

Н. И. ДАВЫДОВА

ИЗУЧЕНИЕ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ КОРЫ К МАНТИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю.ШМИДТА

5
Н. И. ДАВЫДОВА

ИЗУЧЕНИЕ
ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ
ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА
ОТ КОРЫ К МАНТИИ

2164



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

Москва 1977



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

Динамические характеристики некоторых типов глубинных сейсмических волн позволяют изучать тонкую структуру области перехода от коры к мантии (область М), т.е. выяснить, представлена ли она резкой границей со скачком скоростей между толстыми слоями, переходной зоной с плавным возрастанием скорости с глубиной или тонкослоистой зоной со слоями с повышенной и пониженной скоростью. В работе рассматривается методика использования динамических характеристик волн для изучения тонкой структуры области М, обсуждаются вопросы неоднозначности и степени достоверности интерпретации сейсмических данных при использовании разных классов интерпретационных моделей, информативные возможности разных типов волн. Обсуждается методика использования докритических глубинных отраженных волн для изучения изменений во времени тонкой структуры области М в разных тектонических провинциях, что представляет интерес для изучения глубинных процессов и природы границы Моховичича.

Работа рассчитана на специалистов по глубинным сейсмическим исследованиям, геофизиков, геохимиков, геологов.

Табл. 13, ил. 69, список лит. 246 назв.

Ответственный редактор
доктор физико-математических наук
И.П. КОСМИНСКАЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Согласно Международному геодинамическому проекту главной задачей наук о Земле на 1972–1982 гг. является всестороннее изучение глубинных геологических процессов, определяющих современный лик Земли, течение тектонических процессов, возникновение землетрясений, цунами, распределение полезных ископаемых. В связи с этим развитие метода ГСЗ должно идти в двух направлениях: первое – увеличение глубинности исследований верхов мантии, желательно до астеносферы, второе – увеличение детальности изучения низов коры и верхов мантии, особенно в тех районах, где глубинные процессы проявляются на сравнительно небольшой глубине, – рифтовых, вулканических и напряженных зонах очагов землетрясений.

Второй путь связан с изучением скоростных моделей глубинных границ на основе наиболее полного использования кинематических и динамических характеристик как продольных, так поперечных и обменных волн. В результате могут быть получены сведения о тонкой слоистости глубинного вещества, необходимые при изучении природы глубинных границ, физико–химических процессов взаимодействия между корой и мантией.

Исследования скоростных моделей глубинных границ ведутся как в направлении теоретического изучения динамических характеристик глубинных волн при сложных моделях границ, так и в направлении анализа экспериментальных записей, полученных при ГСЗ. Появились попытки использования для изучения моделей глубинных границ также и проходящих обменных волн от землетрясений, регистрируемых станциями "Земля" в диапазоне частот 0,5–25 Гц (Линькова, 1974).

Специальные полевые наблюдения с целью изучения свойств и природы границ в верхней части коры ведутся под руководством сотрудников Ленинградского горного института (И.В. Литвиненко, Ю.Г. Шопина и др.). Институтом физики Земли АН СССР совместно с Узбекским геофизическим трестом проведен небольшой объем полевых работ для изучения свойств границ в низах коры и в области перехода от коры к мантии. Использование метода общей глубинной точки (ОГТ) для изучения тонкой структуры коры и верхов мантии предпринимается Институтом геофизики АН Украинской ССР (С.Б. Соллогуб и др.).

Настоящая работа посвящена в основном изучению тонкой структуры области перехода от коры к мантии (области М). Область М (граница Мохоровичича) характеризуется весьма стабильным значением скорости в глобальном масштабе, и с нею связаны наиболее интенсивные отраженные волны, особенно в закритической области, что привлекает к себе внимание наибольшего числа исследователей. Для определения модели области М некоторые авторы использовали отраженные волны, а некоторые – преломленные, но не во всех работах методика интерпретации свойств волн была хорошо обоснованной. Поэтому основной задачей настоящей работы является разработка методики интерпретации динамических свойств волн с целью определения моделей глубинных границ.

Для этого необходимо: 1) систематизировать имеющиеся теоретические данные о динамике сейсмических волн и типах моделей сейсмических границ; 2) проанализировать опубликованные работы разных авторов по определению моделей границ; 3) провести дополнительные

теоретические расчеты и анализ экспериментальных записей с целью поисков наиболее сильных диагностических признаков для определения моделей границ.

В главе I приведен обзор результатов теоретических работ по изучению динамики волн при разных моделях границ, даны классификация сейсмических границ по их скоростным моделям и систематизация данных о динамических характеристиках преломленных волн при разных типах моделей границ. Приводится сводка опубликованных работ по определению моделей границ и делаются выводы относительно применяемой при этом методики.

Глава II посвящена анализу проведенных расчетов динамических характеристик глубинных волн для моделей инверсионного тонкослоистого типа: простых периодических, более сложных квазипериодических и со случайной структурой. Для периодических и квазипериодических моделей особое внимание обращалось на изменение структуры волнового пакета с расстоянием от источника, на особенности спектральных характеристик в закритической области и на изучение динамики поперечных и обменных волн. На основании сопоставления динамических характеристик отраженных волн при разных моделях границ сформулированы диагностические признаки некоторых типов скоростных моделей.

В главе III рассматриваются вопросы методики интерпретации данных ГСЗ, информативность и разрешающая способность разных типов волн, вопросы оценки неоднозначности интерпретации данных ГСЗ при использовании разных классов интерпретационных моделей и разных данных о волновых полях. Отмечается перспективность использования докритических отраженных волн для изучения тонкой скоростной структуры области перехода от коры к мантии и изменений во времени этой структуры в разных тектонических провинциях, что может быть полезным при изучении природы границы Мохоровичича и особенностей глубинных процессов.

При составлении настоящей работы, кроме литературных данных были использованы экспериментальные данные о докритических глубинных отражениях, полученные в Западном Узбекистане (1964–1967 гг.), и результаты выполненных в Институте физики Земли АН СССР расчетов динамических характеристик глубинных отраженных волн. Автор работы принимала участие в этих исследованиях в качестве руководителя сейсмической партии. Важная роль в постановке и выполнении этих работ принадлежит Б.Б. Таль-Вирскому. Полевые опыты выполнены под руководством и при участии А.Н. Фурсова; обработка экспериментальных данных проведена под непосредственным руководством и при участии Г.А. Ярошевской.

Расчеты динамических характеристик отраженных волн на ЭВМ выполнены В.И. Мироновой (для периодических и квазипериодических моделей), Н.К. Капустян (для моделей со случайной структурой). Чертежи выполнены И.С. Лысовой; в оформлении работы помогала Е.Н. Зайцева.

Всем коллегам и товарищам по работе автор приносит глубокую благодарность за помощь и сотрудничество.

Автор благодарен Л.И. Ратниковой и особенно И.С. Берзон за консультации и обсуждение расчетов; Г.Г. Михоте и П.С. Вейцман за чтение рукописи и замечания.

Особую благодарность автор выражает И.П. Косминской за постоянное внимание и поддержку в работе.

ОСНОВНЫЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

x	— расстояние от источника
Δx	— интервал профиля
$x_{кр} = 2H \operatorname{tg} i_{кр}$	— критическое расстояние
i	— угол падения волны; $i_{кр} = \arcsin \frac{V_1}{V_2}$
V, V_1, V_2, V_p	— скорости продольных волн, км/с
V_s	— скорость поперечных волн, км/с
ρ	— плотность, г/см ³
$Q_g = \frac{1}{g}$	— коэффициент прозрачности
g	— коэффициент мутности
$Q_\alpha = 2\pi/\delta$	— добротность
δ	— декремент поглощения
$A = 2(V_{ } - V_{\perp}) / (V_{ } + V_{\perp})$	— коэффициент квазианизотропии
$\gamma_i = \frac{V_{s_i}}{V_{p_i}}$	— отношение скоростей продольных и поперечных волн
PP, SS, PS, SP	— обозначения отраженных волн (продольной, поперечной и обменных)
$P_{отр}^M, P_{пр}^M, P^M$	— обозначения продольных волн, связанных с границей М (отраженной, преломленной и их обобщенное обозначение)
$P_{i\text{отр}}^K$	— обозначения продольных волн, отраженных от i -й границы внутри консолидированной коры
C	— рефрагированная волна (интерференция чистой C_0 и кратных волн)
C_0	— чистая рефрагированная волна
C^+	— суммарная головная и рефрагированная волна
K, K_{pp}, K_{ss}	— модули коэффициентов отражения
K_{ps}, K_{sp}	

K_0	– коэффициент отражения при нормальном падении
K_{00}	– коэффициент конверсии
$D = \sqrt{q_{13}^2 (1 - K_0^2)}$	– коэффициент прохождения волн через тонкий слой
q_{13}	– отношение акустических жесткостей в средах 1 и 3
A_z	– амплитуда вертикальной компоненты смещения
A_0	– амплитуда докритической отраженной волны (при $x = 0 - 40$ км)
$A_{кр}$	– амплитуда отраженной волны в точке $x = x_{кр}$
$A_{пр}, A_{Г}$	– амплитуда преломленной и головной волн
$A_{отр}$	– амплитуда отраженной волны
$A(x)$	– изменение амплитуды волны с расстоянием
$VR(x)$	– функция расхождения
M	– граница Мохоровичича, область перехода от коры к мантии
$M-1, M-2, \dots$	– модели глубинных границ
h_1, h_2	– мощность толстого слоя или слоя промежуточной мощности
l_i	– мощность тонкого слоя (l'_B – с высокой скоростью l_B – с низкой скоростью)
λ_i, λ_p	– длина волны в i -м слое и длина продольной волны
n	– число слоев в тонкослоистой инверсионной модели
t	– время
ω	– круговая частота
f	– частота, Гц
Δf	– интервал частот, ширина основного максимума спектральной характеристики
$f_{рез}$	– резонансная частота, равная f_{\max} спектральной характеристики
$f_{пр}$	– преобладающая частота на записи
$F(t)$	– падающая волна

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ДИНАМИКЕ ВОЛН ПРИ РАЗНЫХ МОДЕЛЯХ ГЛУБИННЫХ ГРАНИЦ

Начало использованию динамических характеристик сейсмических волн для изучения свойств среды было положено академиком Г.А. Гамбурцевым.

Большой вклад в развитие этого направления внесли работы И.С.Берзон. Под ее руководством и при непосредственном ее участии написана фундаментальная монография "Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах" (Берзон и др., 1962). В этой книге даны основные определения и физическая трактовка динамических характеристик сейсмических волн, описаны методы их интерпретации, изложены результаты экспериментального изучения динамических характеристик отраженных и преломленных волн, связанных с толстыми и тонкими слоями в осадочной толще.

В последующие годы появилось очень много работ, посвященных изучению сейсмических волн, возникающих в средах, изучаемых при сейсморазведке и при глубинных сейсмических исследованиях коры и верхов мантии (ГСЗ).

При интерпретации данных ГСЗ схематизируется наблюдаемое очень сложное волновое поле, выделяются группы волн (Вейцман, 1957). В дальнейшем интерпретация ведется только для главных волн поля (как правило, это первые волны в группах). На основании анализа их кинематических и динамических характеристик выбираются интерпретационные модели среды (коры и верхов мантии): на первой стадии обработки простые, затем более сложные. Кинематические свойства волн позволяют построить только простые модели среды (толстослоистые модели с однородными и градиентными слоями). Однако анализ динамических характеристик показывает, что простые модели не согласуются с наблюдаемыми динамическими характеристиками волн.

На первом этапе использования для интерпретации динамических характеристик глубинных волн рассматривались амплитудные графики и отношения амплитуд отраженных и преломленных волн. Теоретические расчеты велись по формулам лучевого метода для моделей коры с простыми границами первого рода.

На следующем этапе, при введении в рассмотрение сложных границ (переходных слоев, тонкослоистых инверсионных зон), пришлось подробно изучать не только амплитудные графики, но и синтетические сейсмограммы, частотные особенности волн.

В настоящее время наметились два направления в способах расчета синтетических сейсмограмм. Первое позволяет изучать формирование

волнового поля с учетом всей модели среды и, в частности, образование групп волн (например, группы P^M) за счет наложения интенсив-

ных многократно отражающихся (частично-кратных) волн при углах падения, близких к критическому (Hron, 1971; Cervený, 1975). Достоинства таких расчетов состоят в том, что: 1) соответствующие программы берут сравнительно мало времени ЭВМ и 2) для любой части трассы известны типы регистрируемых и накладывающихся волн и их интенсивность.

Другое направление в расчете синтетических сейсмограмм позволяет изучать формирование волнового пакета в сравнительно ограниченной области разреза (мощностью до 2–3 длин волн), но при этом можно изучать волновые поля от очень сложно построенных тонкослоистых инверсионных зон, волновые поля в случае экранов (просачивающиеся подэкранные волны). Такие расчеты можно проводить с помощью программ К. Фукса (Fuchs, 1968–1970) и Л.И. Ратниковой и А.Л. Левшина (1967), однако они требуют большого машинного времени и не всегда позволяют определить типы накладывающихся волн.

Как показывают анализ экспериментальных данных и результаты многочисленных теоретических расчетов, динамические характеристики волн более чувствительны к особенностям скоростного строения среды, чем кинематические, и позволяют изучать ее тонкую структуру. Однако использование динамики волн для построения сложных моделей среды встречается с большими трудностями. Как известно, обратная динамическая задача сейсмологии для сложных моделей пока не решается. Приходится идти путем решения серии прямых задач для сложных моделей и сравнения наблюдаемых данных с теоретическими. Трудность метода подбора модели границы по наилучшему согласованию наблюдаемых и теоретических данных о динамике волн состоит в неоднозначности соответствия динамических свойств волн определенным моделям: близкие динамические характеристики волн могут соответствовать разным моделям. Поэтому необходимо разрабатывать рациональную методику использования динамических свойств полевых записей, искать оценки степени неоднозначности в определении модели границ. В связи с этим в настоящей главе приводятся результаты систематизации теоретических данных о динамике волн при разных моделях среды и обсуждаются различные попытки определения моделей глубинных границ при использовании разного рода теоретических и экспериментальных данных о динамике глубинных волн.

§ 1. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ДИНАМИКУ ВОЛН

На динамические характеристики сейсмических волн влияют: 1) свойства падающей волны (в первую очередь — спектр), задаваемые параметрами источника и покрывающей среды; 2) структура границы (ее скоростная модель); 3) покрывающая среда (слоистость и поглощающие свойства при прохождении волны из глубины к поверхности наблюдений); 4) искажающие свойства регистрирующей аппаратуры.

Свойства падающей волны прежде всего влияют на частотный состав и на форму записи. В ГСЗ до сих пор не введен регулярный контроль за формой падающей волны, хотя в ряде случаев применяется контроль за силой взрыва. Записи повторных взрывов на одной стоянке и записи на корреляционных приборах соседних стоянок при непрерывном профилировании позволяют предполагать, что от взрыва к взрыву сильного изменения в падающей волне не происходит. За форму записи падающей волны в ряде случаев можно принять форму записи первой волны P_0^K ,

рефрагированной в кристаллической толще коры (как можно ближе к источнику). При этом нужно избегать тех участков, где в форме записи фундаментальной волны P_0^K явно видны интерференционные осложнения за счет блокового строения фундамента. Использование волны P_0^K позволяет учесть влияние осадочной толщи на свойства падающей волны. При изучении моделей глубинных границ практически не всегда возможно использовать форму записи в качестве одного из критериев; чаще можно рассчитывать на использование более грубых и заметных изменений в структуре волнового пакета, иногда в его длительности.

О влиянии покрывающей среды на свойства проходящих волн можно судить по имеющимся в настоящее время расчетам для условий сейсморазведки и сейсмологии (Берзон и др., 1962; Линькова, 1973, 1974; Линькова, Щербакова, 1973; Щербакова, Линькова, 1973а, б). Из расчетов следует, что коэффициенты прохождения продольных волн D_{pp} очень слабо зависят от частоты для многих простых моделей границ: коэффициент прохождения (преломления) слабо осциллирует около уровня, близкого к единице, т.е. влияние покрывающей среды сводится к небольшому ослаблению проходящих волн. Однако в случае некоторых сложных моделей в спектральных характеристиках проходящих волн имеются резкие провалы для определенных интервалов частот Δf . Это означает, что в этих интервалах Δf интенсивность проходящих волн будет сильно падать и создавать впечатление изменения модели или даже исчезновения границы.

Искажения динамических характеристик сейсмических волн, вносимые регистрирующей аппаратурой за счет ее фильтрующих свойств, до настоящего времени изучены сравнительно мало. Расчеты, приведенные в работах М.К. Полшкова (1948, 1962), Г.А. Гамбурцева (1959), А.Я. Меламуда (1958), Т.Е. Калининой и Ф.М. Гольцмана (1959), показали, что форма импульса значительно искажается сейсмоприемным каналом, причем искажения увеличиваются по мере приближения частоты вынуждающих колебаний к частоте собственных колебаний аппаратуры.

Некоторые методические выводы об учете аппаратурных искажений для интерпретации динамических характеристик волн сделаны в работе М.С. Берзон и др. (1962). Там, например, указывается, что при интерпретации амплитудных графиков целесообразно использовать не начальную фазу записи, которая сильнее всего искажена переходными процессами, а максимальную, где процесс можно считать установившимся.

Использование узкополосных характеристик приводит к унификации частотных особенностей волн и к значительному искажению истинных отношений амплитуд различных волн. Поэтому при изучении и использовании для интерпретации динамических характеристик целесообразно выбирать характеристики по возможности с наиболее широкой полосой пропускания.

При дальнейшем изложении принимается, что влияние рассмотренных факторов мало или каким-то образом учтено и что динамика регистрируемых волн определяется в основном скоростной моделью границы.

§ 2. КЛАССИФИКАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ ПО ИХ СКОРОСТНЫМ МОДЕЛЯМ

Представления о скоростных моделях земной коры и сейсмических границ претерпели существенные изменения: от простейшей однородной (Mohorovičić, 1910) до современной сложной обобщенной модели (рис. 1.1) слоисто-блоковой коры, включающей тонкую слоистость (Косминская, 1966, 1968; Лавыдова и др., 1973).

Интерпретацию данных ГСЗ до недавнего времени проводили обычно в рамках многослойных толстослойных моделей ($h/\lambda \geq 5$). Границы между этими слоями предполагались непрерывными и резкими, со скачком скоростей (границы первого порядка). В последнее десятилетие стали включать в рассмотрение и более сложные модели границ. Усложнилось само понятие сейсмической границы.

Теперь под термином сейсмические границы понимают не только границы первого порядка, но и сравнительно локальные зоны, расположенные в коре или мантии, в пределах каждой из которых параметры среды изменяются по определенному закону; мощность такой зоны h может достигать 3λ.

Свойства границ (морфология и модели) изучаются по главным компонентам волнового поля: отраженным и преломленным объемным волнам в основном продольного типа. В зависимости от доминирования преломленных или отраженных волн границы называют преломляющими или отражающими. Если регистрируются оба типа волн, граница считается отражающей и преломляющей (такой бывает, например, граница М).

Данные о морфологии границ (рельефе и глубине залегания) получают при использовании кинематических характеристик волн (годографов и полей времен). По форме границы разделяют на плоские, слабоволнистые и криволинейные. Они могут залегать горизонтально, наклонно или почти вертикально, образуя горизонтально- или вертикально-слоистые среды.

Модели границ — их тонкую структуру — изучают на основании анализа динамики волн. По скоростным моделям сейсмические границы можно разделить на две большие группы (табл. 1.1): простые и сложные (Смелянская, 1972; Павленкова, 1973).

Простые границы в свою очередь разделяются на резкие (первого порядка) и нерезкие (второго и более высоких порядков). Среди резких

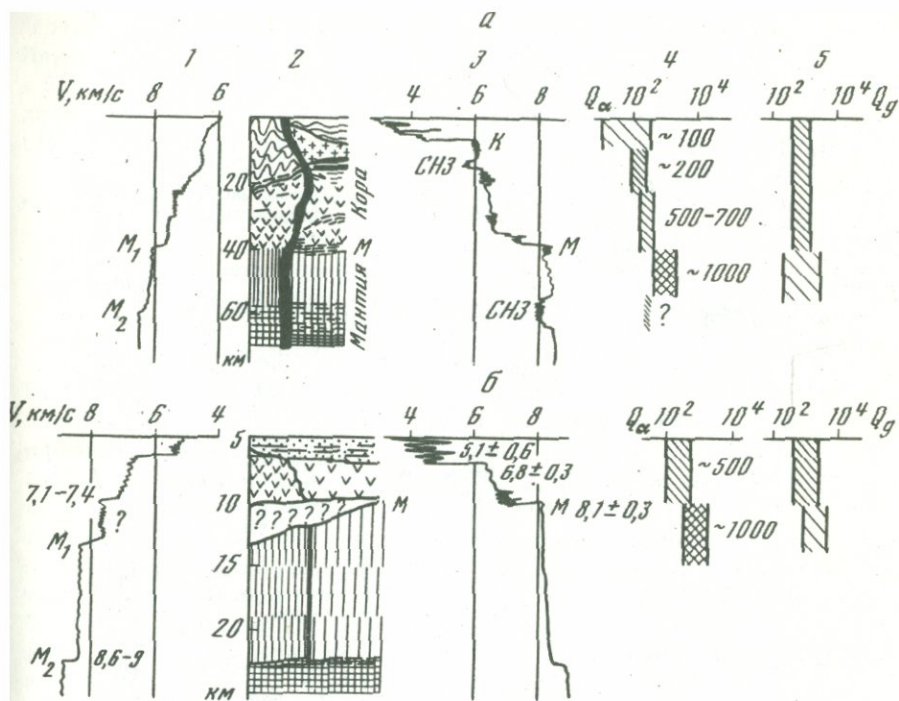
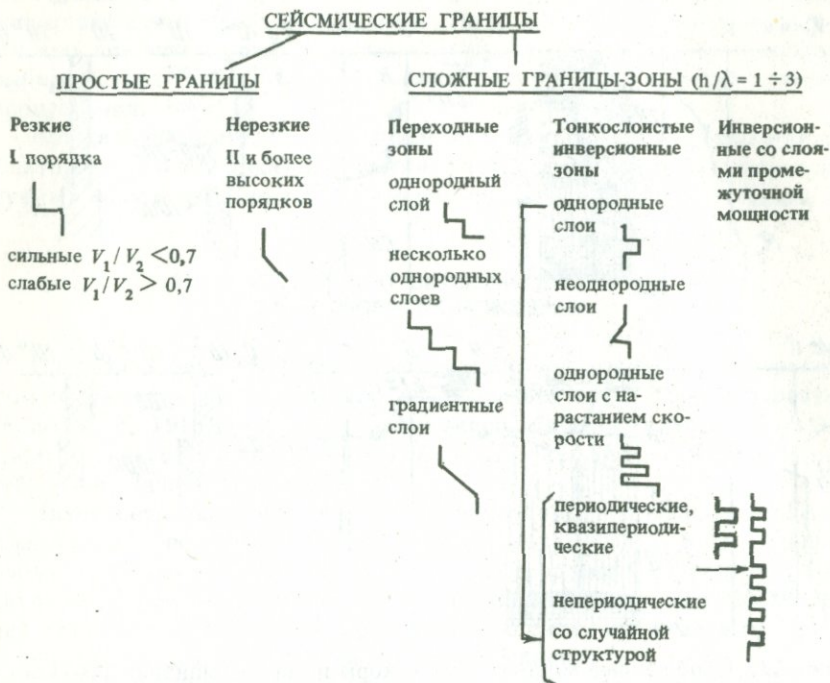


Рис. 1.1. Обобщенные модели земной коры и верхов мантии для континентов (а) и океанов (б)

1,3 — скоростные колонки (для океанов: 1 — скорости для новых сейсмических границ (Косминская, Зверев, 1969; Зверев, 1970)); 3 — средне-статистические величины скоростей (Shor, Raitt, 1969); 2 — геофизический разрез; 4 — графики добротности Q_α ; 5 — графики коэффициентов прозрачности Q_g (степень микронеоднородности коры и верхней мантии на частотах около 10 Гц на континенте и 5 Гц на океане (Галкин и др., 1970))

границ различают границы сильные и слабые, судя по изменению скоростей на границе. А.М. Епинатьева (1960), на основании анализа зависимости амплитуд отраженных и преломленных волн от параметров среды, предлагает называть границы слабыми, если отношение скоростей $V_1/V_2 > 0,75$, а сильными — при $V_1/V_2 < 0,75$. Т.В. Смелянская (1972) относит к слабым границам такие, на которых скачок скоростей $\Delta V = V_2 - V_1 \geq 0,125$ км/с. К очень слабым относят границы с отношением скоростей $V_1/V_2 > 0,98$. При таких величинах V_1/V_2 приходится применять формулы второго приближения в лучевой теории для описания динамики отраженных и преломленных волн (Смирнова, 1962). Резкие границы еще разделяют на зеркальные и шероховатые.

Таблица 1.1



Границы первого порядка – отражающие, сильные или слабые. Наличие градиента скорости под границей первого порядка превращает отражающую границу и в преломляющую. Наличие градиента в покрывающей среде приводит к тому, что над пунктом взрыва должна существовать зона, где нет отражений (из-за кривизны падающего и отраженного лучей), и в закритической области должна существовать предельная точка регистрации отраженной волны.

Границы второго и более высоких порядков (изменение градиента) являются преломляющими, так как отраженные волны в этом случае очень слабые.

Некоторые из динамических особенностей волн могут быть обусловлены воздыманием, погружением или криволинейной формой границ.

