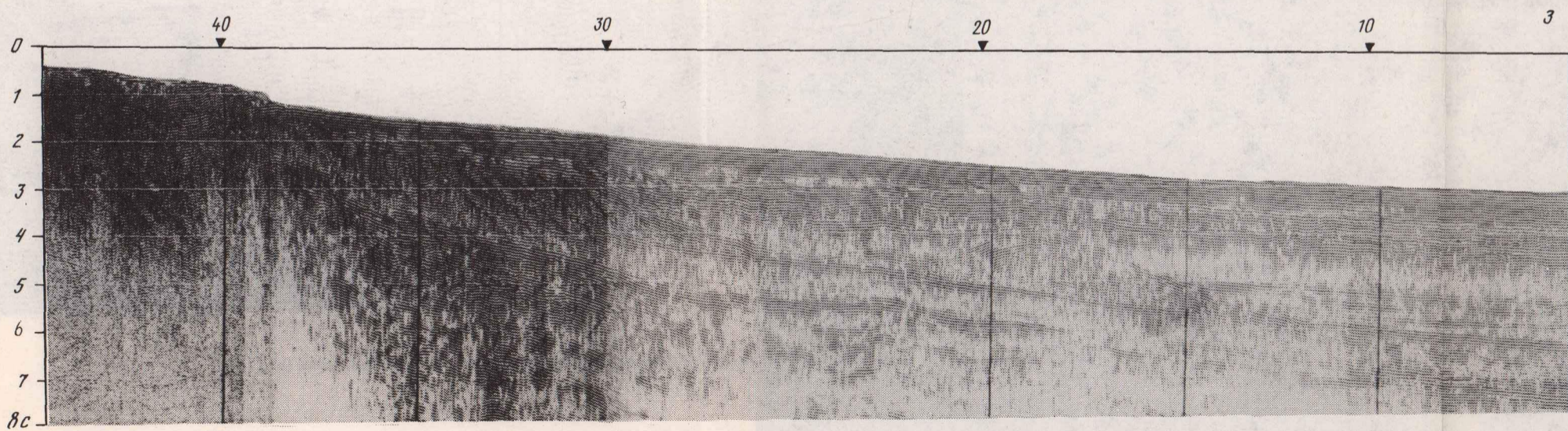
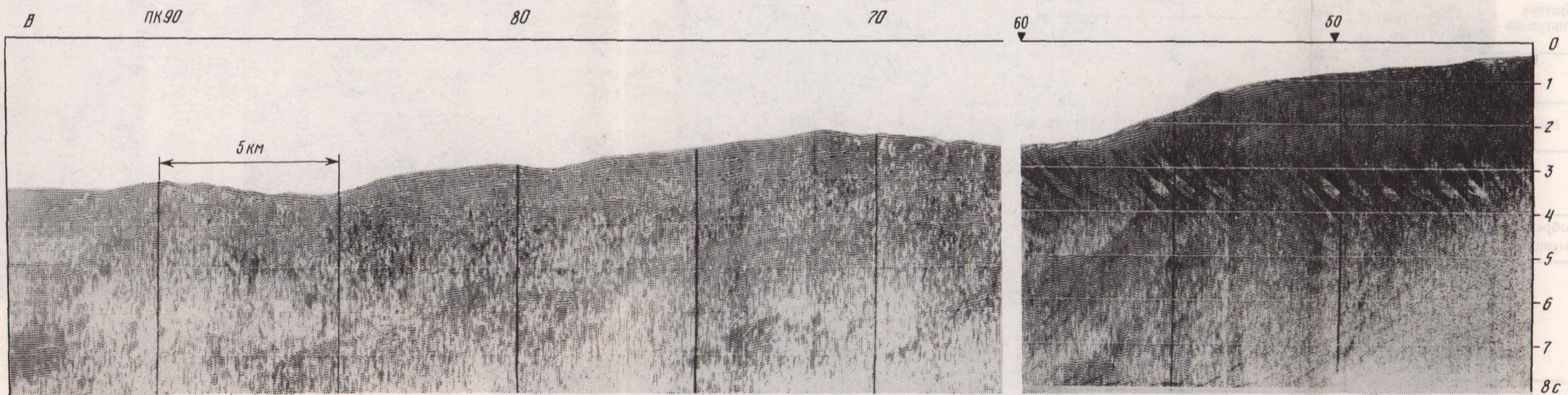
343. *Zonenshain L.P., Kogan L.I., Golmshrock A.Ja., Gorodnitskii A.M.* Tectonics, crustal structure and evolution of the Galapagos triple junction // Mar. Geol. 1980. Vol. 37. P. 209-230.