Сложные границы представляют собой некоторые области разреза или зоны, общая мощность h которых соизмерима с длиной волны λ ; волны, формирующиеся в таких зонах, всегда имеют интерференционный характер. Сложные границы можно разделить на три подгруппы: переходные зоны, тонкослойные инверсионные зоны и инверсионные зоны со слоями промежуточной мощности. Переходные зоны могут быть представлены одним или несколькими однородными или градиентными слоями. Инверсионные тонкослойные зоны могут состоять из однородных и неоднородных слоев, а также из однородных слоев с

"градиентностью" (постепенное нарастание скорости в тонких слоях). Инверсионные зоны, состоящие из однородных тонких слоев ($h_i/\lambda_i \approx 0,25$), могут различаться по внутренней структуре: могут быть периодическими или квазипериодическими, непериодическими и со случайной структурой.

Некоторые авторы (Ярошевская, 1973) рассматривают инверсионные модели коры, состоящие из слоев промежуточной мощности ($h/\lambda = 1-3$).

§ 3. ДИНАМИКА ВОЛН ДЛЯ СРЕД С ПРОСТЫМИ ГРАНИЦАМИ

Расчеты графиков интенсивности сейсмических волн для условий ГСЗ впервые были выполнены Л.Н. Малиновской (1957). Затем некоторыми авторами были сделаны расчеты для разрезов ГСЗ, полученных в разных районах (модели коры с однородными толстыми слоями). А.Г. Аверьяновым (1962; Аверьянов и др., 1964) были выполнены расчеты для моделей земной коры, содержащей неоднородные слои. А. Гутерх (Guterch, 1967, 1968) получил графики интенсивности для моделей с волноводами. Систематические расчеты для восьми серий моделей трехслойной коры выполнены В. Червени (Červený, 1961, 1962a, б; 1967a, б; Červený, Ravindra, 1971); результаты этих расчетов позволили сделать выводы о влиянии разных параметров покрывающей среды на амплитудные характеристики глубинных волн.

В этом же разделе помещены результаты расчетов теоретических сейсмограмм для случая, когда в волноводе, расположенном в низах коры, сильно понижены значения V_s и ρ (коэффициент Пуассона $\sigma < 0,25$), что может быть связано с увеличением температуры (Fuchs, 1970).

Динамика отраженных волн

Амплитуды. Амплитуды отраженных волн в большой степени определяются значениями коэффициентов отражения. На рис. 1.2 приведены графики коэффициентов отражения плоских волн в функции углов падения (Материалы..., 1957).

Для условий кристаллической земной коры коэффициенты отражения в докритической области существенно меньше единицы, а в закритической — близки к единице при любых значениях V_1/V_2 .

Амплитудный график $A(x)$ имеет вид сложной кривой, причем относительный максимум A_0 расположен над пунктом взрыва, а абсолютный максимум $A_{\text{макс}}$ — около критического угла падения. При помощи формул второго приближения (Смирнова, Ермилова, 1959; Červený, 1961, 1962a, б; Červený, Ravindra, 1971) получен уточненный график $A_2^{131}(x)$, в котором учитывается интерференция отраженной и головной волн в области околоскритических углов падения (рис. 1.3). В результате интерференции амплитуда максимума немного уменьшается, а его смещение в сторону больших расстояний тем больше, чем ниже частота. В ряде работ было показано, что амплитуды отраженных волн в докри-

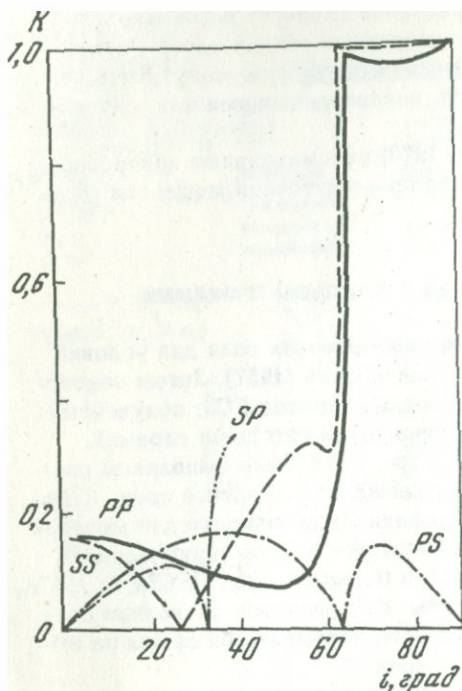


Рис. 1.2. Зависимость коэффициента отражения от границы первого порядка от угла падения для продольной PP, поперечной SS и обменных PS и SP волн при $V_1/V_2 = 0,9$

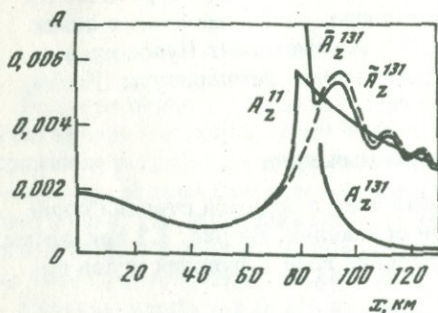


Рис. 1.3. Амплитудные кривые $A(x)$ отраженной A_z^{11} , головной A_z^{131} и интерференционной \bar{A}_z^{131} волн; все кривые вычислены лучевым методом; интерференционная волна \bar{A}_z^{131} вычислена более точным методом (Cerveny, Ravindra, 1971)

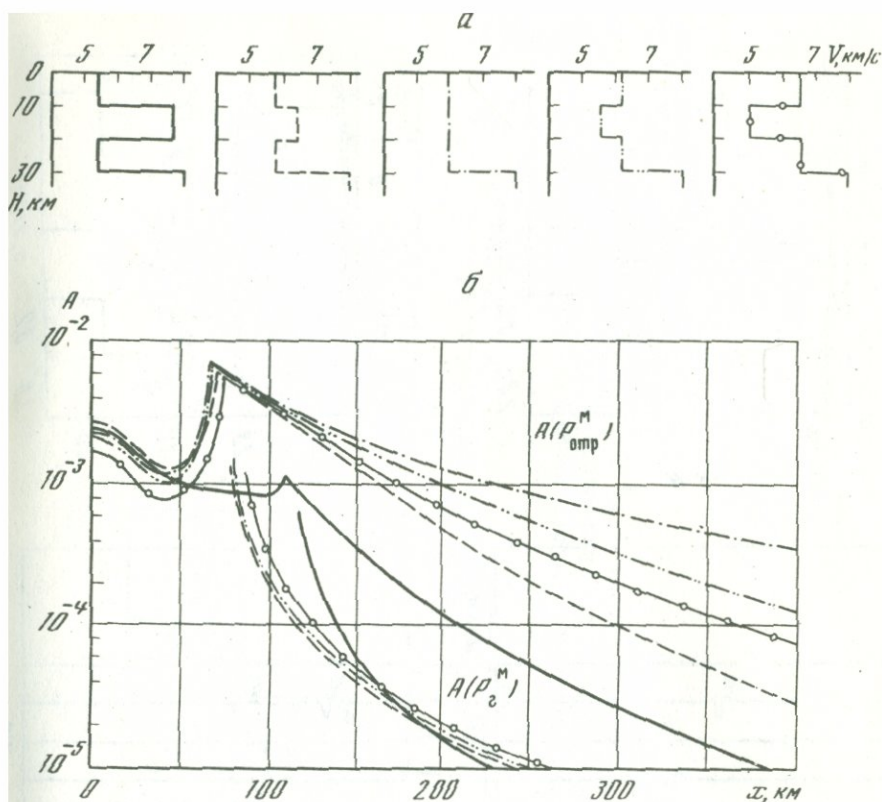
$V_1/V_2 = 0,8$; $\gamma_1 = \gamma_2 = 0,577$;
 $\rho_1/\rho_2 = 1$; мощность коры $H = 30$ км; $f = 6,4$ Гц

тической области сильно зависят от параметров отражающей границы и слабо — от слоистости покрывающей толщи; в закритической области наблюдается обратная зависимость (Червени, Епинатьева, 1968; Cerveny, 1967a; Cerveny, Ravindra, 1971).

Слоистость покрывающей среды уменьшает амплитуды за критической точкой и увеличивает

их затухание с расстоянием по сравнению с однородной покрывающей средой (рис. 1.4). Наиболее существенное влияние оказывает присутствие в покрывающей среде сравнительно тонкого слоя с повышенной скоростью (не настолько тонкого, чтобы его мощность была сравнима или меньше длины волны). Чем тоньше слой и больше скорость в нем, тем меньше амплитуды закритических отраженных волн. Влияние слоя с пониженной скоростью меньше. На амплитуды закритических отраженных волн также заметно влияет монотонная слоистость покрывающей толщи, т.е. только увеличение или только уменьшение скорости с глубиной.

Из расчетов Ф.Грона и Г.Р. Канасевича (Hron, 1971; Hron, Kanasevich, 1971) следует, что наложение кратных и обменных волн в толсто-

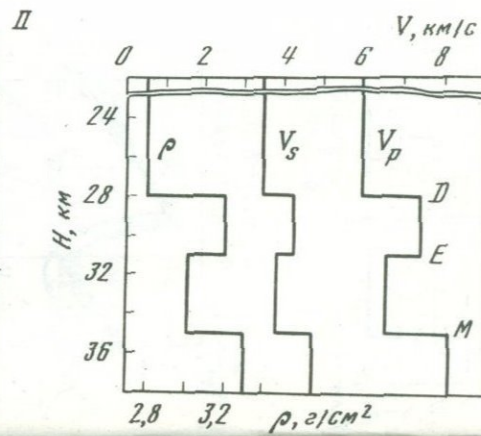
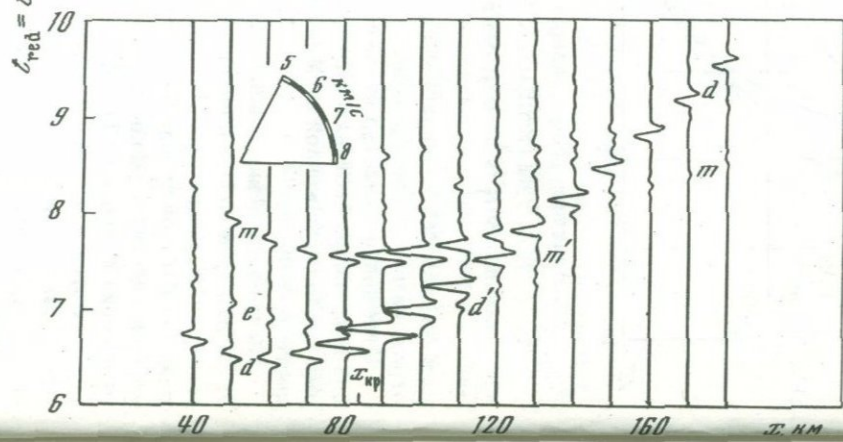
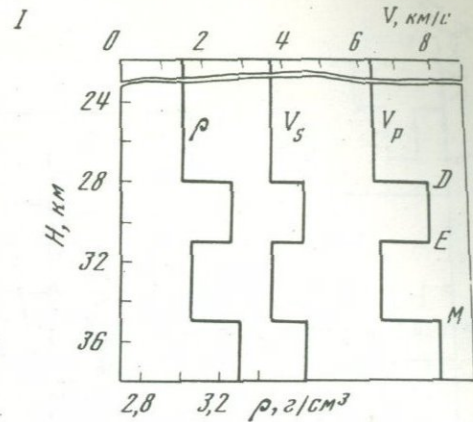
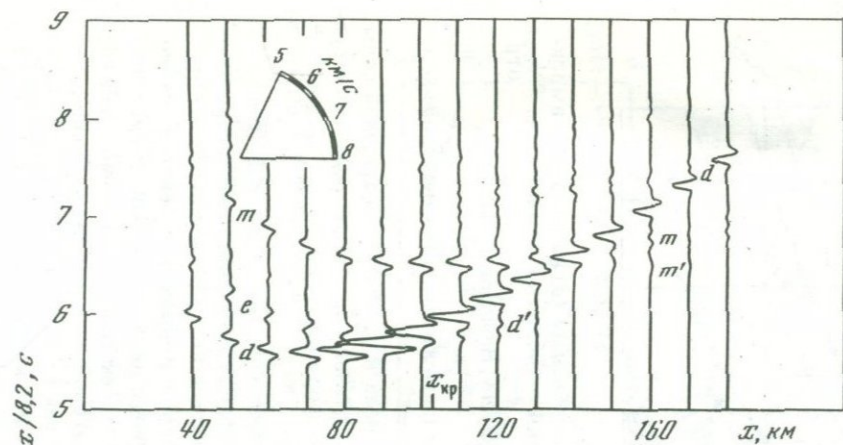


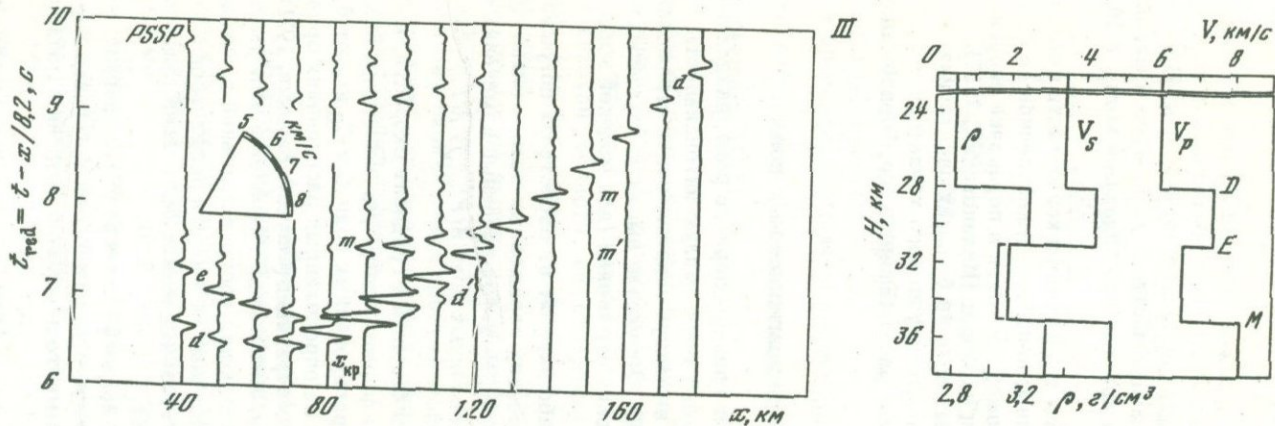
Р и с. 1.4 Влияние строения покрывающей толщи (а) на характер амплитудных графиков (б) волны, отраженной от подошвы земной коры $P_{\text{отр}}^M$, и головной волны P_2^M (Červený, 1967a; Červený, Ravindra, 1971)

слоистых средах не меняет основных свойств амплитудных графиков отраженных и головных волн.

Отношение амплитуд отраженных волн $A_{\text{макс}}/A_0$ для моделей коры без волноводов составляет 2–6; при наличии над М волновода амплитудный график отраженной от М волны деформируется и $A_{\text{макс}}$ может почти исчезнуть.

Из теоретических сейсмограмм, приведенных на рис. 1.5 (Fuchs, 1970) для трех моделей низов коры, содержащих волновод, можно отметить следующие особенности волнового поля. Во всех случаях отражения d и e от кровли и подошвы слоя с повышенной скоростью имеют большую интенсивность; характерным является резкое затухание отражения m при $x > 120$ км, в связи с чем возможна ошибочная корреляция этой волны при больших расстояниях – переход на волну, отраженную от вышележащей границы, так как привычным является доминирование волны, отраженной от М в закритической области. Интенсивность преломленных волн d' и m' существенно ниже, чем отраженных.





Р и с. 1.5. Теоретические сейсмограммы для трех моделей низов коры (Fuchs, 1970), содержащих слой высоких скоростей (СВС) и слой низких скоростей (СНС)
 Модели II и III отличаются меньшими значениями V_s и ρ в СНС, чем модель I



Для модели III (сильно пониженные значения V_s и ρ в волноводе, коэффициент Пуассона $\sigma < 0,25$), кроме того, большую интенсивность имеют волны PSSP.

Спектральные характеристики отраженных волн в докритической и закритической областях можно выразить горизонтальной прямой в системе координат (Af) — амплитуды не зависят от частоты. В критической области происходит уменьшение частоты максимума и ширины спектра сложной волны на 3–4 Гц при частоте падающей волны в 10 Гц (Шао Сюэ-чжун, 1966).

Форма записи отраженной волны в докритической области совпадает с формой записи падающей волны; наиболее существенное ее изменение в закритической области может состоять в перекачке энергии от первых фаз к последующим или наоборот (Малиновская, 1957).

Большая интенсивность кратных волн на больших расстояниях от источника и возможность образования группового характера записи, например, для $P_{отр}^M$ показана в ряде работ (Епинатьева, Чернобыльская, 1972; Нгон, 1971).

Динамика головных и рефрагированных волн

Амплитуды. Головные волны от границы первого рода, разделяющей однородные полупространства, имеют очень малую интенсивность. Их амплитуды в 10–100 раз меньше амплитуд закритических отражений от этих же границ (Алексеев, 1962). Затухание амплитуд головных волн более резкое, чем для закритических отражений (для моделей коры без волноводов).

Амплитуды головных волн слабо зависят от слоистости покрывающей среды, а амплитуды закритических отраженных волн — сильно (Cervený, 1967; Cervený, Ravindra, 1971). Поэтому основные изменения отношения амплитуд отраженных и головных волн $A(P_{отр})/A(P_r)$ связаны с поведением отраженной волны.

Если в нижней среде есть хотя бы малый градиент скорости, который даже невозможно выявить по форме годографа, амплитуды интерференционной головной C^+ и рефрагированных волн C и C_0 имеют большую интенсивность (рис. 1.6, а), на определенных расстояниях сравнимую с интенсивностью закритических отражений (Cervený, Ravindra, 1971).

Спектральные характеристики. Амплитуды головной волны уменьшаются с ростом частот. Преобладающая частота головной волны всегда меньше, чем падающей; преобладающая частота рефрагированной волны на некоторых больших расстояниях может быть даже выше частоты падающей волны (рис. 1.6, б).

Форма записи головных волн является интегралом от формы записи падающей волны $F(t)$ по времени; с удалением от источника в форме записи головной волны имеет место перекачка энергии в последующие фазы (Малиновская, 1957).

Для рефрагированных волн форма записи практически совпадает с формой падающей волны; характерна ее стабильность в упругой среде при изменении расстояния от источника (Берзон и др., 1969).

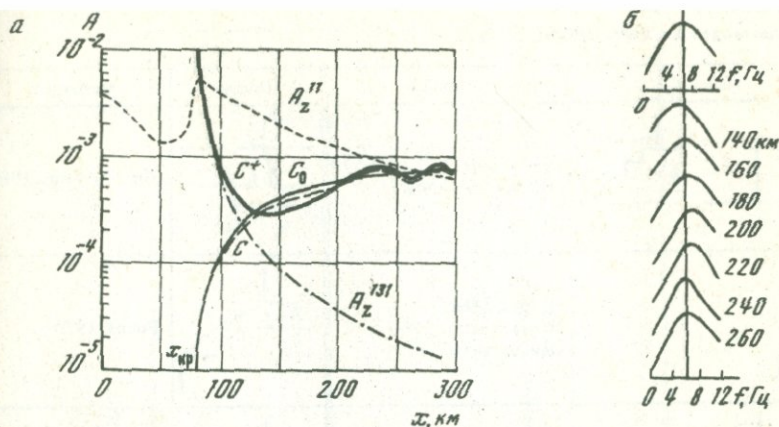


Рис. 1.6. Амплитудный график (а) и спектр (б) интерференционной рефрактированной волны C^+ .
 Для сравнения приведены амплитудные графики головной волны A_z^{131} , отраженной волны A_z^{11} и рефрактированных волн C_0 (чистая) и C (Сервены, Ravindra, 1971)

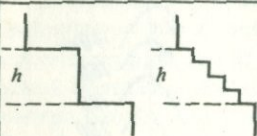
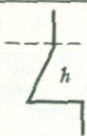
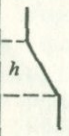
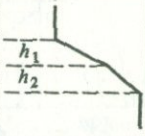
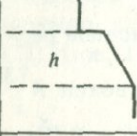

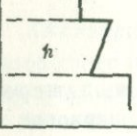
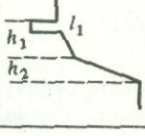
Таким образом, изучение динамических характеристик волн для сред с толстыми слоями, разделенными простыми границами первого порядка, приводит к выводу, что свойства отраженных волн в закритической области не отображают свойств границы (ее резкость), а определяются в большей степени свойствами покрывающей среды.

Сопоставление экспериментальных данных о динамике глубинных волн с теоретическими показало, что далеко не всегда можно принять для сейсмической границы простые модели. Поэтому теоретические исследования были обращены на изучение динамики волн в средах, содержащих сложные границы.

§ 4. ДИНАМИКА ВОЛН В СРЕДАХ, СОДЕРЖАЩИХ СЛОЖНЫЕ ГРАНИЦЫ - ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ

Модели переходных зон, рассматриваемых разными авторами, помещены в табл. 1.2, где они расположены по мере усложнения. Самые простые модели переходной зоны - это один или несколько однородных слоев, скорость в которых имеет промежуточное значение между скоростью в покрывающей и подстилающей толщах. Затем идут градиентные слои с границами второго порядка (изменение градиента). Далее следует серия моделей, в которых на кровле или подошве градиентного слоя конечной мощности введены усложнения, приводящие к усилению или ослаблению отражающих свойств за счет введения тонкого сильно-градиентного слоя, скачка скоростей или волновода.

Таблица 1.2
Виды моделей с переходным слоем

Модели	Источник	Модели	Источник
	Бессонова, Михота, 1968 Helmberger, 1968		Берзон и др., 1969
	Gupta, 1966 Берзон и др., 1969 Мишеньский, 1970		Fuchs, 1970
	Fuchs, 1970		Fuchs, 1970
	Fuchs, 1970		Fuchs, 1970

Динамика отраженных волн

Отраженные волны в средах с переходными слоями ограниченной мощности, сравнимой с длиной волны, исследовались в работах Р. Гупты (Gupta, 1966а, б), Шольте (Scholte, 1962), Б.П. Мишенькина (1970), И.С. Берзон и др. (1969), К. Фукса (Fuchs, 1968, 1969, 1970, 1971), В. Червени и Заградника (Cervený, Zahradník, 1972), Т. Хиразавы и М. Берри (Hirasawa, Berry, 1971) и др.

Основные выводы, которые можно сделать из этих работ относительно динамики волн, состоят в следующем.

Амплитуды. В докритической области коэффициенты отражения от переходного слоя имеют амплитуды A_0 меньше, чем от границы первого порядка при такой же разнице скоростей (рис. 1.7). Чем выше частота и чем больше мощность слоя, тем меньше коэффициент отражения (Gupta, 1966а; Мишенькин, 1970).

В закритической области коэффициент отражения близок к единице, как и в случае границы первого рода. Амплитудный график $A(x)$ имеет такую же форму, как и в случае резкой границы; отношение амплитуд вблизи источника к амплитуде $A_{\text{макс}}$ в области максимума всегда меньше единицы и менее, чем в случае границы первого рода. Область максимума амплитудного графика $A(x)$ сдвигается в сторону больших

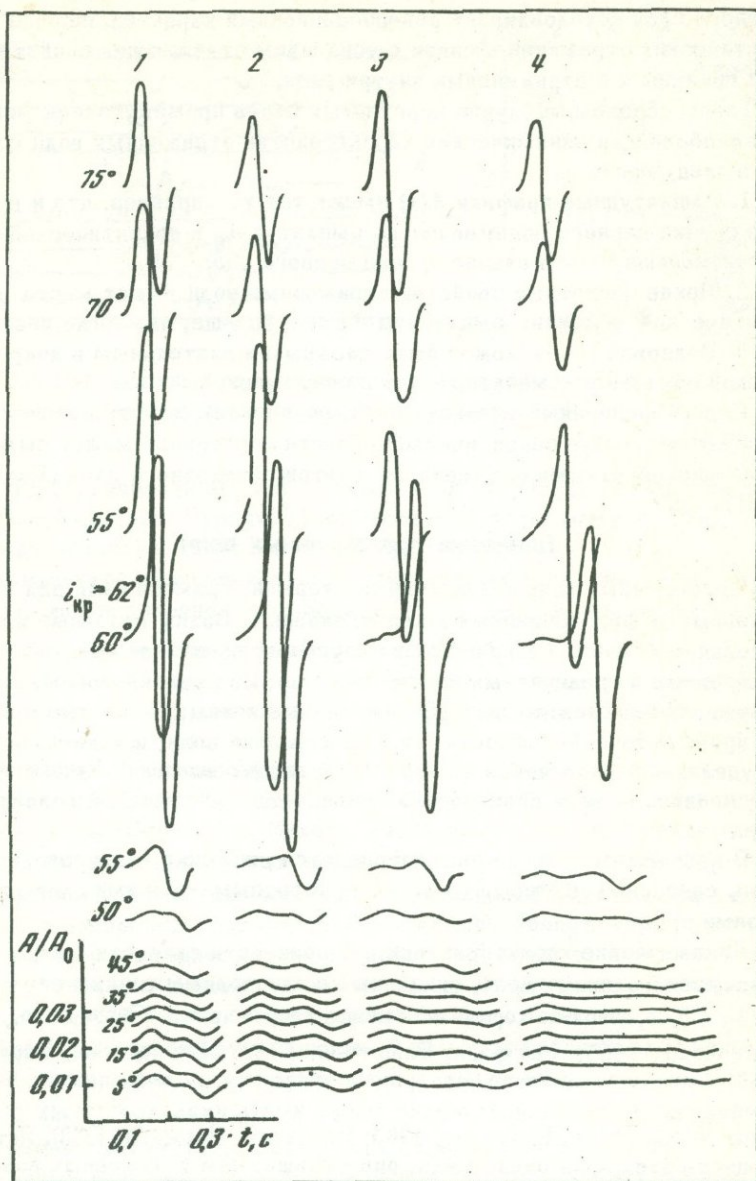


Рис. 1.9. Теоретические сейсмограммы отраженных волн от переходного слоя с линейным законом изменения скорости (Мишенькин, 1970)

$V_{p1} = 7,0$ км/с; $V_{p2} = 8,0$; $V_{s1} = 4,0$; $V_{s2} = 4,6$ км/с; $\rho_1 = 2,85$; $\rho_2 = 3,25$ г/см³; мощность переходного слоя h (км) и $h/\lambda_{ср}$: 1 - 0,5; 0,66; 2 - 0,75; 1; 3 - 1; 1,32; 4 - 1,5; 2

ходного слоя обуславливает реверберационный характер записей за критических отражений в связи с усилением отражающих свойства верхней границы и с отражениями внутри слоя.

Таким образом, в случае переходных слоев промежуточной мощности особенности динамических характеристик отраженных волн состоят в следующем.

1. Амплитудные графики $A(x)$ имеют тот же характер, что и в случае границ первого рода; величина амплитуд A_0 в докритической области меньше, чем в случае границ первого рода.

2. Яркие частотные свойства отраженных волн имеют место в докритической области; амплитуды A_0 тем больше, чем ниже частота.

3. Волновой пакет может быть сложным и длительным в докритической области и компактным – в закритической.

Реверберационный (многофазный, групповой) характер записей отраженных волн в закритической области расстояний может быть связан с многократными отражениями внутри переходного слоя (Fuchs, 1971).

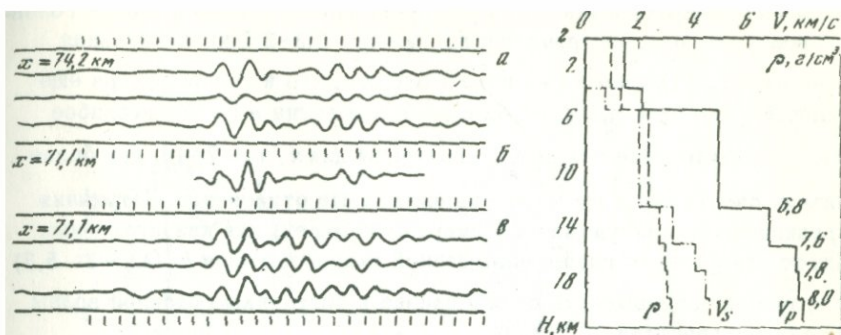
Динамика преломленных волн

Преломленные волны – обобщенный термин, применяемый для волн головных, рефрагированных и квазиголовных. Волны головные и рефрагированные связаны с границами полупространств (или толстых слоев), однородных и градиентных соответственно. Под квазиголовными подразумеваются сложные интерференционные волны, связанные с зонами промежуточной мощности (от 1 до 3–5 длин волн, в зависимости от удалений от источника и скоростной дифференциации). Кинематика квазиголовных волн практически совпадает с кинематикой головных волн.

В настоящем разделе рассматривается динамика квазиголовных волн, связанных с однородными и неоднородными тонкими слоями и слоями промежуточной мощности $h/\lambda = 1 \div 3$.

Динамические характеристики и особенности скорости распространения квазиголовных волн, связанных с однородным тонким слоем $h_2/\lambda_2 \leq 0,25$, довольно хорошо исследованы в ряде работ (Ризниченко, 1956; Rosenbaum, 1965; Файзулин, Епинатьева, 1967; Епинатьева, Карус, 1967; и др.). Установлено, что форма записи таких волн должна быть компактной и стабильной; они не могут иметь низкочастотных составляющих (Молотков, Крауклис, 1963; Крауклис, Молотков, 1963). Интенсивность этих волн очень мала, она меньше, чем у головных волн, связанных с границей полупространств. Затухание амплитуд с расстоянием слабое, пропорционально $x^{-0,5}$.

Динамика квазиголовных волн, связанных со слоями конечной мощности, изучалась для разных моделей среды: переходный однородный слой (Бессонова, Михота, 1968; Helmberger, 1968); переходный градиентный слой (Nakamura, 1964, 1968; Nakamura, Howell, 1964, Епинатьева, Юхнин, 1970; Fuchs, 1970, 1971, 1972; Hirasawa, Berry, 1971,



Р и с. 1.10. Наблюдаемые (а, в) и синтетические (б) сейсмограммы, рассчитанные для модели земной коры (в) (Helmberger, 1968)

Юхнин, 1973); однородный слой с повышенной скоростью (Levin, Ingram, 1962; Гильберштейн, Гурвич, 1963; Spenser, 1965; Laverigne, 1966; Кун, Подьяпольский, 1973; Юхнин, 1973).

Динамические характеристики квазиголовных волн, связанных с разными слоями конечной мощности ($h_2/\lambda_2 = 1 \div 3$), в силу интерференционной природы этих волн имеют некоторые общие особенности: 1) они обладают большей интенсивностью по сравнению с головной волной от полупространства и 2) для них имеет место сложное изменение формы записи и амплитуд с расстоянием.

Амплитуды. Уровень амплитуд зависит от толщины однородного переходного слоя: чем больше толщина слоя, тем больше интенсивность головной волны (Бессонова, Михота, 1968). Относительный максимум амплитуд при данных расчетах имеет место при $h_2/\lambda_2 = 1, 3, 5 \dots$

При расчетах синтетических сейсмограмм для переходных зон, состоящих из однородных слоев, Д.Хельмбергер (Helmberger, 1968) установил, что за счет подпитывания энергией отражений от нижележащей границы интерференционные головные волны могут иметь амплитуды даже больше, чем закритические отражения (рис. 1.10).

Амплитуда интерференционной головной волны от градиентного переходного слоя при $h_2 = \lambda_2$ в несколько раз (до 3) больше амплитуды головной волны от границы полупространства (Nakamura, 1968).

Отношение амплитуд закритических отражений и интерференционных головных волн $A_{отр}/A_{Г}$, определенное по графикам $A(x)$ на расстоянии 120 км при глубине границы $MH = 30$ км, составляет 10 и 60 для слоев толщиной в 2 и 0,01 км соответственно (Hirasawa, Berry, 1971).

Интенсивность квазиголовных волн от однородного слоя с повышенной скоростью при изменении толщины слоя h_2 от $1,33$ до $5,35\lambda_2$ возрастает на два порядка (при $x > 7h_1$), т.е. чем толще слой, тем интенсивнее суммарная квазиголовная волна. Для толстых слоев при $h_2/\lambda_2 =$

$= 5,3 \div 4,0$ суммарная волна в 5–8 раз превышает по интенсивности головную волну от полупространства; при $h_2/\lambda_2 = 3,3 \div 2,7$ квазиголовная волна имеет примерно ту же интенсивность, что и головная; при еще меньшей мощности $h_2/\lambda_2 = 1 \div 2$ суммарная волна в 5–10 раз слабее головной волны. Все эти данные получены для $x/h_1 = 7 \div 15$; при более близких расстояниях возможны значительные отклонения. Затухания осредненных амплитуд (или амплитуд огибающей) для квазиголовных волн от однородного слоя с повышенной скоростью (при $h_2/\lambda_2 = 1 \div 5,3$) мало зависит от мощности слоя и близко к затуханию головной волны от полупространства.

Спектральные характеристики квазиголовных волн от однородного переходного слоя имеют вид слабо флуктуирующих кривых и свидетельствуют о росте амплитуд с ростом частоты (Бессонова, Михота, 1968). Для жидкого градиентного слоя в работе Т.Хиразавы и М.Берри (Hirasawa, Berry, 1971) получена обратная зависимость: амплитуды слабо убывают с ростом частоты.

По данным моделирования в работе Н.Ф. Юхнина (1973) получены следующие результаты: 1) спектр квазиголовной волны от однородного слоя с повышенной скоростью на больших расстояниях более высокочастотный, чем для головной волны от полупространства, за счет наложения волны, отраженной от подошвы слоя; 2) спектр волны от градиентного переходного слоя изменяется с расстоянием сложно, отмечаются участки увеличения и уменьшения преобладающей частоты.

Форма записи квазиголовных волн от переходных слоев и однородного слоя с повышенной скоростью более сложная, чем форма записи головных или рефрагированных волн, и, главное, изменяется при изменении расстояния (Юхнин, 1973). По расчетам К.Фукса (Fuchs, 1970, 1971), для переходного слоя мощностью $h \approx 5$ км в результате внутренних отражений и интерференции запись преломленной волны имеет реверберационный характер. К. Фукс исследовал это явление при расчете синтетических сейсмограмм и с помощью метода стационарной фазы. Он обнаружил, что головные волны имеют аномальную дисперсию, и считает, что реверберационный характер записи R^M может служить пр
признаком резкости верхней границы переходной зоны (рис. 1.11); потому что введение вместо резкой границы сильно градиентного слоя мощностью в 2 км (при изменении скоростей в этом слое от 6,4 до 7,96 км/с) снимает реверберационный характер записи (при мощности слоя в кровле переходной зоны менее 2 км реверберация имеет место).

Попытка использовать наличие реверберации для того, чтобы установить характер изменения скорости в переходном слое, не увенчалась успехом. При сравнении теоретических сейсмограмм закритических отражений и преломленных волн для случаев однородного переходного слоя и слоев с положительным или отрицательным градиентом скорости

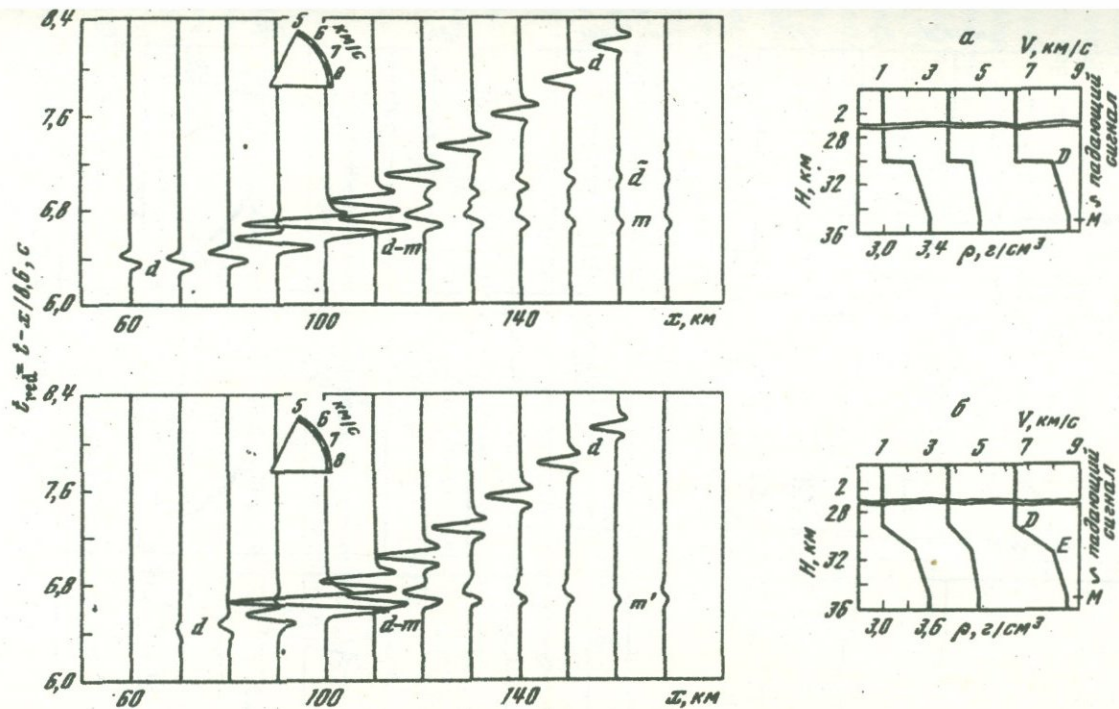


Рис. 1.11. Теоретические сейсмограммы, иллюстрирующие зависимость реверберационного характера записи рефрагированных волн от резкости верхней границы переходного слоя (Fuchs, 1970)

a – граница резкая (наличие фазы \bar{d}); *б* – граница в виде переходного слоя (фаза \bar{d} отсутствует)

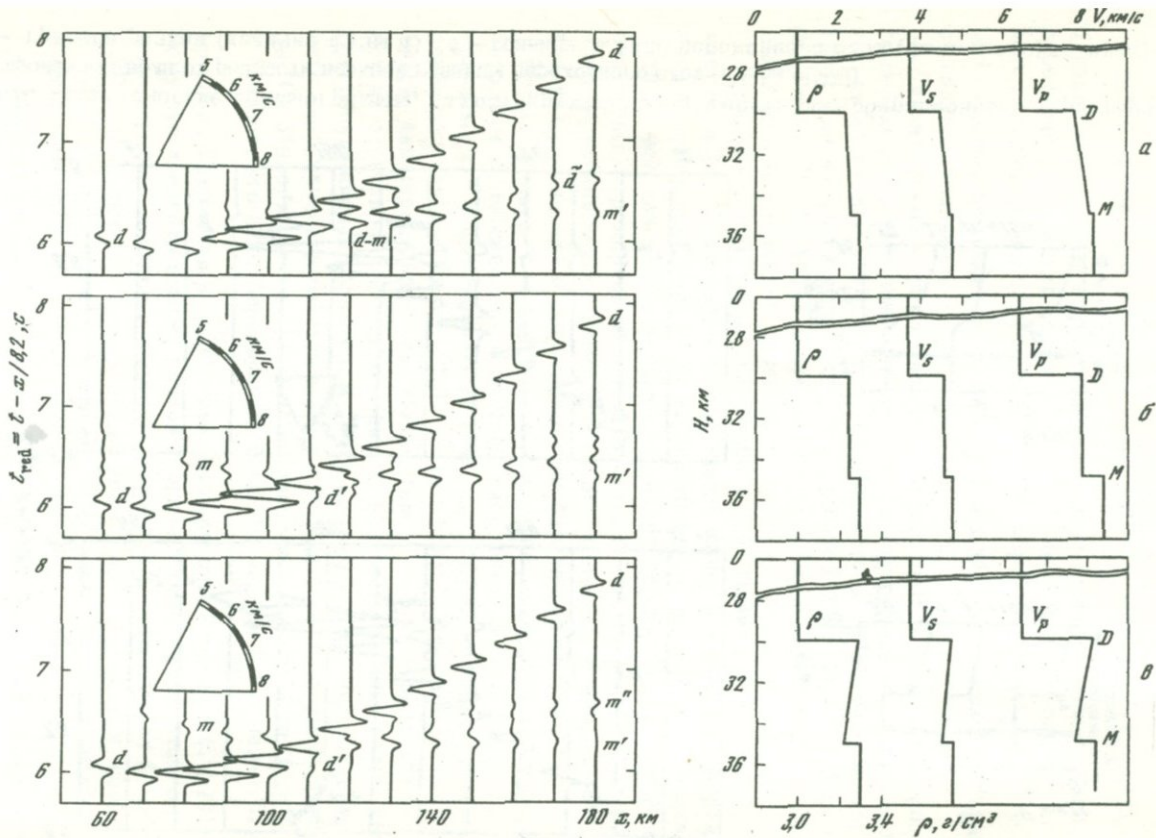


Рис. 1.12. Теоретические сейсмограммы для трех моделей переходной зоны: с положительным градиентом (а), с постоянной скоростью (б) и с отрицательным градиентом (в) (Fuchs, 1970)

оказалось, что эти теоретические сейсмограммы очень близки и практически их различить нельзя (рис. 1.12).

Как показал К.Фукс (Fuchs, 1971), метод стационарной фазы позволяет исследовать зависимость реверберационного характера головных волн от параметров переходной зоны. Можно прогнозировать изменения области регистрации ревербераций в зависимости от мощности переходной зоны, пределов изменения скоростей внутри зоны, степени резкости верхней границы переходной зоны. Так, например, область регистрации реверберации тем протяженнее и тем далее от источника, чем меньше разница скоростей на кровле и подошве зоны и чем больше мощность переходной зоны.

Для квазиголовных волн, связанных со слоем повышенной скорости (Кун, Подъяпольский, 1973), форма записи изменяется с уменьшением мощности h_2 слоя следующим образом: 1) имеет место постепенный переход от симметричного импульса, мало меняющегося при изменении h_2 и x , характерного для слоев мощностью $h_2/\lambda_2 = 5,3 \div 4,0$, к асимметричному неустойчивому импульсу при $h_2/\lambda_2 = 3 \div 1$; 2) отмечается возрастание амплитуд и периодов фаз последующей части записи, т.е. появление низкочастотного "хвоста".

Форма записи суммарных волн изменяется с увеличением расстояния x : относительная интенсивность последующих фаз возрастает, а первых — падает до полного исчезновения. Максимум энергии переходит к более поздним фазам, которые последовательно приближаются к началу импульса, так как они имеют большую кажущуюся скорость, чем первые фазы. Эти изменения тем резче, чем тоньше слой (в диапазоне $h_2/\lambda_2 = 1 \div 5,35$). Это явление было замечено и объяснено Т. Спенсером (Spenser, 1965), а потом более подробно проанализировано в работе В.В. Кун и Г.С. Подъяпольского (1973).

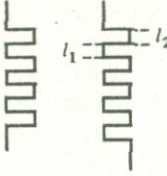



§ 5. ДИНАМИКА ВОЛН В СЛУЧАЕ СЛОЖНЫХ ГРАНИЦ — ИНВЕРСИОННЫХ ТОНКОСЛОИСТЫХ ЗОН

Изучению динамики отраженных волн при нормальном и косом падении на инверсионные тонкослоистые модели, имитирующие границы, встречающиеся при сейсморазведке в нефтегазоносных провинциях, посвящено много работ (Гурвич, 1952; Берзон, 1959, 1965, 1967; Михайлова, Парийский, 1964; Кондратьев, 1965; Михайлова и др., 1968; Иванова, 1967; Стародубровская и др., 1967; Ратникова, Левшин, 1967, и др.).

Исследовались периодические и непериодические детерминистические модели, а также модели со случайной структурой (Кац и др., 1969; Берзон и др., 1972), имитирующие условия, встречающиеся в сейсморазведке при исследовании осадочных толщ, и одна модель, имитирующая условия, характерные для рудной сейсморазведки или для условий верхней части консолидированной коры.

Таблица 1.3

Виды инверсионных тонкослоистых моделей

Класс моделей	Группы моделей	Вид моделей	Источник
Детерминированные	Периодические		Fuchs, 1968, 1969, 1970
	Сложные непериодические		Fuchs, 1970
	Инверсионно-градиентная		Берзон, 1973
Стохастические	Ансамбль непериодических моделей; V_p , V_s , ρ , l распределены по нормальному закону		Берзон и др., 1972 Davydova et al., 1972 Давыдова и др., 1973

В работе И.С. Берзон и др. (1972) показано, что в квазиоднородной среде, содержащей пачки со случайной структурой, при нормальном распределении параметров V_p , V_s , ρ , l могут возникать довольно интенсивные отраженные продольные PP и обменные PS волны, а также проходящие обменные волны.

Для осадков в океане и в море расчеты динамики отраженных волн выполнены В.В. Здравениным (1971) и В.Я. Карпом (1972). Были проведены расчеты и для глубинных сейсмических границ (Fuchs, 1968, 1969, 1970, 1971; Берзон и др., 1969; Берзон, 1973; Davydova et al.,

1970, 1972; Давыдова, 1972; Давыдова и др., 1972, 1973; Давыдова, Михота, 1973; Лоссовский, 1969, 1972, 1973).

Виды исследованных разными авторами моделей сведены в табл. 1.3.

Тонкослоистые инверсионные модели можно разделить на две большие группы: детерминированные и стохастические (со случайной структурой). Среди детерминированных в свою очередь можно выделить: 1) периодические модели; особо следует отметить модели, имитирующие подплавление в низах коры и разную степень анизотропии (квазианизотропии); 2) сложные модели (Fuchs, 1970) – тонкослоистая инверсионная структура слоя с низкой скоростью (СНС), перекрытого слоем с высокой скоростью (СВС) и 3) инверсионно-градиентную модель (Берзон, 1973).

Динамика отраженных волн

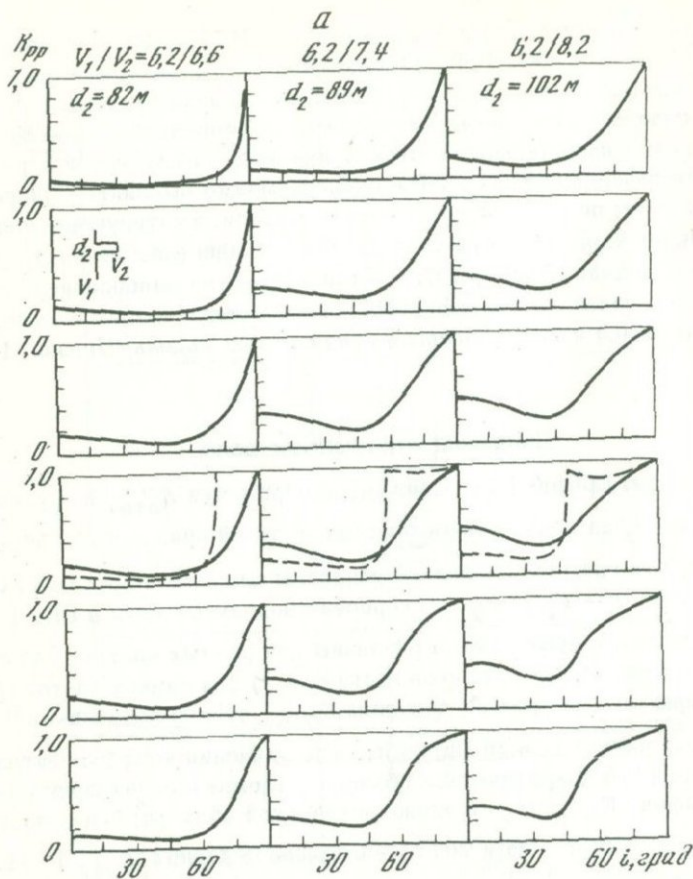
Амплитуды. Графики коэффициентов отражения $K_{отр}$ в функции угла падения i_p для двух тонкослоистых моделей приведены на рис. 1.13. Как видно, эти графики несколько различны для разных отношений скоростей V_1/V_2 (где V_1 и V_2 – скорости продольных волн в СНС и СВС соответственно) и существенно различны для разных частот. Основными особенностями этих графиков являются: 1) для низких частот ($f = 5$ Гц) – практически нулевые значения $K_{отр}$ вблизи источника; 2) для резонансных частот ($f = 20$ Гц) – большие значения коэффициентов отражения (до 1!) в докритической области и сложный осциллирующий характер графика $K_{отр}(i_p)$ в околокритической области; 3) для частот выше резонансных ($f = 25$ и 30 Гц) – большие значения $K_{отр}$ в околокритической области.

В связи с этим для тонкослоистых инверсионных моделей границ амплитудный график $A(x)$ может быть одного из трех видов: 1) с максимумом в области $x_{кр}$ (так же, как для границ первого порядка и переходных зон); 2) осциллирующий примерно около одного уровня; 3) спадающего типа, когда $A_0 > A_{кр}$ (в этом случае отсутствует абсолютный максимум в околокритической области, т.е. имеем $A_0/A_{кр} \geq 1$).

В случае больших коэффициентов анизотропии тонкослоистой инверсионной зоны (Fuchs, 1970) отражения m от подошвы этой зоны очень слабы (рис. 1.14).

Для сложных моделей, содержащих толстый СВС и под ним волновод с тонкослоистой структурой, характерно доминирование отражения от кровли СВС и резкое затухание отражения m при $x > 120$ км (рис. 1.15; Fuchs, 1970).

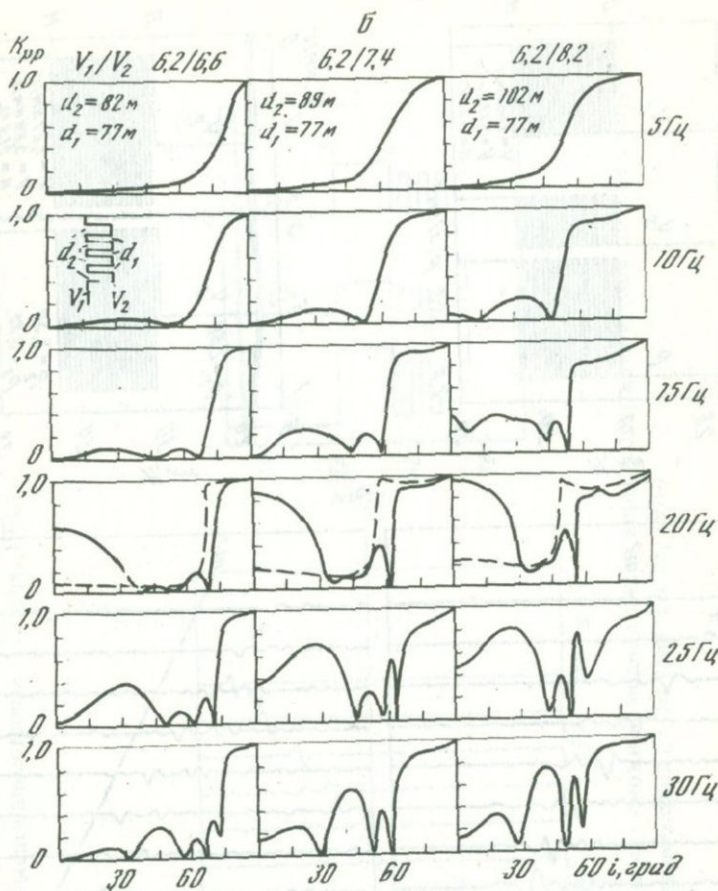
Амплитудные графики инверсионно-градиентной модели имеют такую же форму, как и для границ первого рода (Берзон, 1973).



Р и с. 1.13. Зависимость модуля коэффициента отражения от угла падения для двух тонкослойных инверсионных моделей глубинных сейсмических границ (а, б) при разных значениях частоты и отношениях скоростей V_1/V_2 (Fuchs, 1968)

В случае пачек со случайной структурой интенсивность отраженных волн может быть сравнимой с интенсивностью волн от границ первого рода и пачек слоев, заметно отличающихся по скоростям от вмещающей среды (Берзон и др., 1972).