ОГЛАВЛЕНИЕ

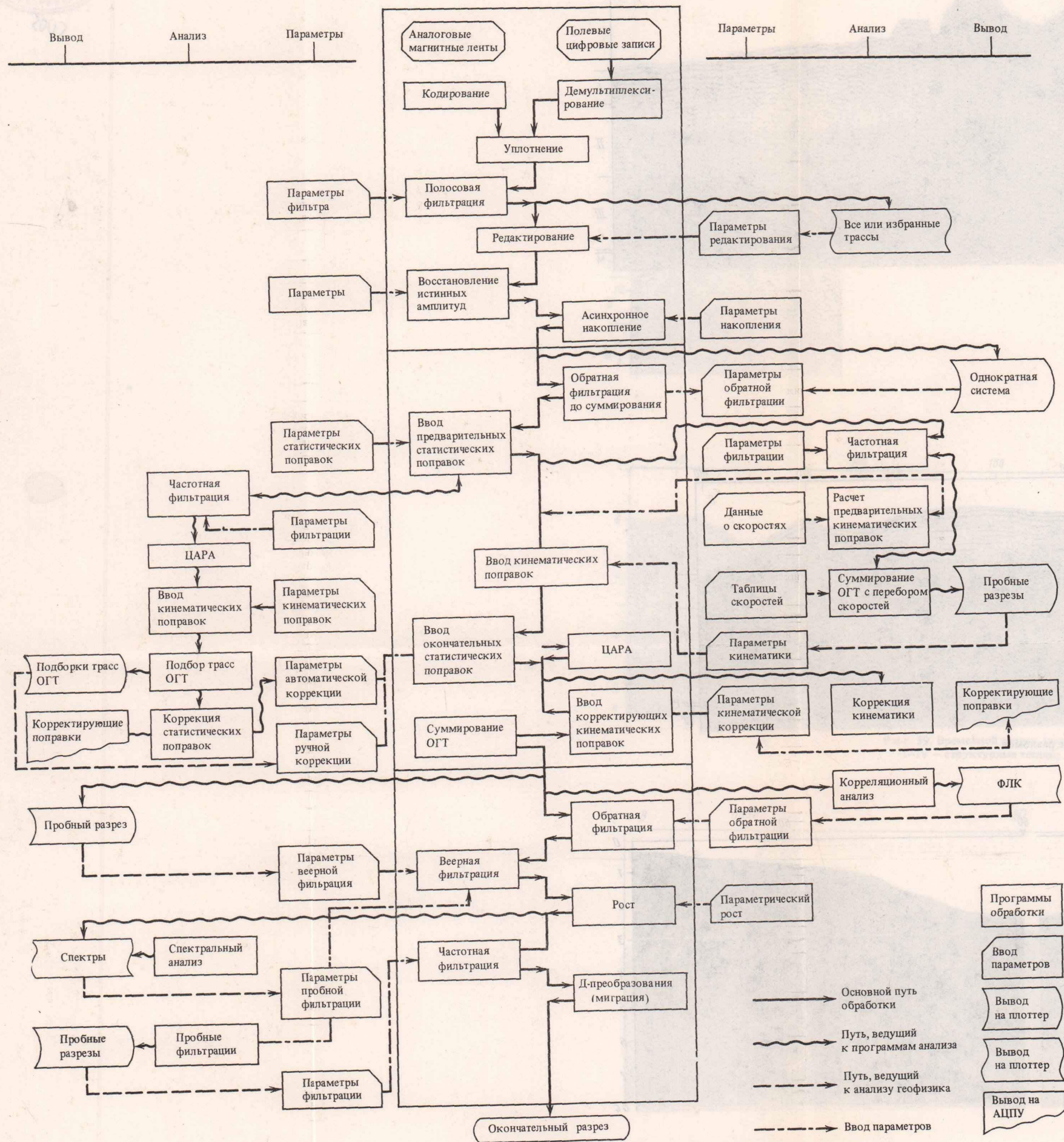
Введение	3
I часть	
ТЕОРИЯ, МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ГСП-МОВ В ОКЕАНЕ	
Глава I. Теоретические основы и эффективность ГСП-МОВ	6
Сейсмические модели океанской земной коры и поле отраженных волн	6
Синтез источников упругих волн для ГСП-МОВ	16
Синтез приемных устройств (косы) для ГСП-МОВ	18
Оценка эффективности ГСП-МОВ	21
Оценка погрешностей ГСП-МОВ	28
Глава II. Методика и техника ГСП-МОВ	37
Технические средства возбуждения и приема отраженных волн	37
Автоматизированная система сбора и оперативной обработки данных ГСП-МОВ	41
Вычислительные комплексы обработки и интерпретации данных ГСП-МОВ	47
Методика ГСП-МОВ	49
Глава III. Математическое обеспечение (алгоритмы) обработки данных ГСП-МОВ	50
Алгоритмы первичной обработки	50
Алгоритмы вторичной обработки	52
Алгоритмы интерпретации	59
Алгоритмы статистического моделирования	66
II часть	
ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ОКЕАНСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ПО ДАННЫМ МНОГОКАНАЛЬНОГО СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ МОВ)	
Глава IV. Строение и внутренняя структура земной коры глубоководных котловин	75
Глава V. Строение и внутренняя структура земной коры подводных возвышенностей	82
Возвышенность Шатского	85
Возвышенность Хесса	89
Возвышенность Сьерра-Леоне	94
Глава VI. Строение и внутренняя структура земной коры срединных хребтов и рифтовых зон	97
Срединно-Атлантический хребет и его рифтовые зоны	98
Красноморский рифт	109
Галапагосский рифт и Восточно-Тихоокеанское поднятие	112
Глава VII. Строение и внутренняя структура глубинных разломов земной коры	116
Глубинные разломы Атлантического океана	116
Глубинные разломы Тихого океана	135
Императорский глубинный разлом	139
Глава VIII. Строение и внутренняя структура земной коры зон, переходных от континентов к океану	142
Пассивные переходные зоны	142
Малоактивные переходные зоны	145
Активные переходные зоны	146
Глава IX. Обобщенная сейсмическая модель океанской земной коры и вероятные динамические модели ее генезиса и деформаций	149
Обобщенная сейсмическая модель океанской земной коры	149
Вероятные модели формирования и деформаций океанской земной коры	151
Заключение	156
Литература	158