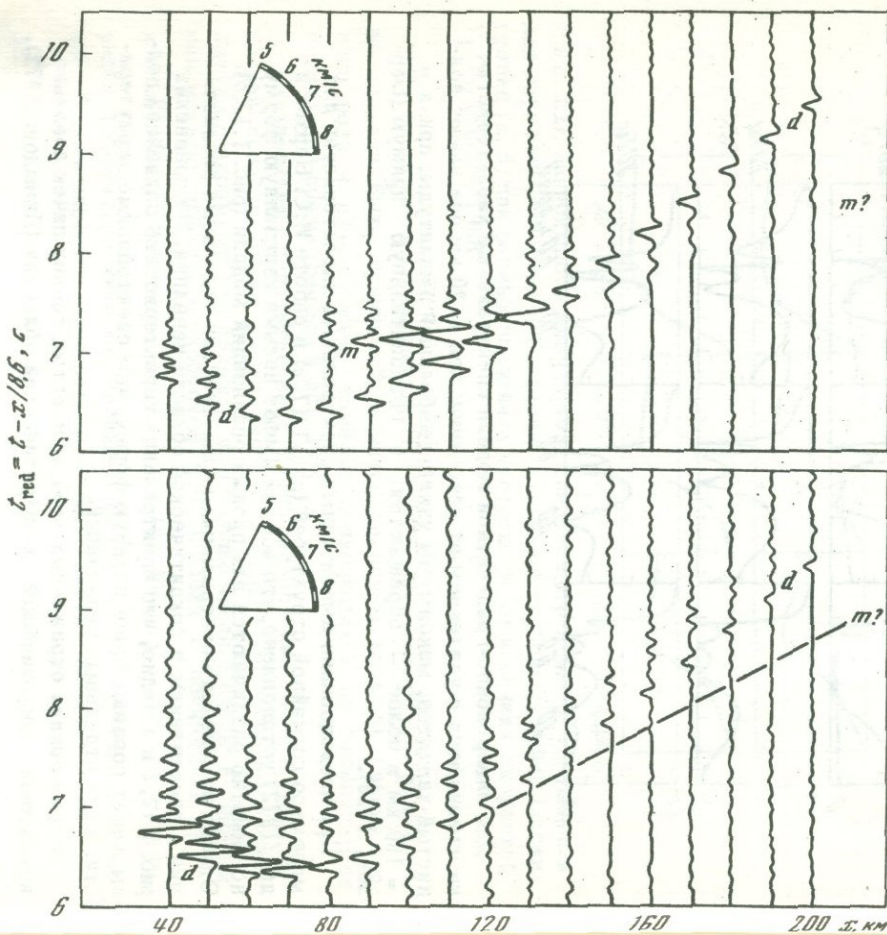
Спектральные характеристики для периодических пачек в докритической области имеют периодический резонансный характер. Амплитуда максимума тем больше, чем больше число n слоев в пачке и чем меньше отношение скоростей V_1/V_2 в слоях с пониженной (V_1) и повышенной (V_2) скоростями (рис. 1.16). Ширина максимума спектральной характеристики тем больше, чем меньше слоев. В закритической области характер спектральных характеристик мало исследован.



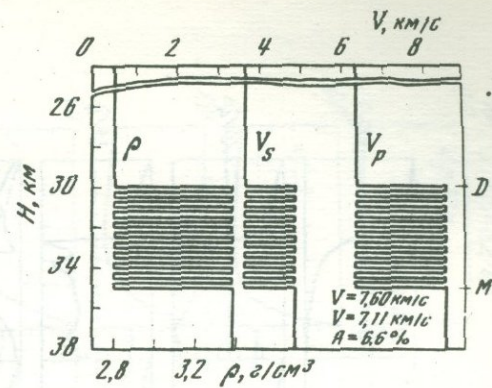
Для инверсионно-градиентной модели спектральные характеристики изменяются с удалением от источника: при $x=20$ км они имеют волнистый характер, максимумы узкие и небольшой амплитуды; при $x=160$ км и более — обращаются в горизонтальную прямую (Берзон, 1973).

При исследовании амплитудных спектральных характеристик для модели со случайной структурой (рис. 1.17, а) в работе И.С. Берзон и др. (1972) установлено, что все они имеют весьма изрезанную форму, но заметно различаются для разных реализаций модели (рис. 1.17, б). Однако изменения спектральных характеристик отдельных реализаций с расстоянием в докритической области невелики. Из сравнения рис. 1.17, б и в видно, что спектральная характеристика случайной волны имеет гораздо более плавную форму, чем спектральные характеристики для отдельных реализаций.

Форма записи отраженных волн от простых тонких пачек довольно компактная в докритической и закритической областях (Давыдова, 1972).



а



б

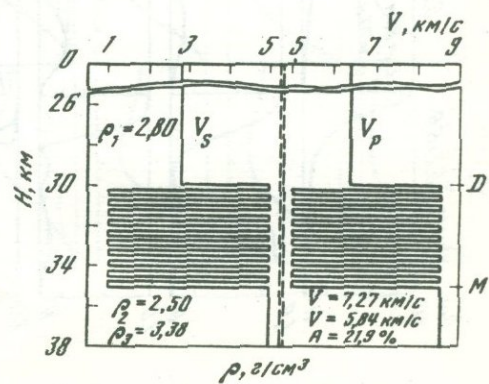


Рис. 1.14. Теоретические сейсмограммы для двух моделей тонкослоистых инверсионных зон, имитирующих область М, при разных значениях коэффициента анизотропии A (Fuchs, 1970)

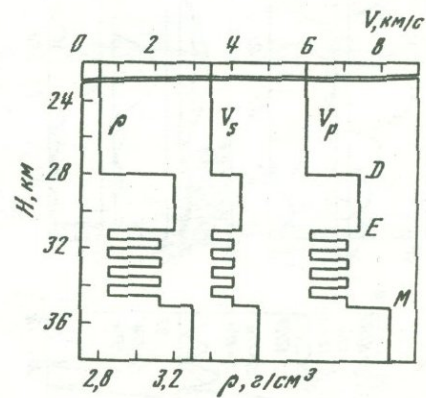
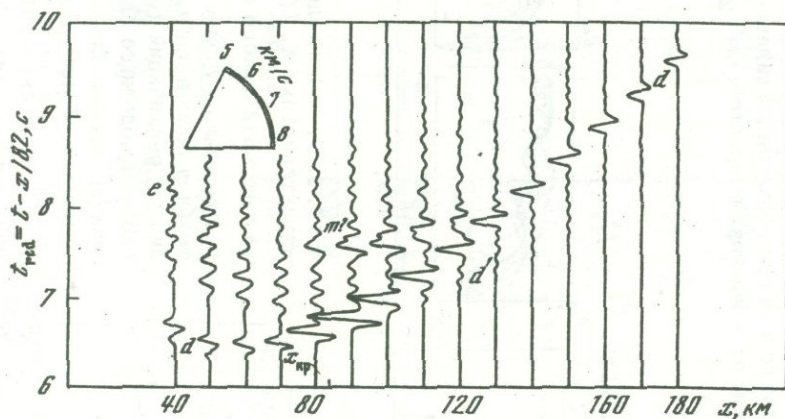


Рис. 1.15. Теоретические сейсмограммы для сложной модели низов коры, содержащей слой высоких скоростей (СВС) и волновод (СНС) с тонкослоистой инверсионной структурой (Fuchs, 1970)

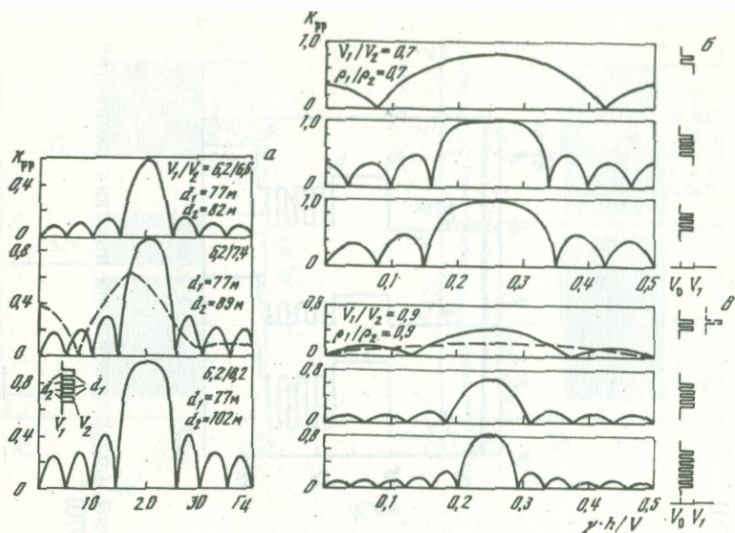


Рис. 1.16. Зависимость ширины и амплитуды основного максимума спектра волны, отраженной при нормальном падении от тонкослойной инверсионной пачки, от отношения скоростей V_1/V_2 (а) и числа слоев (б, в) (Fuchs, 1968)



Рис. 1.17. Амплитудные спектральные характеристики $K_{pp}(f)$ и $K_{ps}(f)$ (б), оценка математического ожидания $\bar{K}_{pp}(f)$ и построенная на уровне $\pm 3\sigma/\sqrt{n}$ доверительная полоса при $i_p = 45^\circ$ (в) для различных реализаций тонкослойной инверсионной модели со случайной структурой (а), находящейся в верхней части консолидированной коры (Берзон и др., 1972)

σ — среднеквадратичное отклонение единичной амплитудной спектральной характеристики, n — число реализаций

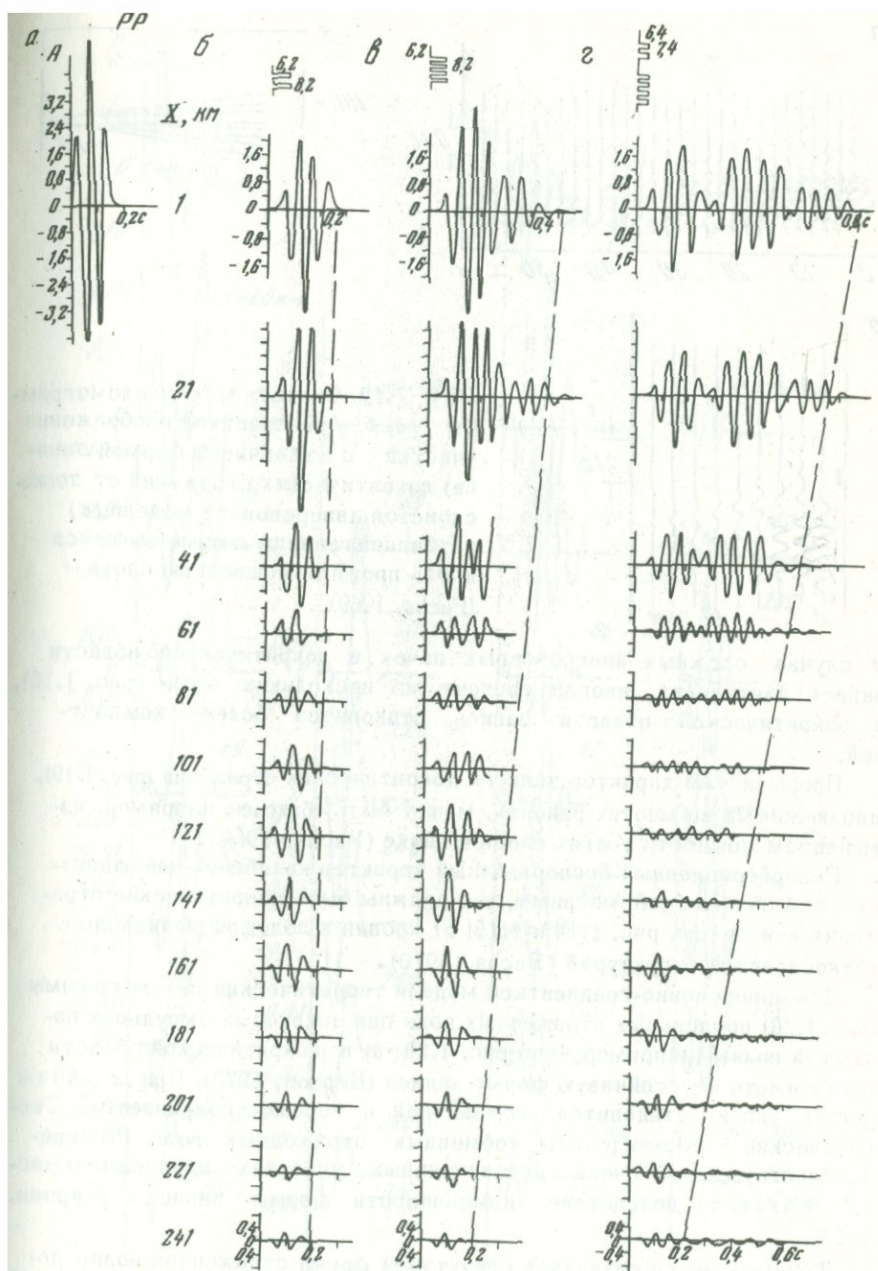


Рис. 1.18. Изменение структуры волнового пакета при удалении от источника для некоторых тонкослоистых инверсионных моделей глубинных сейсмических границ (б, в, г) при заданной форме (а) падающего импульса (Давыдова, 1972)

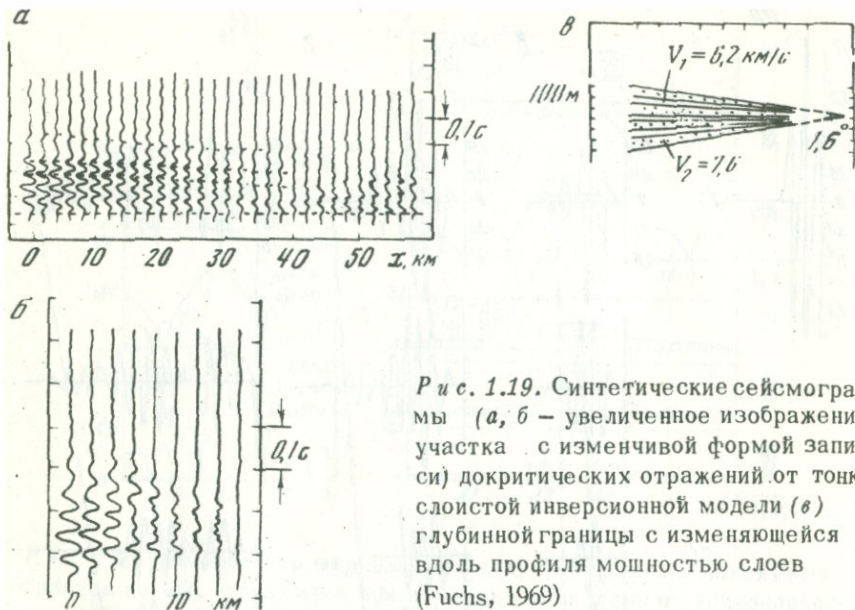


Рис. 1.19. Синтетические сейсмограммы (а, б — увеличенное изображение участка с изменчивой формой записи) докритических отражений от тонкослоистой инверсионной модели (в) глубинной границы с изменяющейся вдоль профиля мощностью слоев (Fuchs, 1969)

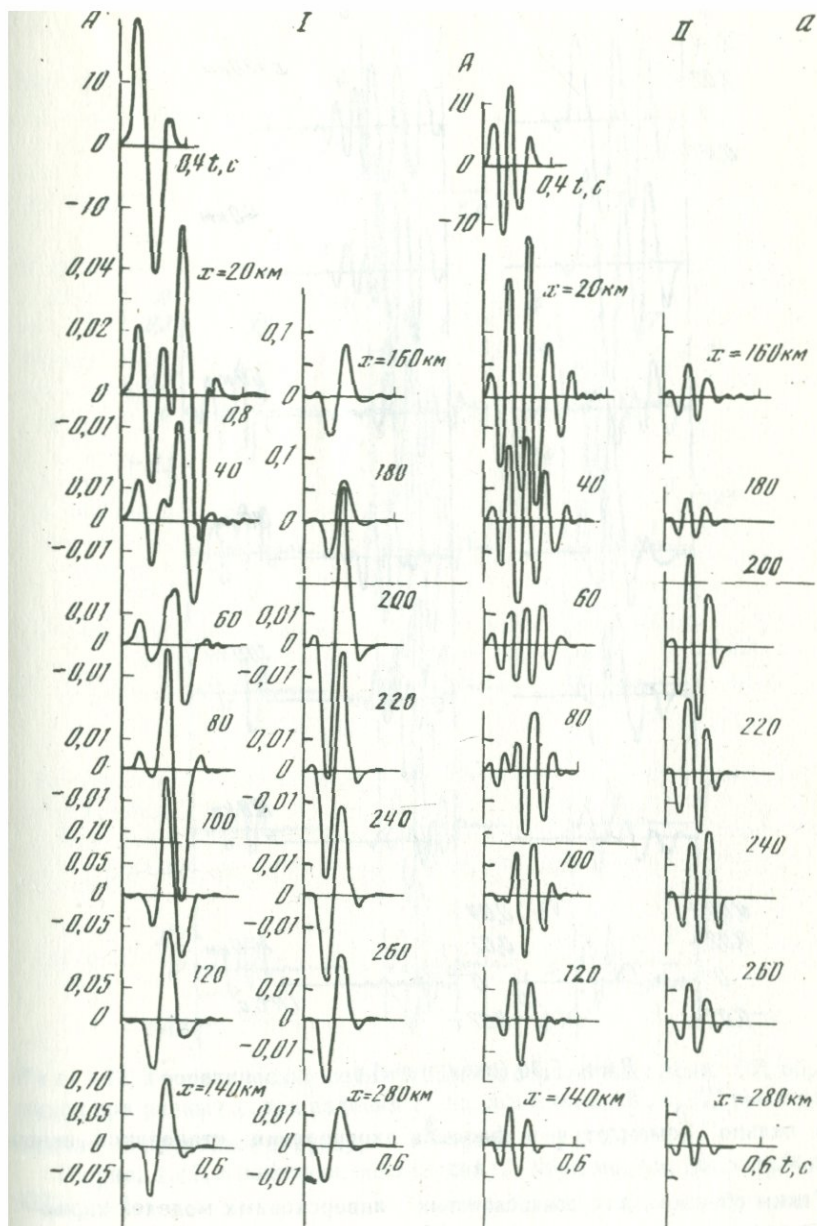
В случае сложных инверсионных пачек в докритической области запись длительная, иногда состоит из нескольких волн (рис. 1.18), в закритической области запись становится более компактной.

Прерывистый характер записей докритических отражений (рис. 1.19), наблюдаемый во многих районах, может быть объяснен, например, изменением мощности тонких слоев в пачке (Fuchs, 1969).

Реввербационный беспорядочный характер колебаний наблюдается в той области сейсмограмм, где должны быть докритические отражения e и m (см. рис. 1.14 и 1.15) от кровли и подошвы волновода с тонкослоистой структурой (Fuchs, 1970).

Для инверсионно-градиентной модели теоретические сейсмограммы (рис. 1.20) продольных отраженных волн при некоторых импульсах падающей волны (например, I на рис. 1.20, а) в докритической области могут иметь неустойчивую форму записи (Берзон, 1973). При $x \geq 60$ км форма записи становится компактной и хорошо сохраняется. Теоретические сейсмограммы обменных отраженных волн PS свидетельствуют об очень ограниченных участках прослеживаемости этих волн вследствие изменчивости формы записи (Берзон, 1973).

Для моделей со случайной структурой форма отраженной волны достаточно устойчива при слабых флуктуациях структуры вдоль профиля (Берзон и др., 1972). Фазовая корреляция в таких условиях возможна на больших интервалах расстояний (рис. 1.21). При сильных флуктуациях структуры пачки по профилю форма отраженных



Р и с. 1.20. Теоретические сейсмограммы продольных PP (а) и обменных PS (б) волн, отраженных от области M , рассчитанные для двух импульсов I и II, взятых из эксперимента (Берзон, 1973)

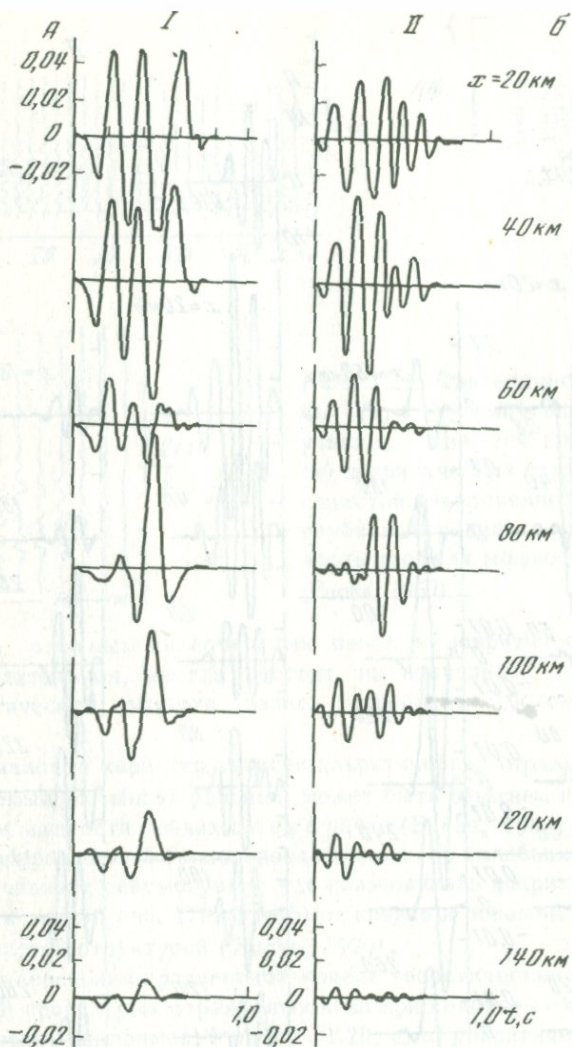


Рис. 1.20 (окончание)

волн сильно изменяется и фазовая корреляция становится невозможной.

Таким образом, для тонкослоистых инверсионных моделей характерны следующие особенности отраженных волн:

1. Возможны три типа амплитудного графика $A(x)$: а) с минимумом в докритической области и максимумом в области $x_{кр}$; б) осциллирующий примерно около одного уровня; в) осциллирующий вокруг линии, спадающей в направлении от источника.

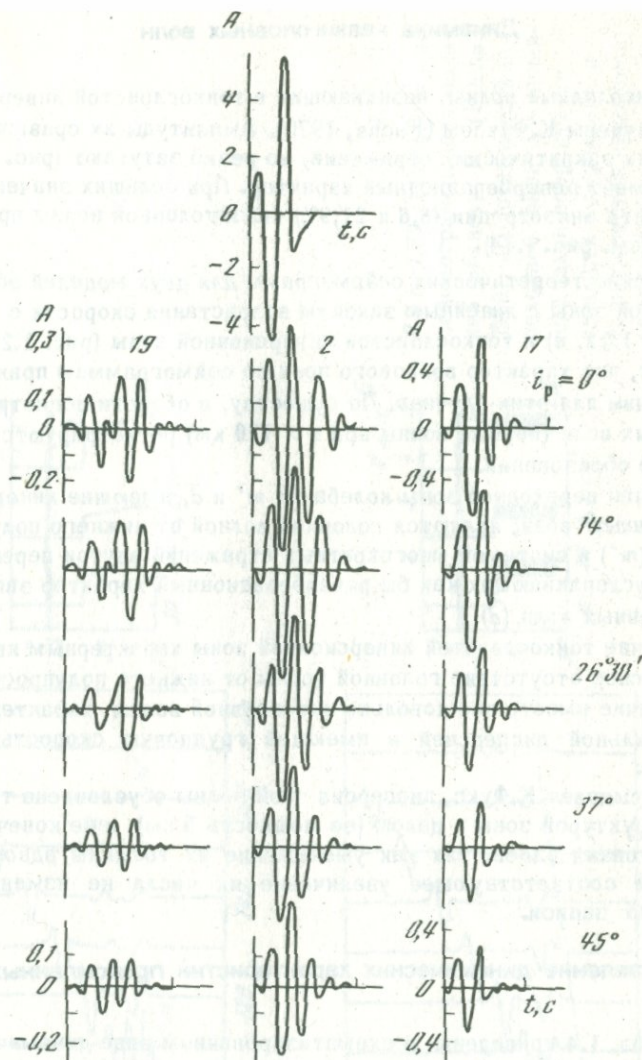


Рис. 1.21. Теоретические сейсмограммы отраженных волн PP , образующихся при разных углах падения i_p на различные (19, 2, 17) реализации модели со случайной структурой (Берзон и др., 1972).

На рис. 1.17, а показана реализация (2) этой модели (Берзон и др., 1972)

2. Спектры в докритической области имеют резонансный характер, в закритической области они мало изучены.

3. В докритической области может быть длительная сложная структура волнового пакета.

Квазиголовные волны, возникающие в тонкослоистой инверсионной среде, изучены К.Фуксом (Fuchs, 1970). Амплитуды их сравнимы с амплитудами закритических отражений, но резко затухают (рис. 1.22). Запись имеет реверберационный характер. При больших значениях коэффициента анизотропии (6,6 и 21,9%) квазиголовной волны практически нет (см. рис. 1.14).

Сравнение теоретических сейсмограмм для двух моделей области М-переходной зоны с линейным законом возрастания скорости с глубиной (рис. 1.22, а) и тонкослоистой инверсионной зоны (рис. 1.22, б) — показывает, что характер волнового поля по сейсмограммам практически не различим для этих случаев. По существу, в области регистрации преломленных волн (первые волны при $x > 120$ км) регистрируются разные волновые образования.

В случае переходной зоны колебания m' и \bar{d} , имеющие кинематику преломленных волн, являются головной волной от нижнего полупространства (m') и системой многократных отражений внутри переходной зоны, обуславливающих как бы реверберационный характер записей преломленных волн (\bar{d}).

В случае тонкослоистой инверсионной зоны характерным является практическое отсутствие головной волны от нижнего полупространства и наличие вместо неё довольно интенсивной волны, характеризующейся сильной дисперсией и имеющей групповую скорость 8,2–8,3 км/с.

Как отмечает К.Фукс, дисперсия этой волны обусловлена тонкослоистой структурой зоны в целом (ее мощность 5 км), а не конечной мощностью тонких слоев, так как уменьшение их толщины вдвое (до 125 м) и соответствующее увеличение их числа не изменяют существенно записи.

Сопоставление динамических характеристик преломленных волн

В табл. 1.4 приведены в схематизированном виде динамические характеристики преломленных волн — головных, рефрагированных и квазиголовных — для соответствующих моделей сред.

Как известно, годографы головных волн прямолинейны, а рефрагированных — криволинейны. Кинематика квазиголовных волн практически совпадает с кинематикой головных волн.

Динамические характеристики квазиголовных волн в общих чертах однотипны для разных моделей среды. В отличие от головных и рефрагированных волн, форма записи квазиголовных волн изменяется при удалении от источника, соответственно изменяются и спектры. Интенсивность их сравнима с интенсивностью закритических отраженных волн и, следовательно, существенно больше интенсивности головных волн.

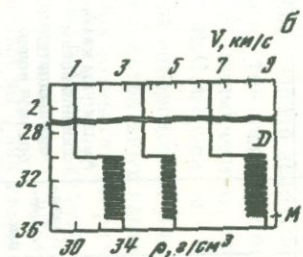
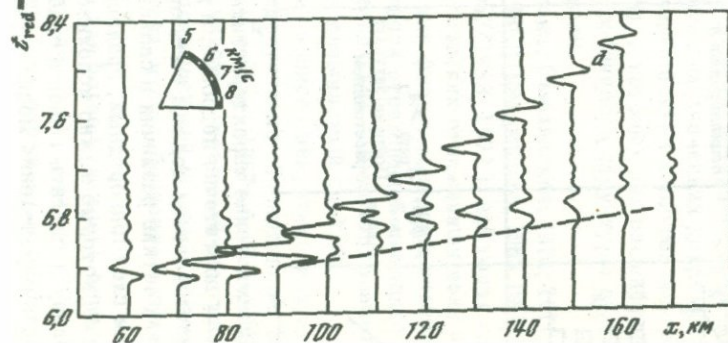
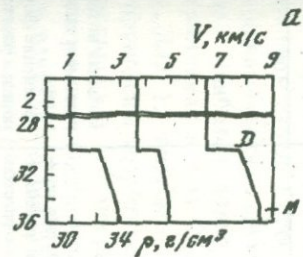
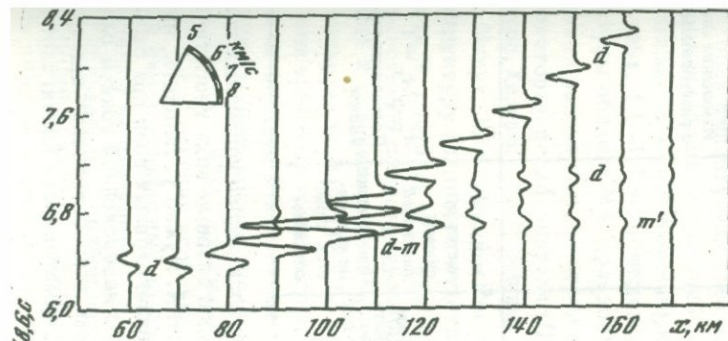

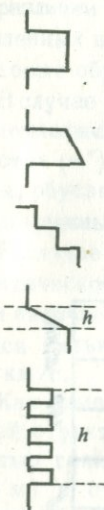



Рис. 1.22. Теоретические сейсмограммы для моделей области М (Fuchs, 1970), представленной переходной зоной (а — линейный закон возрастания скорости с глубиной) и тонкослоистой инверсионной зоной (б)

Таблица 1.4

Динамические характеристики преломленных волн

Модель	Тип волны	$A(x)$	$A(f)$	Форма записи	Диагностические признаки
	Головная	$A_{\Gamma}/A_{\text{отр}}(x) = 0,1 \div \div 0,01$ $A \sim x^{-3/2}$	$A \sim f^{-1}$	Интеграл от формы падающей волны Практически не изменяется с расстоянием	$A_{\Gamma}/A_{\text{отр}}(x) = 0,1 \div \div 0,01$ $A \sim x^{-3/2}$ $A \sim f^{-1}$ Постоянство формы записи
	Квази-головная	Амплитуды квази-головной волны более амплитуд головной волны График $A(x)$ — осциллирующий	Спектр изменяется с расстоянием	Форма записи изменяется с расстоянием	Большая интенсивность, чем головной волны Изменение формы записи с расстоянием Изменение спектра с расстоянием
	Рефрагированная	$A_{\text{реф}} > A_{\Gamma}$ Почти не затухает с расстоянием	При $x \geq 200$ км может быть $f_{\text{реф}} > f_{\text{пад}}$	Мало отличается от формы падающей волны Практически не изменяется с расстоянием	$A_{\text{реф}}/A_{\Gamma} \approx 1$ Постоянство формы записи

Динамические характеристики головных и рефрагированных волн изучены достаточно подробно, а для квазиголовных волн теоретические исследования должны быть продолжены. Нужно установить, имеются ли четкие различия в свойствах квазиголовных волн при разной модели слоя (однородный, градиентный, с инверсионной тонкой слоистостью), которые можно использовать как диагностические признаки, или следует сделать вывод о слабой информативности квазиголовных волн для определения модели среды.

Результаты работ разных исследователей, пытавшихся определить структуру области М в различных районах земного шара, представлены в табл. 1.5, 1.6 и 1.7.

Как видно из этих таблиц, по динамическим характеристикам закрытых отражений и преломленных волн (табл. 1.5 и 1.6) в качестве модели области М получены либо граница первого порядка, либо переходные зоны с разными законами изменения скорости с глубиной.

При использовании докритических отраженных волн (табл. 1.7) всеми исследователями в качестве модели области М получены тонкослоистые инверсионные пакеты, периодические, чаще простые, с небольшим количеством слоев. Естественно, чем более полно использовались данные о динамических характеристиках волн, тем надежнее определялась модель. Наиболее полно использованы динамические характеристики отраженной волны $P_{\text{Отр}}^M$ в работе И.С. Берзон и соавторов (1975). Для 12 вариантов тонкослоистой инверсионной модели области М проведены теоретические расчеты спектральных характеристик и теоретических сейсмограмм отраженной волны; по теоретическим сейсмограммам построены амплитудные графики. Сделана попытка учесть влияние поглощения. Путем сопоставления теоретических данных о динамике волн с экспериментальными выбрана такая модель для которой амплитудная спектральная характеристика и форма записи отраженной волны при наиболее вероятных значениях декремента поглощения ($\delta = 0,008 \div 0,016$) качественно близки к наблюдаемым.

В табл. 1.5–1.7 не помещены работы, в которых для расшифровки структуры области М использовались особенности структуры волнового пакета закрытых отраженных волн.

Некоторые исследователи (Павленкова, Смелянская, 1970, 1971; Незоленова, Халевин 1967; Халевин и др., 1967; Померанцева, 1965, 1968; Aric, 1968; Митух, 1968; Mituch, Rosgay, 1967/1968, 1972), наблюдая сложную структуру волнового пакета закрытых отраженных волн от области М, считали, что каждая волна или фаза в волновом пакете соответствуют самостоятельной отдельной отражающей площадке. Область М получилась состоящей из нескольких элементов, занимающих интервал по глубине в 5–7 км (так называемый слой М).

Такая трактовка группового характера записей закрытых отражений от области М представляется недостаточно обоснованной. Как показали теоретические исследования (Cervený, 1967а,б; Hron, 1971; Berry, Euchs, 1973), динамика закрытых отражений обусловлена в большой степени особенностями покрывающей среды; и нужно всегда иметь конкретные доказательства, что особенности записей не вызваны ее влиянием.

Из приведенного обзора видно, что для более надежного определения моделей нужно: 1) использовать не одиночные динамические признаки, а их совокупность для преломленных и отраженных волн в докри-

Таблица 1.5

Определение модели границы М по преломленным волнам

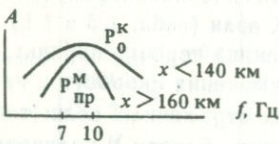
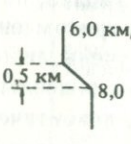
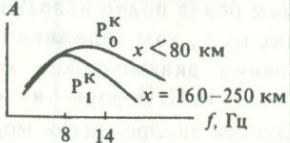
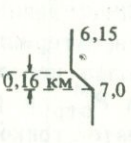
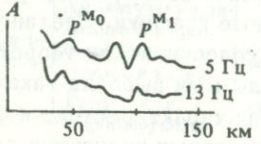
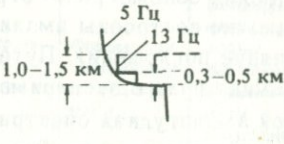
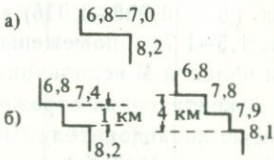
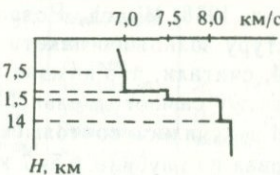
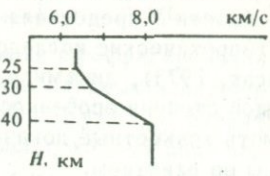
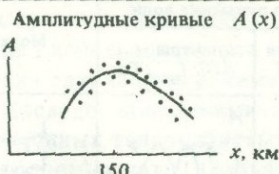
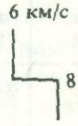
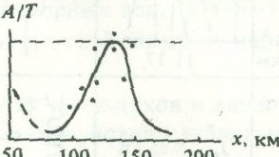
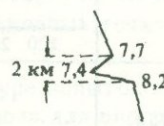

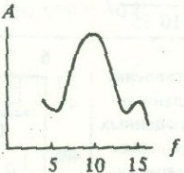
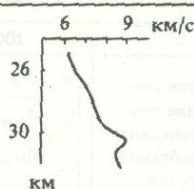
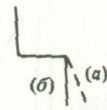
Район	Использованные данные	Модель	Источник
Залив Мэн	Спектры первых волн 	 $\frac{dV}{dh} = 4 \text{ c}^{-1}$	Nakamura, Howell, 1964
Оз. Верхнее	Спектры первых волн 	 $\frac{dV}{dh} = 5,2 \text{ c}^{-1}$	Howell, 1966
Северо-западная часть Тихого океана	Амплитудные кривые $A(x)$ 		Косминская, Зверев, 1969
Берингово море а) Северный Алеутский бассейн б) Южный Алеутский бассейн	Синтетические и наблюдаемые сейсмограммы на отдельных стоянках		Helmberger, 1968
Гавайские острова	Синтетические и наблюдаемые сейсмограммы на расстояниях 50-120 км		Helmberger, Morris, 1969
Канада	Синтетические и наблюдаемые волновые поля на расстояниях 100-350 км		Berry, Fuchs, 1973

Таблица 1.6

Определение модели границы М по закритическим отражениям и преломленным волнам

Район	Использованные данные	Модель	Источник
Профиль ГСЗ Колетдаг – Аральское море	Амплитудные кривые $A(x)$ 		Рябой, 1966
	A/T 		Берзон и др., 1969
Северная часть Охотского моря Юг Охотского моря Северо-западная часть Тихого океана	$A(P_{отр}^M)/A(P_{пр}^M) = 5-10$ $A(P_{отр}^M)/A(P_{пр}^M) = 1$ Резкое затухание закритических отражений		Косминская и др., 1964
Баварский молассовый бассейн	 $A(P_{отр}^M)/A(P_{пр}^M) = 1 \div 3$		Meissner, 1966, 1967a, б
Западная Сибирь а) Ханты – Тобольск б) Тобольск – Омск	$A(P_{отр}^M)/A(P_{пр}^M) = 2,5$ $A(P_{отр}^M)/A(P_{пр}^M) = 10 \div 20$		Крылов, 1971

тической, околоскритической и закритической областях и 2) полнее использовать теоретические данные о динамике волн при разных моделях границ. Изученность динамических характеристик преломленных и отраженных, в основном продольных волн, для разных моделей среды различна.

Динамические характеристики головных и рефрагированных волн изучены довольно полно; динамика квазиголовных волн (в среднеслоистых средах с толщиной слоев $h/\lambda = 1 \div 3$ и в сложных тонкослоистых инверсионных моделях) изучена недостаточно. Не ясны информативные возможности динамических особенностей этих волн для определения

Таблица 1.7

Определение модели границы М по докритическим и закритическим отражениям

Район	Использованные данные о динамике волн			Модель	Источник
	Форма записи	Амплитудные кривые $A(x)$	Спектры $A(f)$; $f_{рез}$, Гц		
Украинский щит					Павленкова, Сме- лянская, 1970; Пав- ленкова, 1971
Юг восточ- ного бере- га Каспия			$f_{рез} = 35$ Гц		Вожжова, Чамо, 1971
Закавказ- ская впади- на				Михота, 1969	
Русская платформа	Сопостав- ление син- тетических и наблюде- нных сейс- мограмм		Сопоставление вычисленных и наблюдаемых спектральных характеристик		Дружинин и др., 1970; Берзон и др., 1975
Западный Узбекистан	$x = 10-35$ км 		$f_{рез} = 16$ Гц		Давыдова и др., 1972
Канада		$Q = 200-3000$ $x = 0,2-0,3$ км			Clowes, Kanasewich, 1970

моделей границ. Некоторые данные об эквивалентных моделях относительно динамики преломленных и закритических отраженных волн получены К. Фуксом (Fuchs, 1970).

Изучение динамических характеристик отраженных волн показало, что для простых границ и переходных зон докритические отражения слабые и их трудно использовать для интерпретации; закритические имеют практически одинаковые динамические характеристики для этих типов моделей. Исследование динамических характеристик волн, отраженных от инверсионных тонкослоистых моделей, позволило объяснить ряд свойств наблюдаемых волн, необъяснимых в рамках моделей простых границ и переходных зон. Поэтому следует продолжить исследование динамики волн, отраженных от инверсионных тонкослоистых моделей.

Из рассмотрения имеющихся в литературе попыток использования динамических характеристик глубинных волн для определения скорости модели среды следует, что: 1) разными авторами применялась разная методика использования динамических характеристик волн и не всегда она была достаточно обоснована (например, при выделении "слоя М" на основании группового характера записей волн $P_{отр}^M$) и 2) наиболее надежные результаты получены при использовании совокупности всех динамических характеристик глубинных докритических и закритических отраженных волн при наиболее полном использовании теоретических данных о динамике этих волн.

ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ ВОЛН, ОТРАЖЕННЫХ ОТ НЕКОТОРЫХ ИНВЕРСИОННЫХ ТОНКОСЛОИСТЫХ МОДЕЛЕЙ ОБЛАСТИ М

Наблюдаемые в ряде районов динамические характеристики глубинных волн $P_{отр}^M$ (высокие частоты докритических отражений, большая интенсивность — $A_0 \geq A_{кр}$, отсутствие максимума амплитудных кривых в области критических расстояний) нельзя объяснить отражением от простых границ (первого или более высоких порядков) и переходных зон. Эти свойства волн легко объяснимы, если для границы М принять инверсионные тонкослоистые модели. Однако оставались неясными некоторые особенности динамики волн для таких моделей: структура волнового пакета и особенности спектральных характеристик отраженных волн в закритической области. В связи с этим были продолжены исследования динамики глубинных волн для этого типа моделей. Исследовались модели периодические (регулярные), квазипериодические (не вполне регулярные) и со случайной структурой.

Для периодических моделей получаются ясные зависимости динамики волн от строения пачек, но трудно представить себе их повсеместное распространение в земной коре. Более близки к реальным условиям квазипериодические и модели со случайной структурой.

§ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ТОНКОЙ СЛОИСТОСТИ В КОРЕ И ВЕРХАХ МАНТИИ

Геофизические данные определяют лишь некоторые физические свойства глубинного корового и мантийного вещества и недостаточны для однозначного отождествления его с какой-либо горной породой. Гипотезы о составе мантии основываются на косвенных данных космохимии, геохимии и геологии.

Одним из геологических источников данных о веществе мантии в настоящее время являются ультраосновные интрузивные массивы складчатых поясов. (Другие источники: кимберлитовые трубки взрыва, обнаруживаемые на шитах и платформах, и ультраосновные породы срединно-океанических хребтов.)

Изучению интрузивных массивов изверженных пород посвящено много работ зарубежных и советских авторов. "Самой характерной чертой этих образований (Коптев-Дворников, Ярошевский, 1970, с. 710) является ритмическое чередование слоев пород, слагающих интрузив" (рис. 2.1). Второй отличительной чертой расслоенных массивов является "нередко наблюдаемая громадная протяженность отдельных прослоев, вплоть до маркирующих

горизонтов, с сохранением всех их характеристик" (Ярошевский, 1970, с. 563).

Широко распространенные в природе ритмически расслоенные интрузивные тела можно рассматривать как одну из наиболее ярких иллюстраций процессов дифференциации магматического вещества. По поводу генезиса ритмической расслоенности интрузивов было предложено несколько гипотез. В частности, теоретически и экспериментально (при зонной плавке в лабораторных условиях) было показано, что образование ритмических структур есть основная закономерность процесса направленной кристаллизации, когда охлаждение расплава происходит с одной стороны (Ярошевский, 1970; Коптев-Дворников, Ярошевский, 1970). Из этих работ следует, что параметры ритмических (периодических) структур и в первую очередь мощность отдельных слоев, слагающих ритмы, зависят от исходного состава магмы и характеристик процесса кристаллизации (скоростей охлаждения и диффузии).

Выдвигаются и другие гипотезы. Так, по предложению Р.Мейснера (Meissner, 1967a), тонкослоистая инверсионная структура низов коры и области М может быть обусловлена чередованием линз (пластин) твердого глубинного вещества с высокой скоростью и линз частично расплавленного, пластичного вещества с низкой скоростью (рис. 2.2). Частичное плавление может быть вызвано дегазацией магмы при ее подъеме из мантии в кору.

О чередовании тонких участков с повышенной и пониженной скоростью распространения упругих волн в породах кристаллического фундамента свидетельствуют также полученные в последнее время данные ультразвукового каротажа о пилообразном характере кривой $V(z)$ (Гогоненков, Сивков, 1967).

Приведенные данные интересны для нас в двух отношениях: 1) само существование ритмически расслоенных интрузивных массивов можно

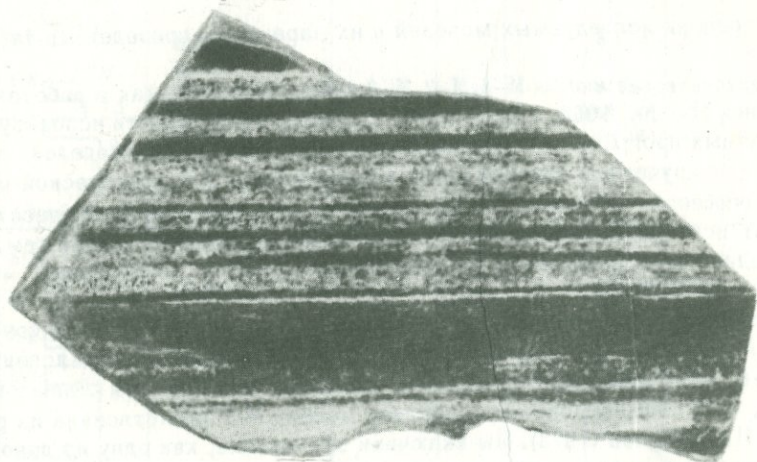


Рис. 2.1. Характер ритмической расслоенности полосчатых габбродиоритов (Коптев-Дворников, Ярошевский, 1970)

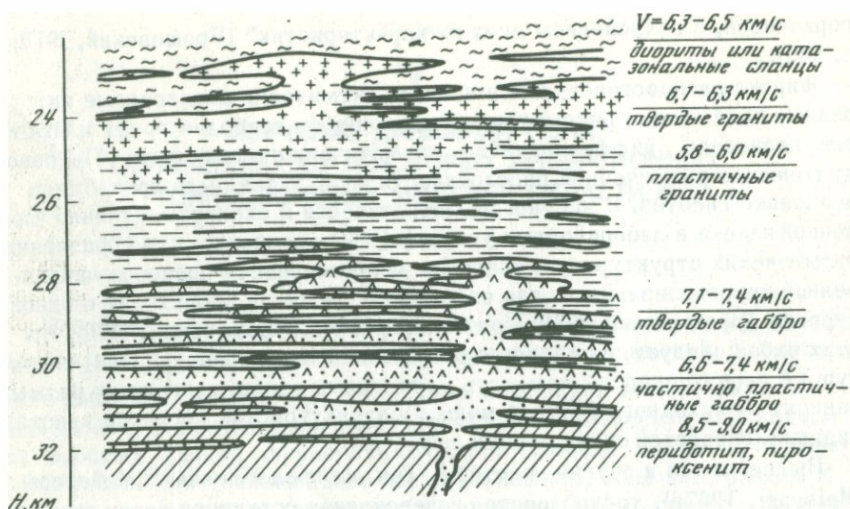


Рис. 2.2. Схематический разрез переходной зоны кора – мантия (Meissner, 1967)

рассматривать как обоснование для принятия инверсионных тонкослоистых периодических моделей области М и 2) определяемые из данных ГСЗ параметры тонкой слоистости (мощности тонких слоев) можно попытаться использовать для характеристики глубинных процессов (например, скорости остывания при кристаллизации).

§ 2. ПАРАМЕТРЫ ИССЛЕДУЕМЫХ МОДЕЛЕЙ И МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ


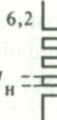
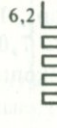
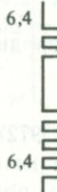
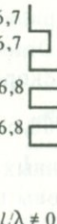
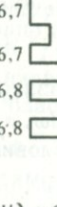
Перечень исследуемых моделей и их параметры приведены в табл. 2.1.

Периодические модели М-1, М-2, М-3 взяты такими же, как в работах К. Фукса (Fuchs, 1968, 1969), чтобы сравнить возможности используемых расчетных программ и дополнить имеющиеся для этих моделей результаты изучением спектральных характеристик в закритической области и особенностей структуры волнового пакета при изменении расстояния от источника. Модель М-3 отличается от модели М-2 только тем, что периодическая пачка лежит на полупространстве со скоростью $V = 8,2$, а не $6,2 \text{ км/с}$.

Квазипериодические модели. Модель М-4 представляет собой сочетание двух простых регулярных пачек. Это модель взята для объяснения особенностей записей, полученных в Западном Узбекистане (Давыдова и др., 1972). Инверсионно-градиентная модель М-5 заимствована из работы И.С. Берзон (1973). Мы включили эту модель, как одну из довольно вероятных, в нашу серию, чтобы сравнить динамику волн для разных моделей области М. В этой модели мощность тонких слоев немного отличается от величины $0,25 \lambda_i$, т.е. она "разрегулирована" по мощности

Таблица 2.1

Параметры периодических моделей

	Модель, скорости, км/с	$l_H, l_B, \text{ км}$	$f_{\text{рез}}, \text{ Гц}$	$h = \sum l_i, \text{ км}$	$h/\lambda_{\text{ср}}$	$V, \text{ км/с}$	$i_{\text{кр}}$	$x_{\text{кр}}, \text{ км}$	$K_{\text{о пр}}$
М-1		0,102 0,077	20	0,280	0,75	7,55	49°	92	0,233
М-2		0,102 0,077	20	0,639	1,71	7,46	49°	92	0,233
М-3		0,102 0,077	20	0,716	1,9	7,2	49°	92	0,233
М-4		0,115 0,110	16	1,57	3,7	6,8	59°54'	172	0,159
М-5		0,220 0,200 0,230 0,170 0,230 0,150	9	1,2	3,38	7,1	68°24' 66°54' 65°30' 56°06'	200 187 175 119	0,0607 0,075 0,082 0,171
М-6		0,180 0,168 0,182 0,170 0,187 0,170	10	1,057	3,38	7,1	68°24' 66°54' 65°30' 56°06'	200 187 175 119	0,0607 0,075 0,082 0,171

($l_i/\lambda_i \neq 0,25$). Для того чтобы выяснить влияние этой "разрегуливки" на динамику волн, были выполнены расчеты для модели М-6, в которой $l_i/\lambda_i = 0,25$.

Модели со случайной структурой. Влияние на динамику волн элементов случайности в структуре сейсмических границ, расположенных в осадочной толще и в верхней части консолидированной коры, обсуждалось в работах С.А. Каца и др. (1969) и И.С. Берзон и др. (1972). Анализ отраженных волн от границ в верхней части консолидированной коры (Берзон и др., 1972) показал, что наблюдаемые волны P^K подобны волнам отр

от инверсионной случайной пачки, расположенной в среде, параметры которой равны средним параметрам пачки (в случае квазиоднородной среды, когда пачки не вносят существенного вклада в средние скорости толстого слоя, в котором они находятся).

Модель области М задана в виде инверсионной тонкослоистой пачки со случайной структурой (Davudova et al., 1972; Давыдова и др., 1973). Пачка расположена между однородной корой со скоростью $V = 7,0$ км/с и однородной мантией с $V = 8,0$ км/с и состоит из семи плоскопараллельных слоев (рис. 2.3, а); скорости V_p продольных волн и толщина слоев l_i случайны и распределены по нормальному закону (рис. 2.3, в, г).