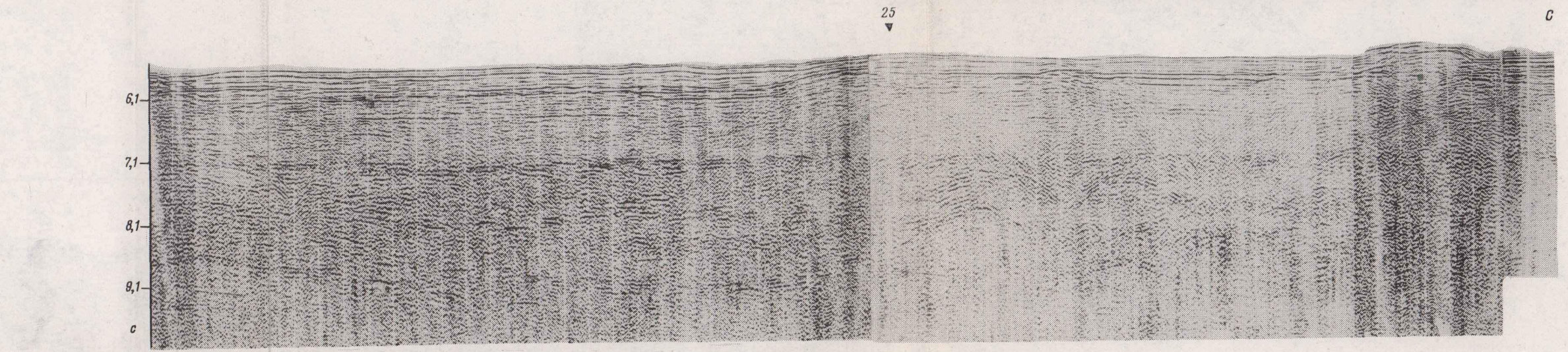
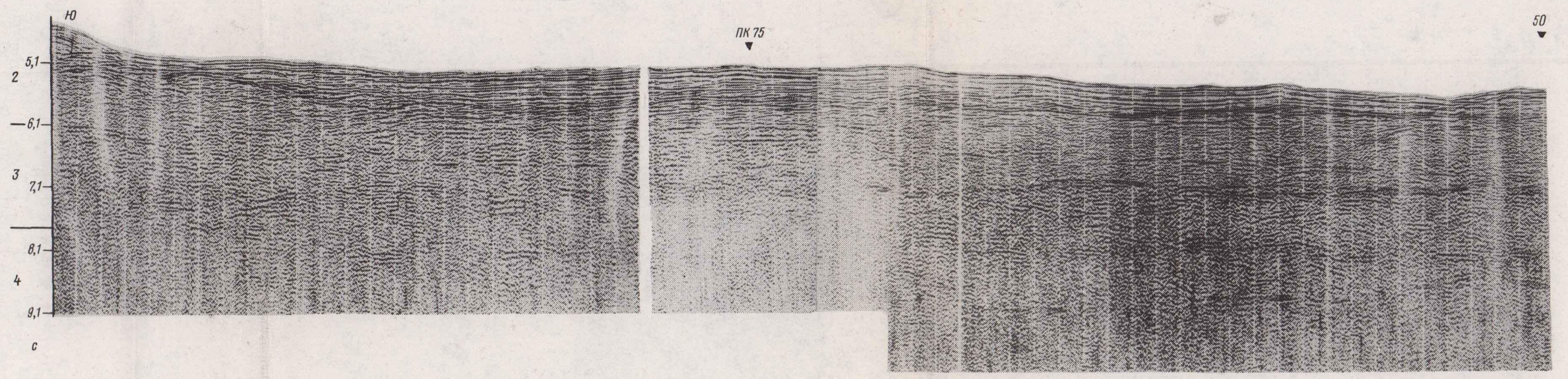
Р и с. 59. Временной разрез по профилю 1/81 ГСП-МОВ в Азоро-Гибралтарской зоне разломов
I-IV - структурные толщи; М - кровля мантии