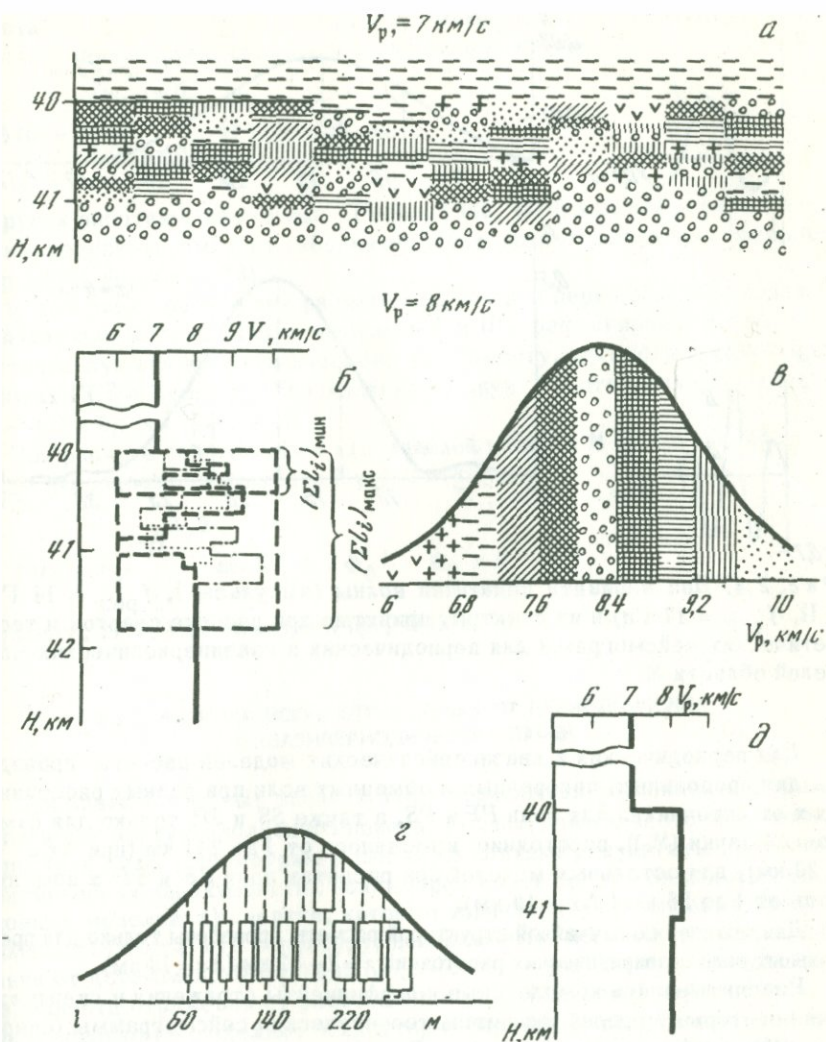
Средняя скорость в пачке постоянна и равна $\bar{V}_p = 8,2$ км/с; средняя толщина слоев $\bar{l} = 0,3 \lambda_p$.

В отличие от пачек для верхней части коры (Берзон и др., 1972), средние параметры моделей области М принимались сильно отличающимися от параметров вышележащей коры, но близкими к параметрам подстилающей толщи верхов мантии (рис. 2.3, а).

Для всех моделей, детерминированных и стохастической, принималось, что верхняя граница области М расположена на глубине 40 км. Отношение скоростей $V_p/V_s = \sqrt{3}$. Плотность бралась пропорциональной скорости V_p по кривой $\rho(V_p)$, приведенной в книге Р.А.Магницкого (1965, с.229).

Методика расчетов. При изучении динамики волн, отраженных от периодических и квазипериодических моделей, расчеты проведены по программе Л.И. Ратниковой и А.Л. Левшина (1967). Для расчета характеристик волн, отраженных от модели со случайной структурой, имитирующей область М, использованы методика и программа счета, описанные в работе И.С. Берзон и др. (1972).

Для каждой реализации случайной пачки (всего их было взято 29) сначала были просчитаны спектральные характеристики $|H(\omega, x)|$, а затем получено математическое ожидание их модулей при условии, что эти спектральные характеристики также распределены по нормальному закону. Математическое ожидание $|H(\omega, x)|$ рассчитано для частот ω от 0 до 30 Гц и расстояний x от 2 до 82 км (через 10 км). Отдельно проведен расчет для эквивалентного слоя, параметры которого равны средним параметрам пачки: $\bar{V}_p = 8,2$ км/с; $\bar{l} = 1,1$ км.



Р и с. 2.3. Модель области М в виде тонкослойной пачки со случайной структурой (а, б), распределение скоростей V_p (в), мощностей тонких слоев l_i (г) и эквивалентный слой (д), параметры которого равны средним параметрам модели

Область М расположена на глубине 40 км, ее общая мощность $H = 2\lambda_p = 3,5\lambda_s = 1,1$ км, число слоев — 7. Величины V_p и l_i распределены по нормальному закону с математическим ожиданием $\bar{V} = 8,2 \text{ км/с}$ и $\bar{l} = 160$ м и дисперсией $\sigma = 1$. Границы изменений: $V_p = 6 \div 10 \text{ км/с}$ ($\Delta V_p = 0,2 \text{ км/с}$) и $l = 60 \div 260 \text{ м}$ ($\Delta l = 20 \text{ м}$)

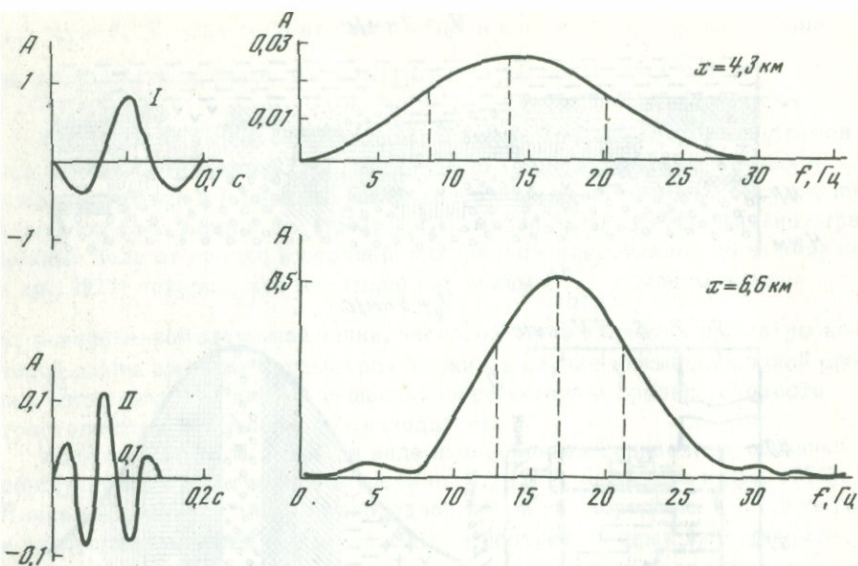


Рис. 2.4. Два варианта падающей волны (импульсы I, $f_{рез} = 14$ Гц, и II, $f_{рез} = 17$ Гц) и их спектры, принятые при расчете сверток и теоретических сейсмограмм для периодических и квазипериодических моделей области М

Для периодических и квазипериодических моделей расчеты проведены для продольных, поперечных и обменных волн при разных расстояниях x от источника. Для волн PP и PS , а также SS и SP , только для самой тонкой пачки (М-1), расстояние изменялось от 1 до 241 км (при $\Delta x = 20$ км), для остальных моделей при расчетах волн SS и SP x изменялось от 1 до 56 км ($\Delta x = 10$ км).

Для моделей со случайной структурой расчеты проведены только для продольных волн и докритических расстояний $x = 2 \div 82$ км ($\Delta x = 10$ км).

Рассчитывались комплексные коэффициенты отражения и свертки; для некоторых моделей рассчитаны теоретические сейсмограммы (свертки с учетом функции расхождения $R(x)$).

Выбор падающего импульса. Для изучения влияния строения отражающей границы на форму записи сейсмических волн необходимо знать свойства падающей волны. При сейсмических исследованиях осадочной толщи применяется контроль за падающим импульсом во внутренних точках среды и на поверхности наблюдений (Кузнецов, Гамбурцев, 1967). При глубинных сейсмических исследованиях этого пока не делается.

Форма наблюдаемых сейсмических волн весьма разнообразна. При аппроксимации наблюдаемых записей теоретическими используются несколько импульсов, например импульс Берлаге, импульс Пузырева и другие (Берзон и др., 1962).

При расчетах теоретических сейсмограмм глубинных волн разные авторы использовали в качестве падающей волны разные импульсы. В

работах Б.П. Мишенькина (1970) и Д. Хельмбергера (Helmberger, 1968) использована δ -функция, определяемая соотношением

$$\delta(t) = \begin{cases} +\infty, & t = 0; \\ 0, & t \neq 0; \end{cases} \quad \int_{-\infty}^{+\infty} \delta(t) dt = 1.$$

В других работах – синусоида (Fuchs, 1968, 1970) или рефрагированная волна, регистрируемая на небольшом расстоянии от источника (Берзон и др., 1969; Берзон, 1973).

В настоящей работе при расчете свертки для периодических моделей за падающую волну приняты импульсы I и II – рефрагированная волна, соответствующая кристаллическому фундаменту, зарегистрированная при работах ГСЗ в Западном Узбекистане на двух расстояниях от источника – 4,3 и 6,6 км (рис. 2.4).

При расчете сейсмограмм для моделей области M со случайной структурой использовался импульс Пузырева

$$F(t) = a_0 t^{-\beta} \sin(\omega_0 t + \Phi_0); \quad \Phi_0 = 0$$

(Пузырев, 1957, 1959; Берзон и др., 1962).

§ 3. ДИНАМИКА ВОЛН, ОТРАЖЕННЫХ ОТ ПЕРИОДИЧЕСКИХ И КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ ПАЧЕК

При анализе полевых записей рассматриваются особенности формы записи и структуры волнового пакета, амплитудные и частотные характеристики волн. Рассмотрим в таком же порядке результаты расчетов динамических характеристик волн, отраженных от тонкослоистых инверсионных моделей: а) свертки, которые характеризуют основные свойства волнового пакета: его структуру, длительность, изменчивость при удалении от источника; б) функции $K(x, f = \text{const})$ – зависимости модуля коэффициента отражения от расстояния x при фиксированных частотах; они в основном определяют характер поведения амплитудного графика $A(x)$; в) функции $K(f, x = \text{const})$ – спектральные характеристики (СХ) – зависимости модуля коэффициента отражения от частоты при фиксированных расстояниях; рассмотрение этих функций позволяет представить себе частотные особенности волн, обусловленные структурой отражающей границы (без учета влияния других факторов).

Свертки. Теоретические сейсмограммы

Свертки позволяют изучать особенности формы записи отраженных волн при разной структуре пачки. Форму записи волн можно характеризовать структурой волнового пакета (например, компактная волна, пуг, две волны и т.д.), количеством экстремумов, длительностью Δt ,

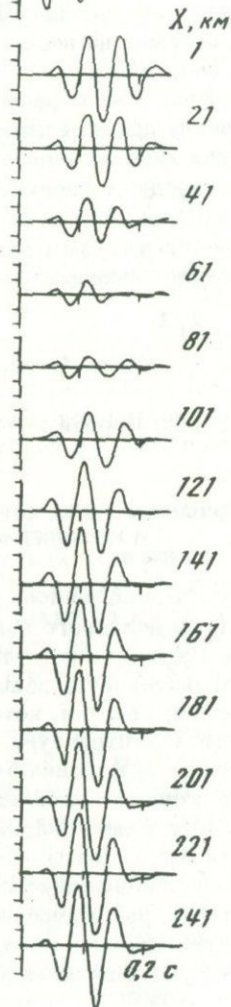
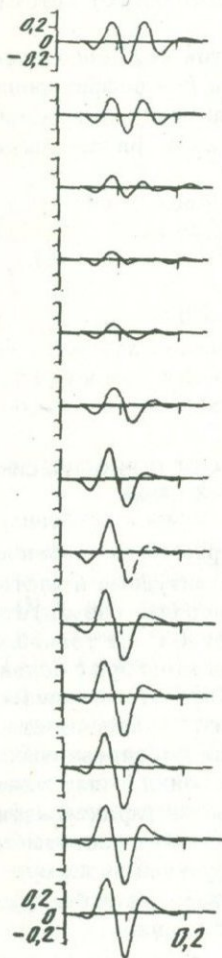
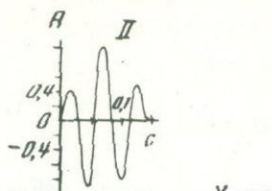
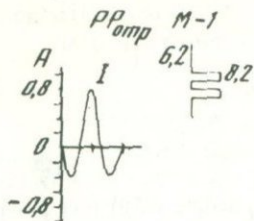


Рис. 2.5. Свертки (теоретические сейсмограммы без учета функции расхождения и коэффициентов конверсии) для продольных волн PP , отраженных от разных моделей границ, при двух падающих импульсах и разных расстояниях x от источника

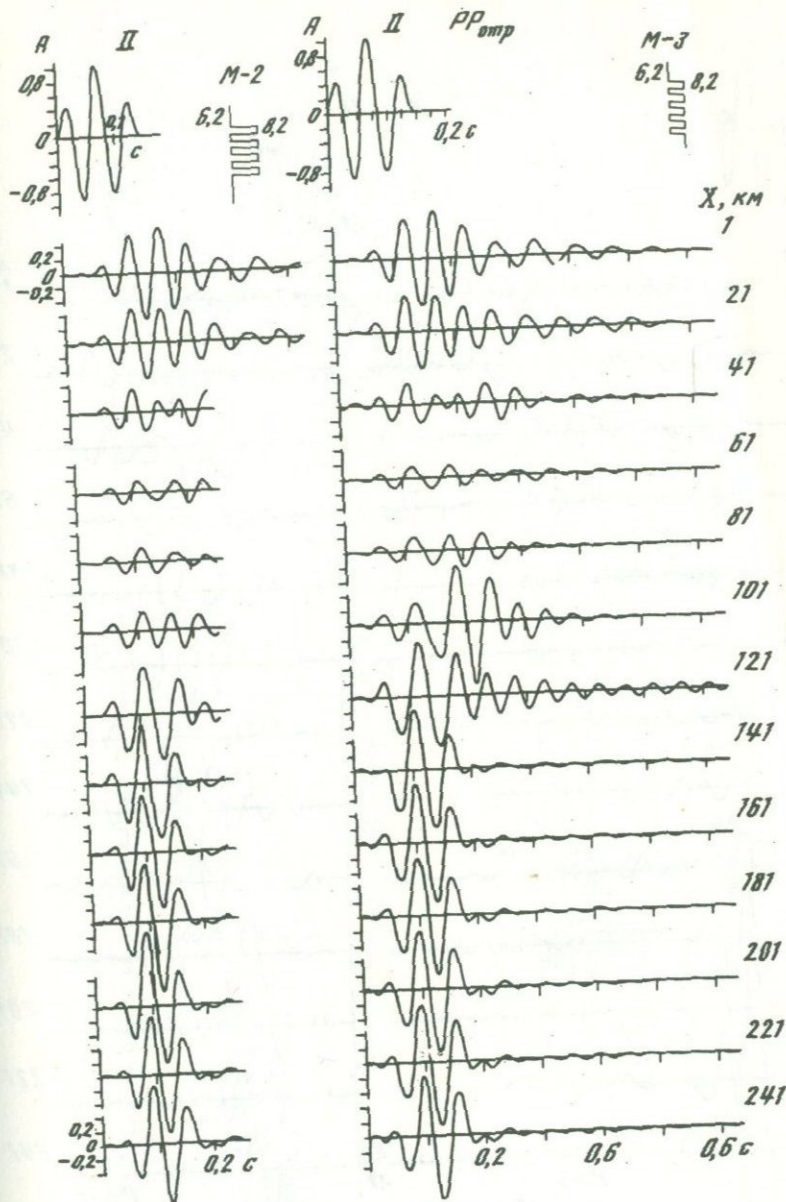


Рис. 2.5 (продолжение)

величиной амплитуд. Об изменениях амплитуд с расстоянием по сверткам судить нельзя, так как необходимо учесть влияние функции расхождения.

На рис. 2.5–2.8 приведены свертки, посчитанные для волн PP, SS, PS и SP, отраженных от исследуемых моделей, при двух вариантах падающего импульса: I – $f_{рез} = 14$ Гц; $\Delta f = 8,5 \pm 20$ Гц; и II – $f_{рез} = 17$ Гц;

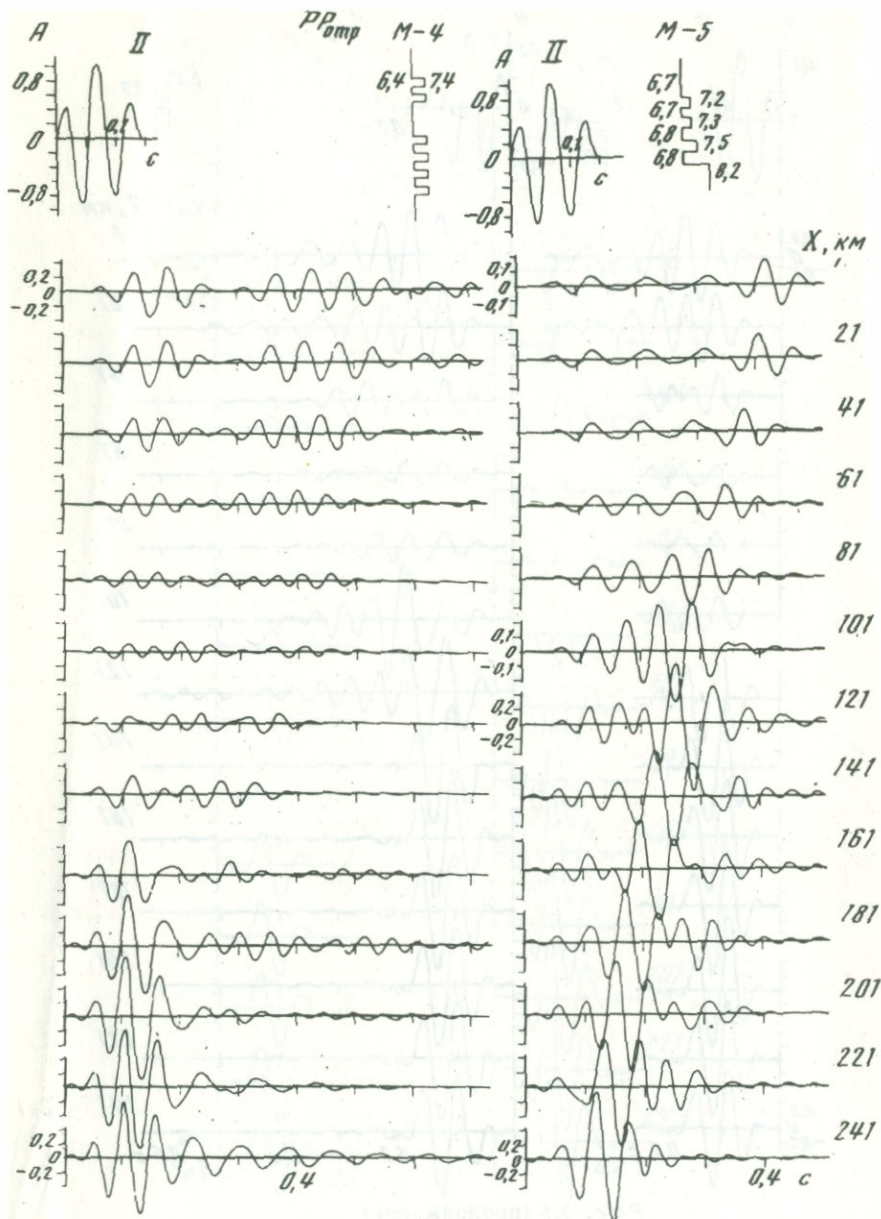


Рис. 2.5 (окончание)

$\Delta f = 13 \div 21,5$ Гц. Расчеты показывают, что для всех моделей и всех типов волн при более длительном падающем импульсе II получаются и более длительные записи отраженных волн. Теоретические сейсмограммы (свертки, умноженные на функцию расхождения, при $H_M = 40$ км) для трех моделей были приведены выше (см. рис. 1.18).

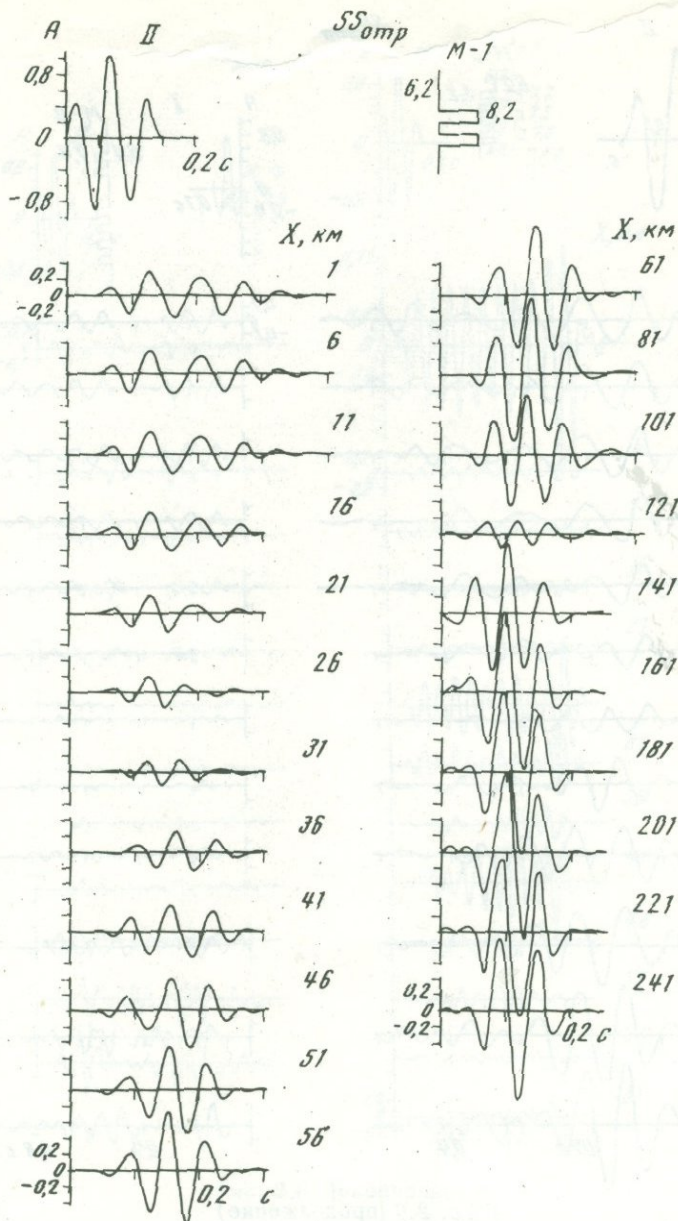


Рис. 2.6. Свертки (теоретические сейсмограммы без учета функции расхождения и коэффициентов конверсии) для поперечных волн SS , отраженных от разных моделей границ, при двух падающих импульсах и разных расстояниях x от источника

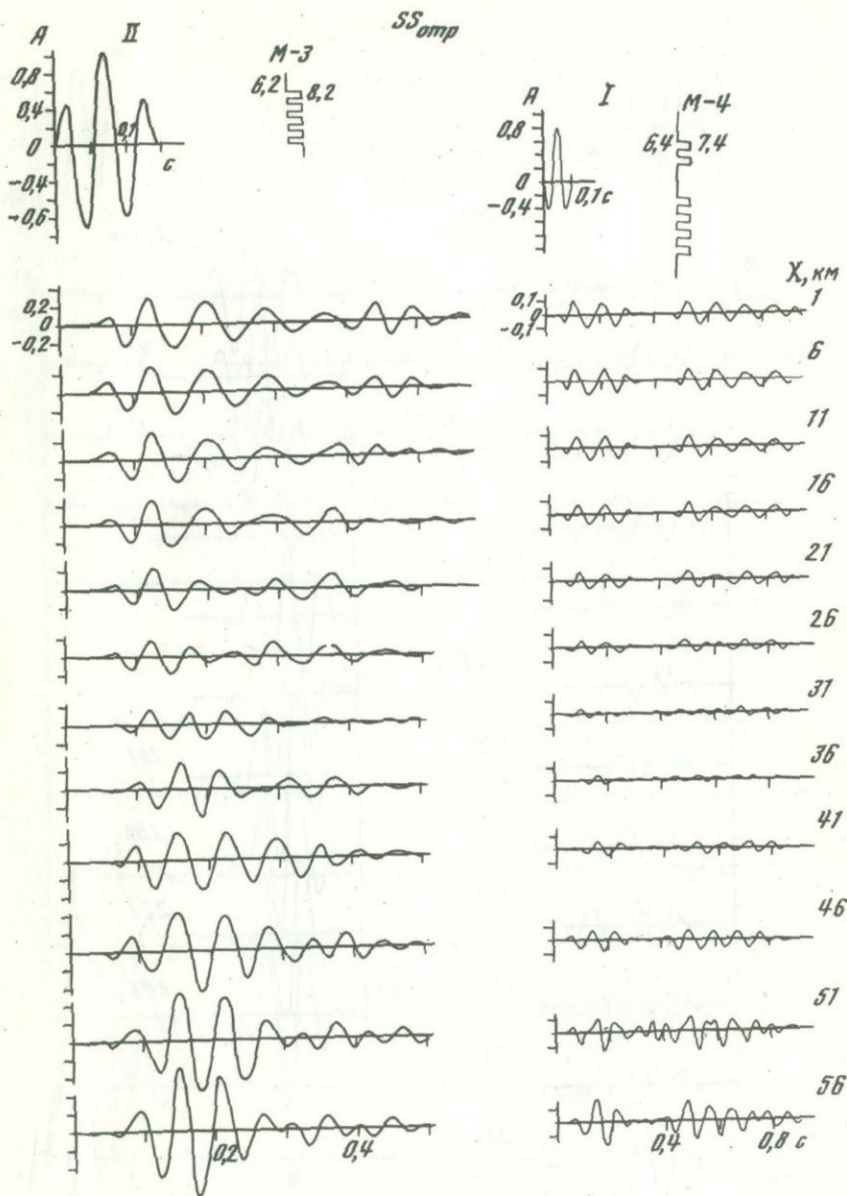


Рис. 2.6 (продолжение)

Волны PP. Для самой простой пачки, состоящей из трех тонких слоев (рис. 2.5, M-1), характерной особенностью является компактность волны, которая имеет место как в докритической, так и в закритической областях.

Для простой периодической пачки, но с большим числом тонких слоев ($n = 7, 8$, M-2, M-3) длительность записи большая при расстояниях

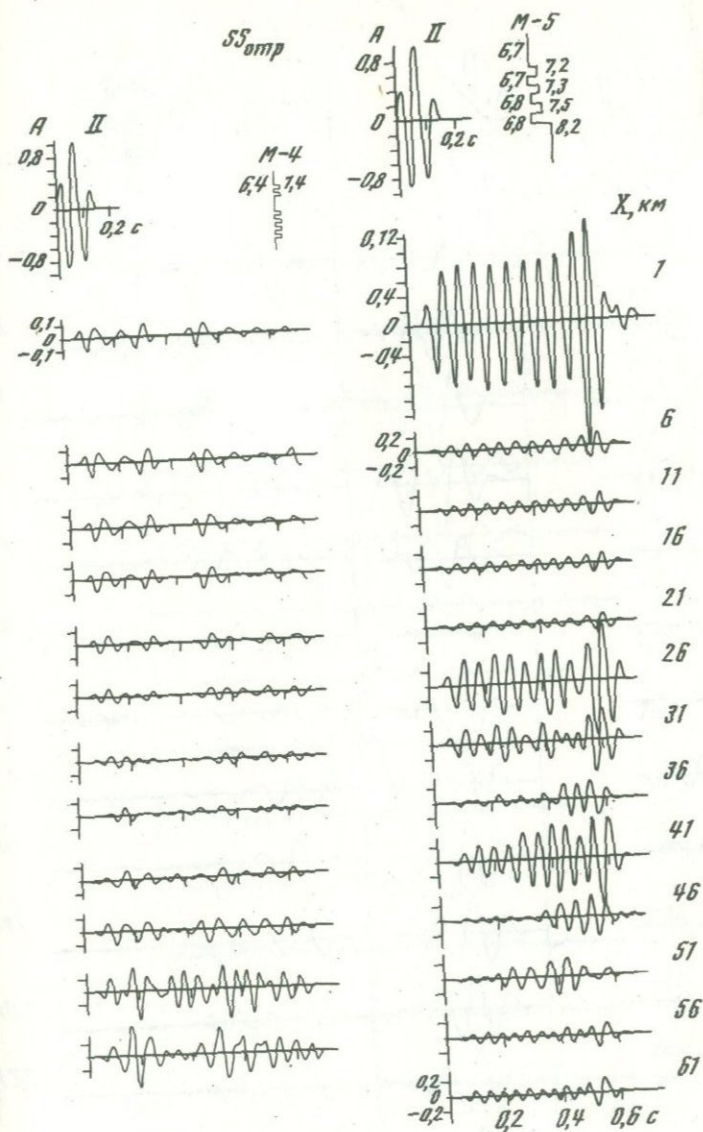


Рис. 2.6 (окончание)

$x < 80$ км, а при закритических расстояниях $x = 120 \div 240$ км запись становится такой же компактной, как и для самой тонкой пачки.

Для двойной пачки (M-4) наиболее характерной особенностью является сложный характер волнового пакета при докритических расстояниях $x < 161$ км, где можно выделить две или даже три волны (при $x = 1 \div 21$ км). В области закритических расстояний формируется

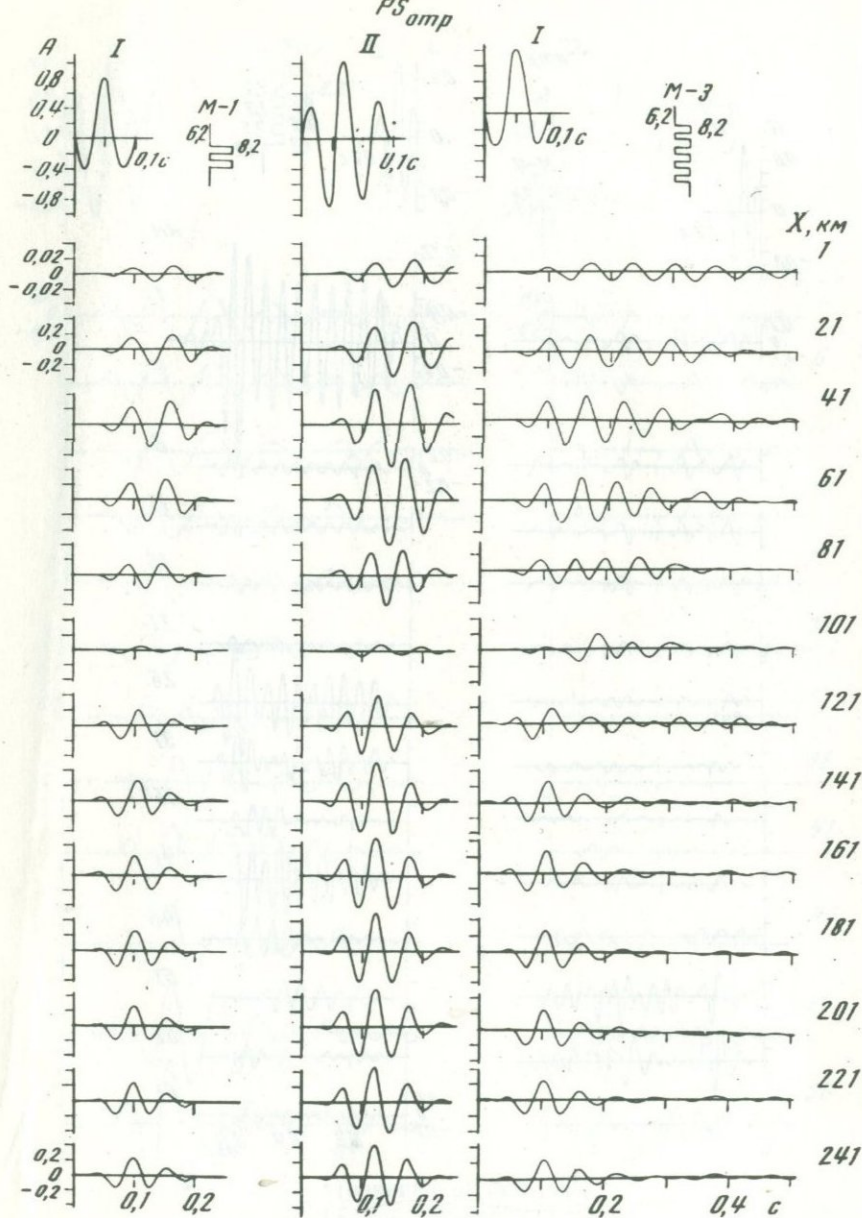


Рис. 2.7. Свертки (теоретические сейсмограммы без учета функции расхождения и коэффициентов конверсии) для обменных волн PS, отраженных от разных моделей границ, при двух падающих импульсах и разных расстояниях x от источника

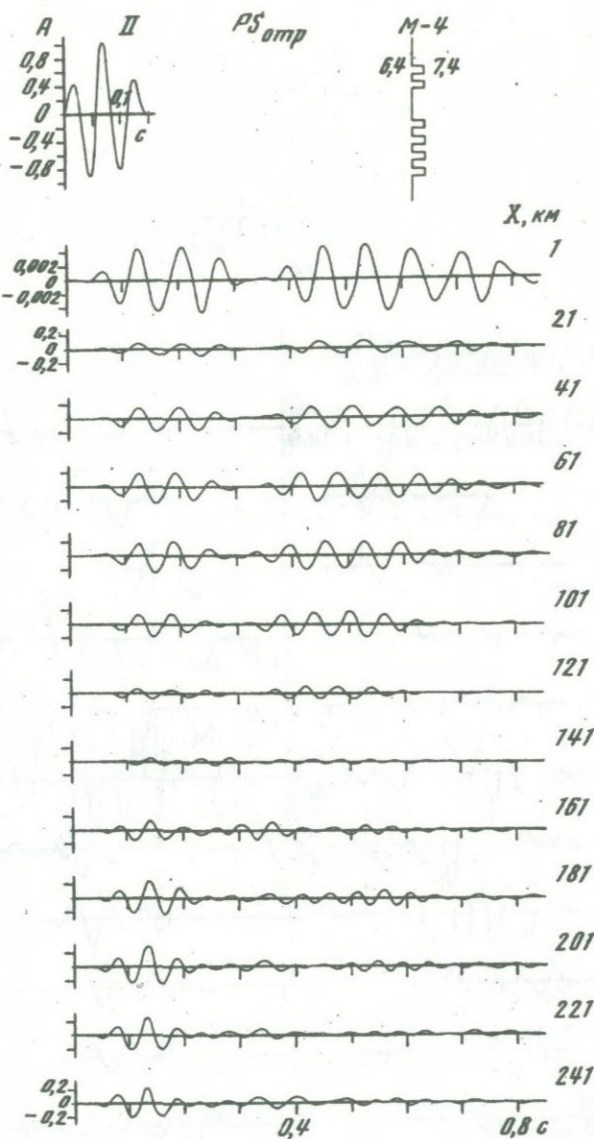


Рис. 2.7 (продолжение)

одна компактная волна, последующие волны как бы "экранируются".

В случае пачки с "градиентностью" (M-5 и M-6) свертки посчитаны для четырех импульсов. На рис. 1.20 были приведены сейсмограммы для двух вариантов падающего импульса: I — $f_{рез} = 4$ Гц и II — $f_{рез} = 9$ Гц (Берзон, 1973). Как видно из рис. 1.20 а, отраженная волна PP при $x < 80$ км в случае импульса II имеет длительный, а в случае импульса I — слож-

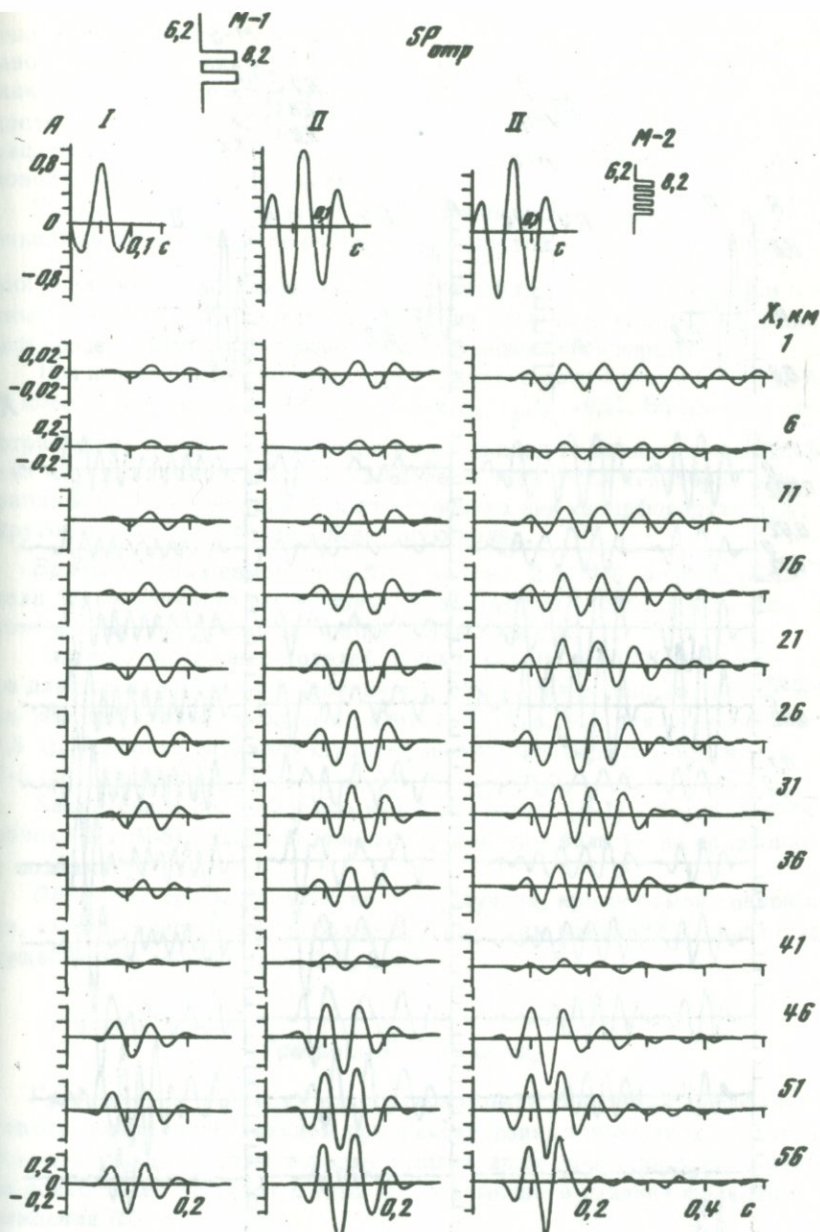


Рис. 2.8. Свертки (теоретические сейсмограммы без учета функции расхождения и коэффициентов конверсии) для обменных волн SP , отраженных от разных моделей границ, при двух падающих импульсах и разных расстояниях x от источника

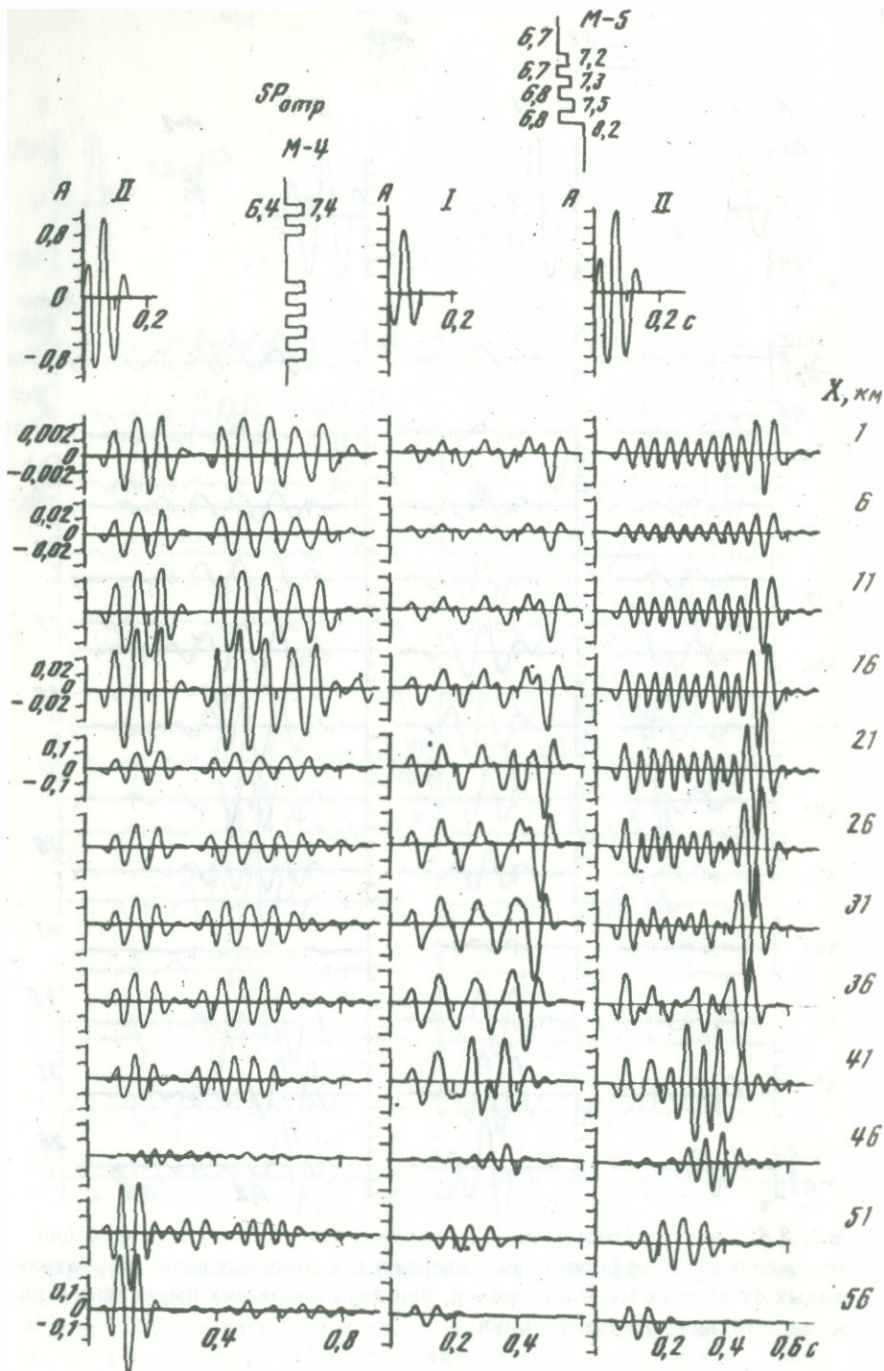


Рис. 2.8 (окончание)

пакета при удалении от пункта взрыва. Вблизи ПВ волновой пакет имеет многофазный характер, причем в конце его выделяется интенсивный максимум. По мере удаления от ПВ этот интенсивный максимум постепенно перемещается ближе к началу записи, образуя волну с отрицательной кажущейся скоростью V^* ; в закритической области волновой пакет становится компактным.

Таким образом, для низкочастотных импульсов (рис. 1.20) рассматриваемая пачка является очень тонкослойной ($l_i / \lambda_i \approx 0,25$); отраженная волна имеет сравнительно компактный вид в докритической и закритической областях, так как и на близких расстояниях интерференционный процесс приобретает сравнительно установившийся характер.

При падении на эту же пачку более высокочастотной волны (рис. 2.5) пачка имеет уже менее тонкослойный характер, $l_i / \lambda_i = 0,52$. Вблизи источника отраженная волна записывается в виде длинного волнового пакета, так как отражения от отдельных слоев регистрируются некоторое время раздельно. По мере удаления от источника они интерферируют друг с другом и образуют более компактную волну.

Волны SS. Для самой тонкой пачки (рис. 2.6, М-1) сейсмограммы волн SS получены до расстояния 241 км, форма записи практически не изменяется, как это имело место и для волн PP.

Для всех остальных моделей сейсмограммы волн SS рассчитаны только для докритических расстояний $x \leq 56$ км. Как видно, во всех случаях записи отличаются большей длительностью, чем для волн PP (более 0,8 с). Особенно затяжной характер имеют записи волн SS для модели М-5 (до 11 максимумов).

Характерной особенностью для "сдвоенной" (М-1) и "градиентной" пачек (М-5, М-6) являются меньшие амплитуды волн SS по сравнению с волнами PP.

Обменные волны PS и SP во всех случаях, кроме самой тонкой пачки, имеют записи заметно более длинные, чем волны PP, а амплитуды существенно меньше (рис. 2.7, 2.8).

Графики $K(x, f = \text{const})$

Графики $K(x, f = \text{const})$, характеризующие изменения коэффициентов отражения с расстоянием при фиксированных значениях частот, в большой мере определяют форму амплитудных графиков $A(x)$, хотя и не полностью совпадают с ними из-за заметного влияния функции расстояния $R(x)$.

Графики $K(x, f = \text{const})$ удобны для выяснения области регистрации и преобладающих частот разных типов волн.

Как видно из рис. 2.9–2.11, форма графиков $K(x, f = \text{const})$ для всех типов волн зависит от частоты.

Для продольных волн PP можно отметить следующие особенности изменения коэффициентов отражения $K_{PP}(x)$ с расстоянием: 1) при

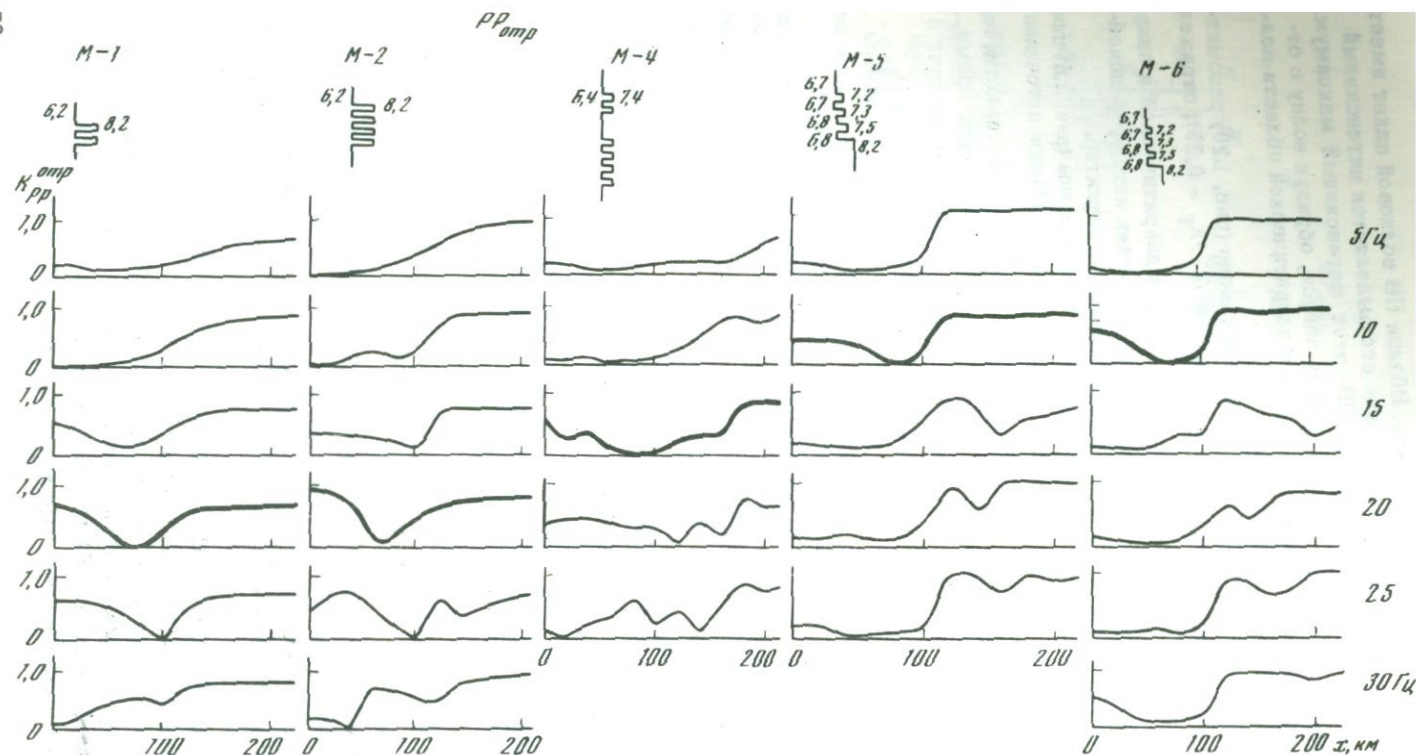


Рис. 2.9. Зависимость коэффициентов отражения $K_{pp}(x, f = \text{const})$ от расстояния x при фиксированных значениях частоты для продольной волны PP , отраженной от границ разных моделей
Резонансные частоты показаны утолщенной линией

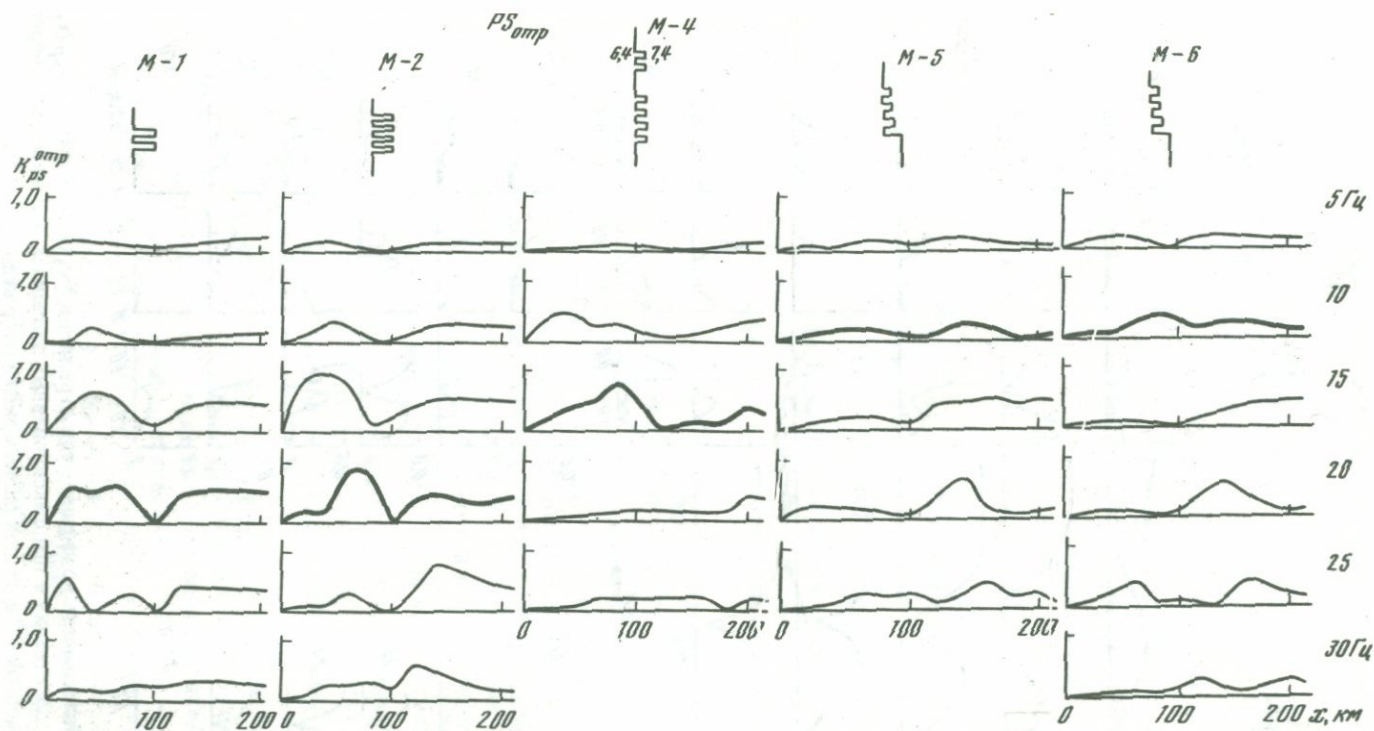


Рис. 2.10. Зависимость коэффициентов отражения $K_{PS}(x, f = \text{const})$ от расстояния x при фиксированных значениях частоты для обменных волн PS