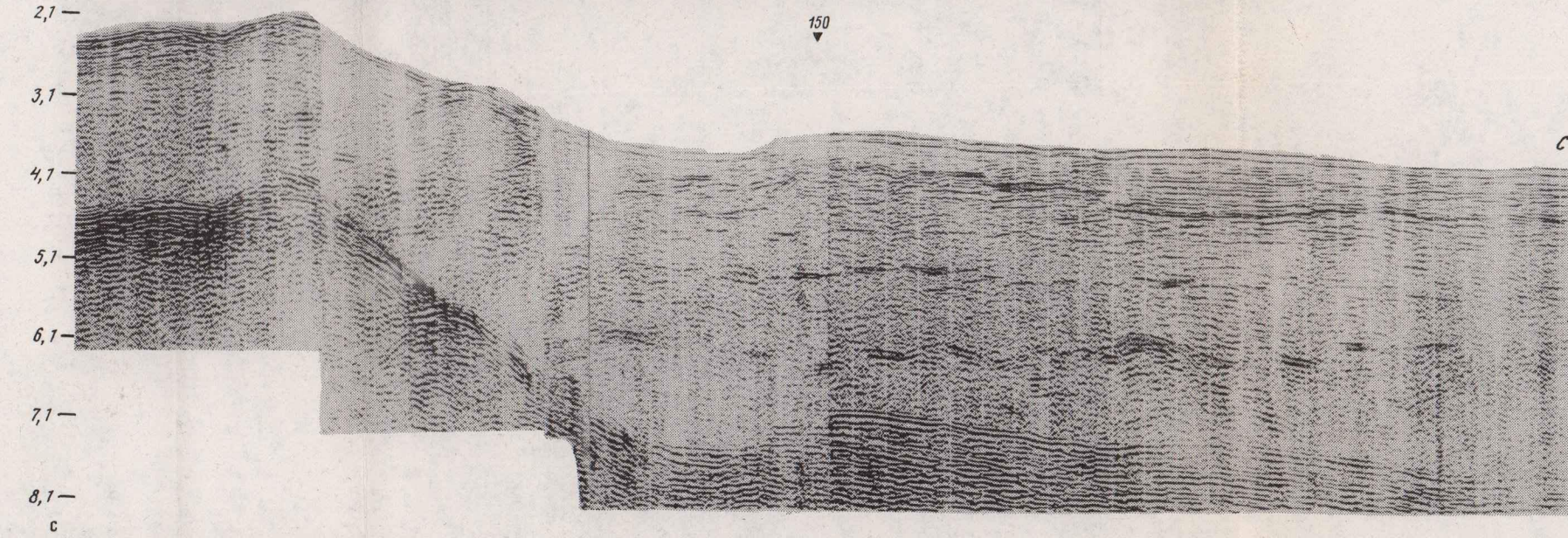
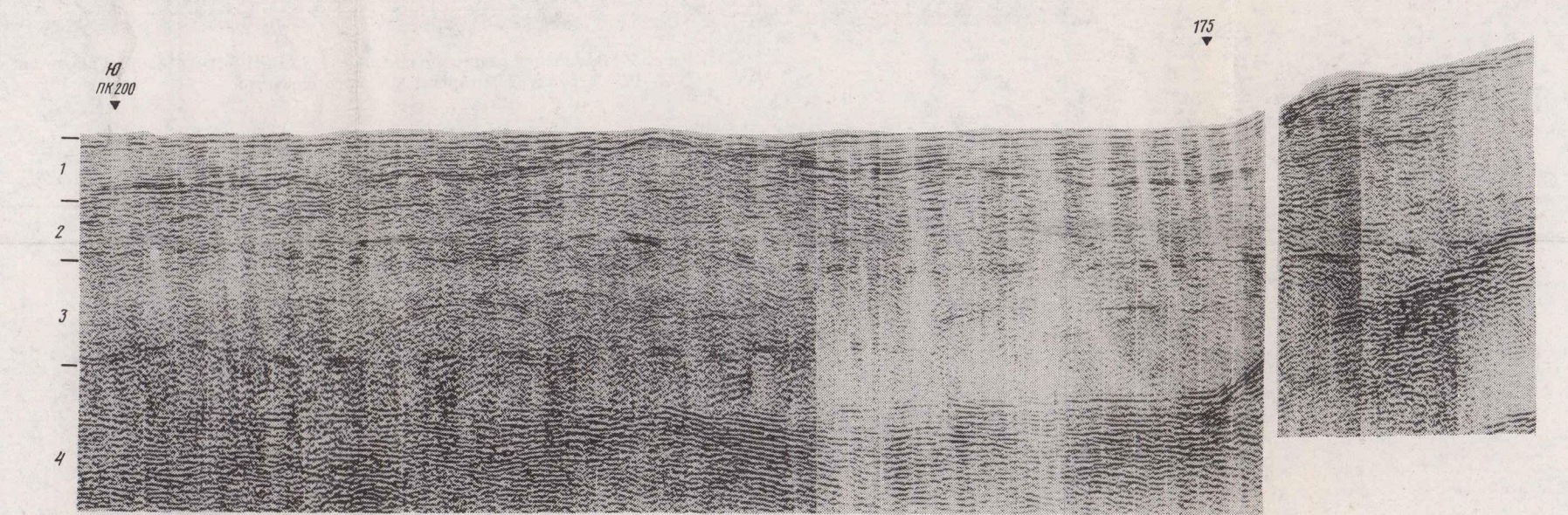
Р и с. 66. Фрагмент разреза по профилю 7/73, пересекающему Малоангельскую островную дугу (по [20])



Р и с. 27. Блок-схема технологического комплекса программ обработки данных ГСП-МОВ (по [180, 209])



Р и с. 40. Временной разрез по профилю 5/79 на возвышенности Хесса в северной части перехода от глубоководной Северо-Западной котловины (по [184])
1-4 - сейсмофации



Р и с. 41. Временной разрез по профилю 5/79 на возвышенности Хесса в центральной части (по [184])
1-4 - сейсмофации



3 р. 30 к.

5005