Резонансные частоты показаны утолщенной линией

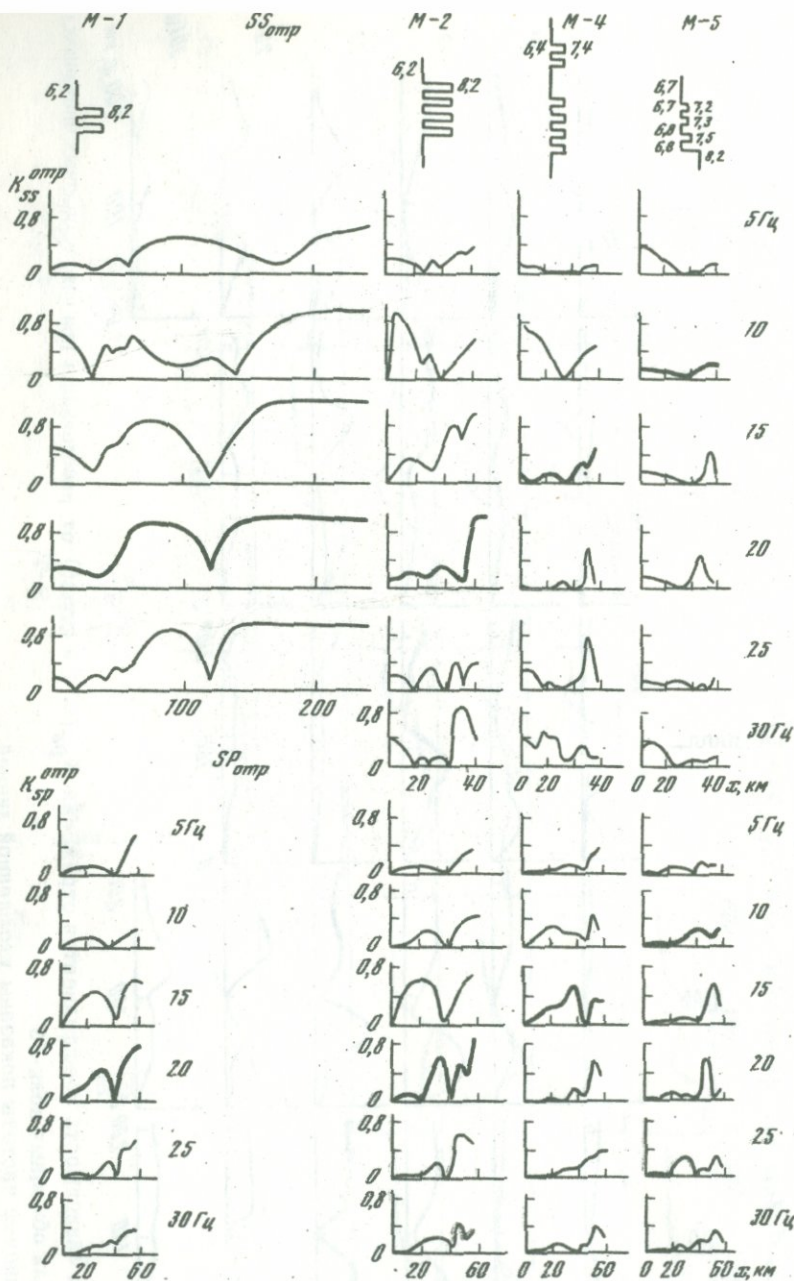


Рис. 2.11. Зависимость коэффициентов отражения $K_{SS}(x, f = \text{const})$ и $K_{SP}(x, f = \text{const})$ от расстояния x при фиксированных значениях частоты для поперечной SS и обменной SP волн при разных моделях границ. Резонансные частоты показаны утолщенной линией

резонансной частоте $f_{рез}$ величины K_{pp} при $x < 20-30$ км наибольшие по сравнению с другими частотами; 2) область минимума сдвигается в сторону больших значений x по сравнению с кривой для границы первого порядка; 3) большая интенсивность предкритических отражений для $f > f_{рез}$. Для обменных волн PS можно отметить, что в случае периодических пачек (рис. 2.10, М-1, М-2) величины K_{ps} довольно большие при $x < 70$ км при $f \approx f_{рез}$. Для сложных моделей (рис. 2.10, М-4, М-5, М-6) величины K_{ps} имеют преимущественно малые значения, поэтому возможность выделения таких волн на полевых сейсмограммах мала.

Из рис. 2.11 следует, что для тонкой периодической пачки (М-1) коэффициенты отражения K_{ss} большие (0,8–1,0) в предкритической и закритической областях расстояний x . Для остальных моделей коэффициенты K_{ss} и K_{sp} посчитаны только для докритических расстояний $x < 60$ км. Как видно, коэффициенты отражения K_{ss} и K_{sp} в докритической области для периодических и сложных пачек ведут себя очень изменчиво. Следовательно, прослеживание волн SS и SP очень затруднено из-за коротких областей с примерно постоянным значением коэффициента отражения.

Спектральные характеристики – $K(f; x = \text{const})$

Спектральные характеристики (СХ) – зависимости модуля коэффициента отражения от частоты f при фиксированных расстояниях x – являются периодической функцией частоты.

Главное значение для динамики глубинных волн имеет основной максимум этой функции, который можно охарактеризовать максимальной амплитудой $A_{\text{макс}}$, резонансной частотой $f_{рез}$, шириной $\Delta f = f_2 - f_1$ (где f_2 и f_1 – значения частот, при которых величина K обращается в нуль), гладкостью или изрезанностью формы.

Рассмотрим особенности спектральных характеристик отдельно в докритической и закритической областях для однородных PP и SS и обменных PS и SP волн.

Докритическая область расстояний, $x = 1 \div 81$ км. Согласно расчетам К. Фукса (Fuchs, 1969), спектральные характеристики для простых периодических пачек при нормальном падении и отражении продольных PP волн имеют следующие особенности:

1) величина $A_{\text{макс}}$ больше, чем резче различие скоростей в тонких слоях пачки и чем больше число n слоев в пачке; при $n = 4 \div 7$ для условий низов коры и верхов мантии $A_{\text{макс}}$ достигает наибольшего значения – единицы; 2) величина резонансной частоты $f_{рез}$ опреде-

ляется параметрами тонкого слоя с повышенной скоростью — его мощностью l_2 и скоростью V_2 ($f_{рез} = V_2/4l_2$); 3) ширина максимума Δf тем больше, чем меньше число слоев в пачке.

Из сравнения спектральных характеристик для простых периодических и квазипериодических пачек (рис. 2.12) видно, что: 1) в случае сдвоенной пачки спектральная характеристика отличается наложением мелких флуктуаций на периодическую кривую такого же вида, как для простых пачек: $A_{макс}$ близко к единице; ширина основного максимума не менее, чем для простых пачек; 2) для инверсионно-градиентной пачки (рис. 2.12, М-5, М-6) спектральная характеристика отличается очень малой шириной основного максимума ($\Delta f = 2-3$ Гц) и меньшей величиной $A_{макс}$, чем для предыдущих моделей.

Из сравнения рис. 2.12 и рис. 2.13 видно, что спектральные характеристики периодических и квазипериодических пачек для отраженных поперечных SS волн в докритической области расстояний подобны спектральным характеристикам продольных PP волн; различие состоит только в том, что для SS волн вся характеристика и, в частности, ее главный максимум сдвинуты в сторону более низких частот и отличаются меньшей шириной (более узкие спектры) и более низкой резонансной частотой, чем для PP волн:

$$\Delta f(SS)/\Delta f(PP) = f_{рез}(SS)/f_{рез}(PP) = V_s/V_p.$$

Для обменных PS и SP волн форма спектральных характеристик (рис. 2.14 и 2.15) в общем похожа на спектральные характеристики SS волн (см. рис. 2.13); $f_{рез}(PP) > f_{рез}(PS \text{ и } SP) > f_{рез}(SS)$; ширина основного максимума примерно как и для SS волн.

Из рис. 2.12–2.15 видно, что с увеличением расстояний x от 1 до 81 км максимумы спектральных характеристик смещаются в сторону более высоких частот, а амплитуда максимума $A_{макс}$ уменьшается. Это общее свойство для всех тонкослойных инверсионных моделей и типов волн.

Закритическая область расстояний, $x = 101 \div 241$ км. В этой области расстояний для условий ГСЗ имеет смысл рассматривать диапазон частот от 5 до 20 Гц.

Простые периодические пачки для PP и SS волн (см. рис. 2.12 и 2.13) имеют почти столообразные спектральные характеристики, очень слабо ундулирующие около значений амплитуд 0,8–0,95.

Для волн PS спектральные характеристики имеют сложную форму с максимумом около 15 Гц; величины амплитуд не более 0,5.

Сдвоенная и градиентная пачки для PP и SS волн имеют спектральные характеристики более сложные, чем простые пачки: имеются резкие провалы, хотя общий уровень амплитуд составляет 0,7–0,9. Для волн PS спектральные характеристики имеют еще более сложный вид, уровень амплитуд не более 0,5.

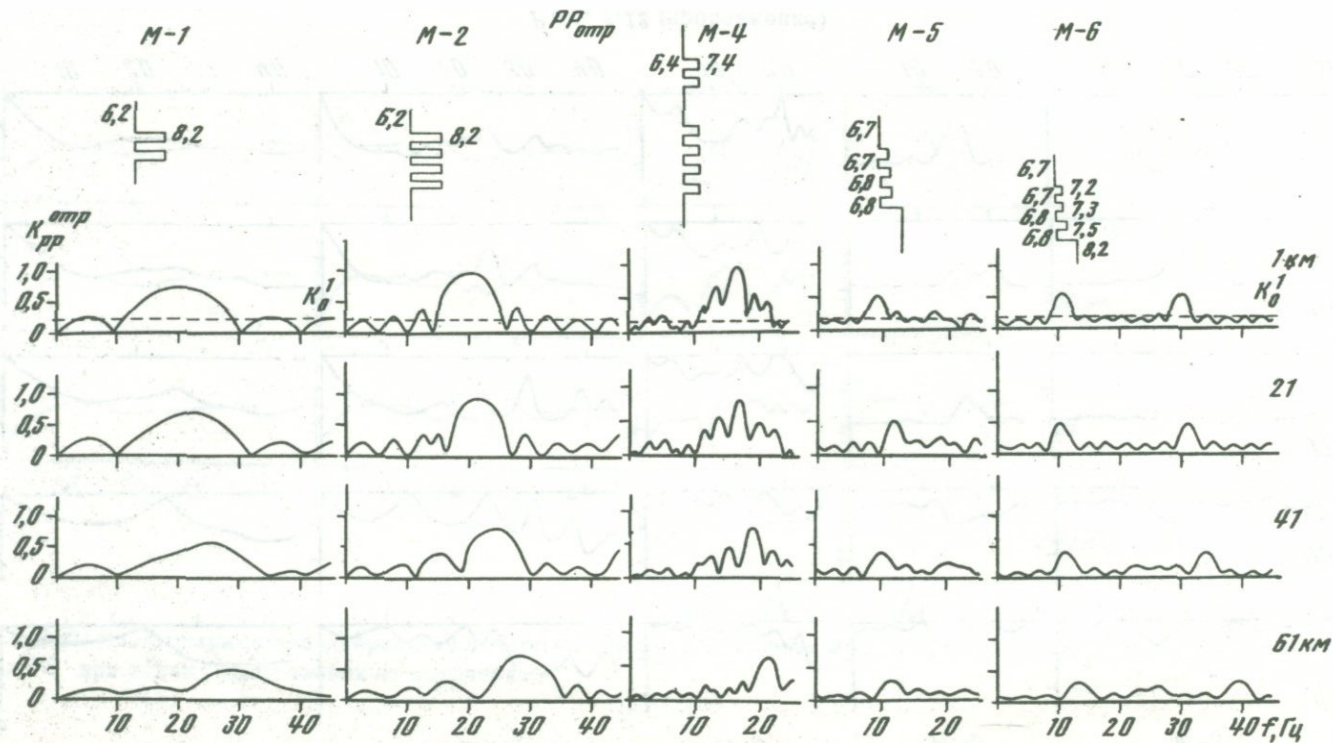


Рис. 2.12 (начало)

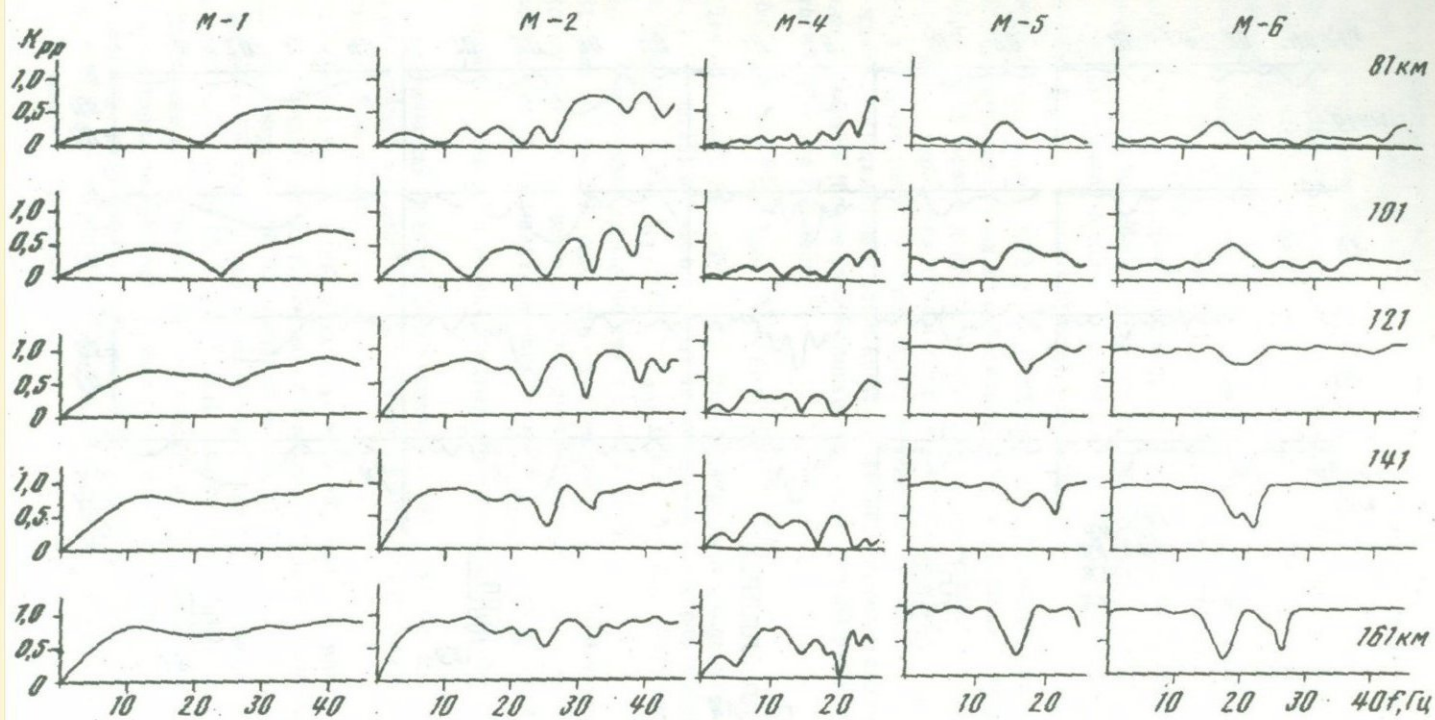


Рис. 2.12 (продолжение)

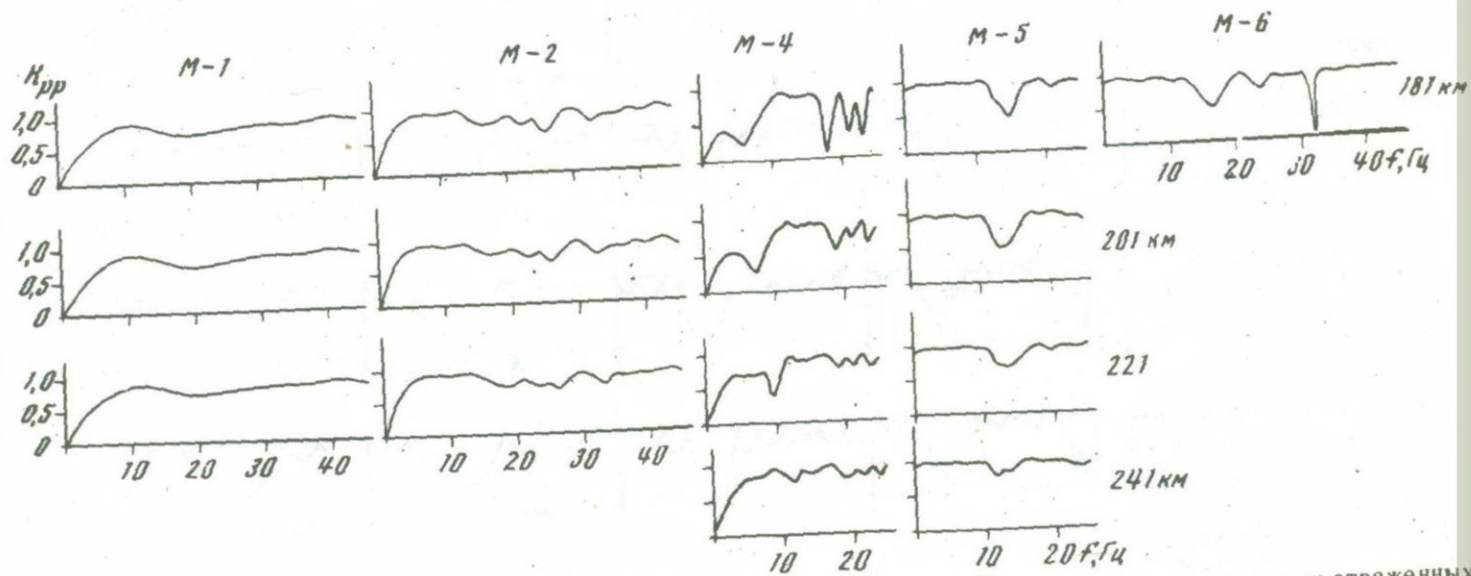


Рис. 2.12. Спектральные характеристики тонкослойных инверсионных моделей области М для продольных отраженных волн PP при разных расстояниях от источника

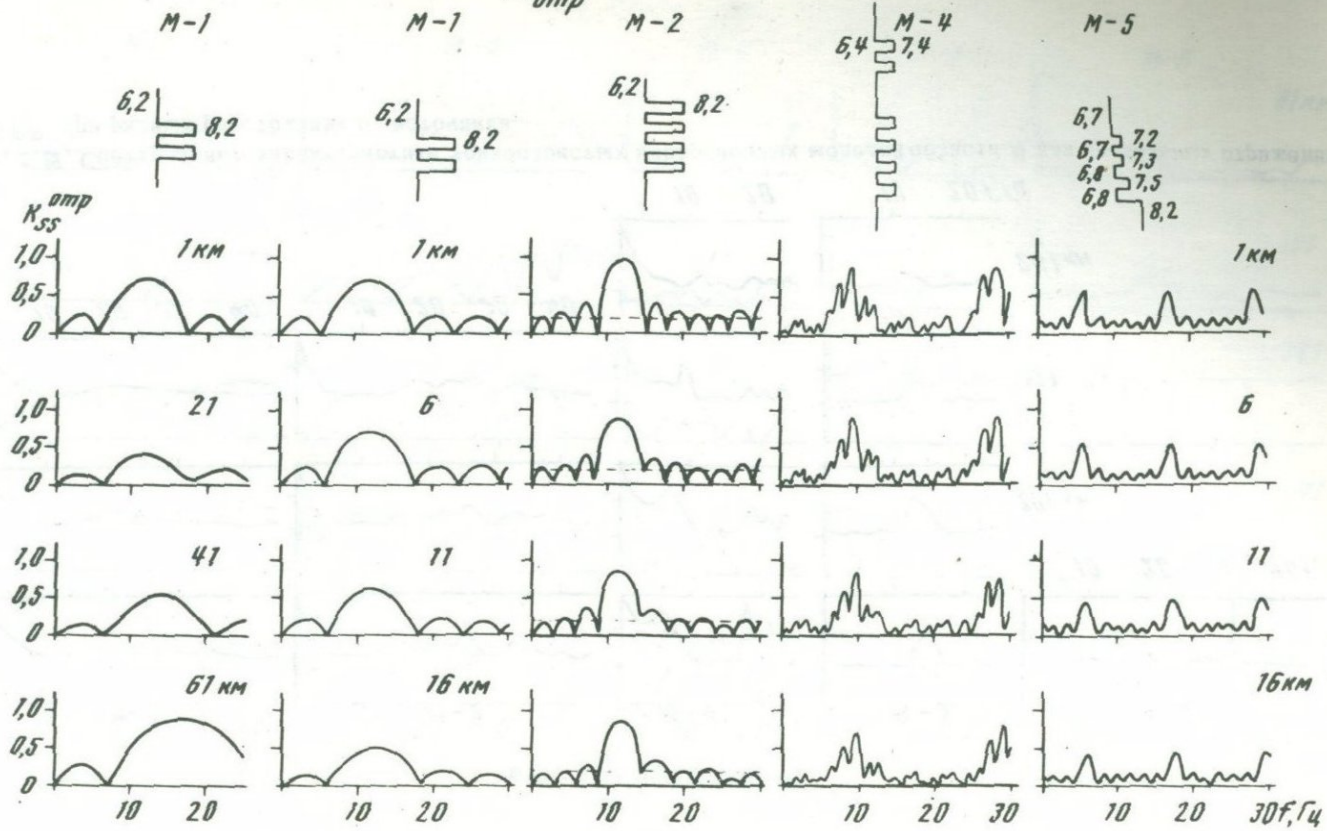
SS_{amp}

Рис. 2.13 (начало)

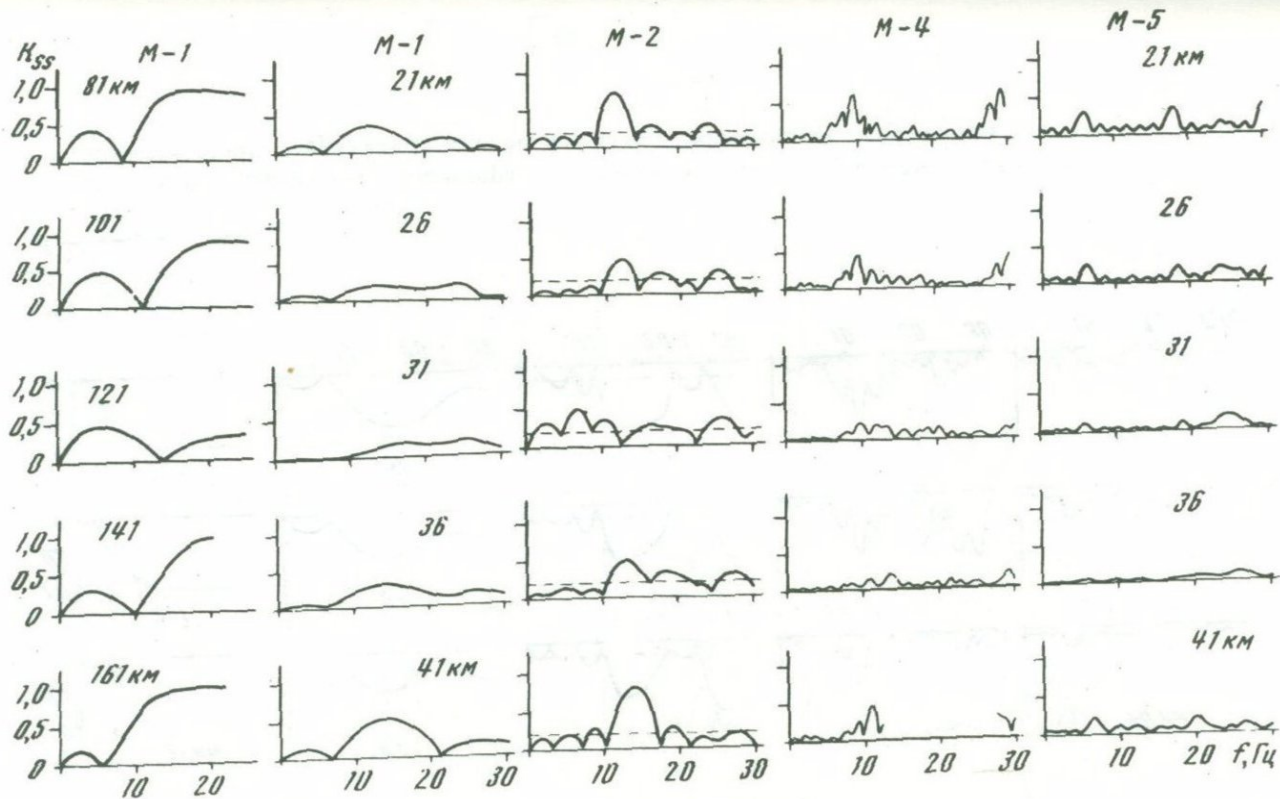
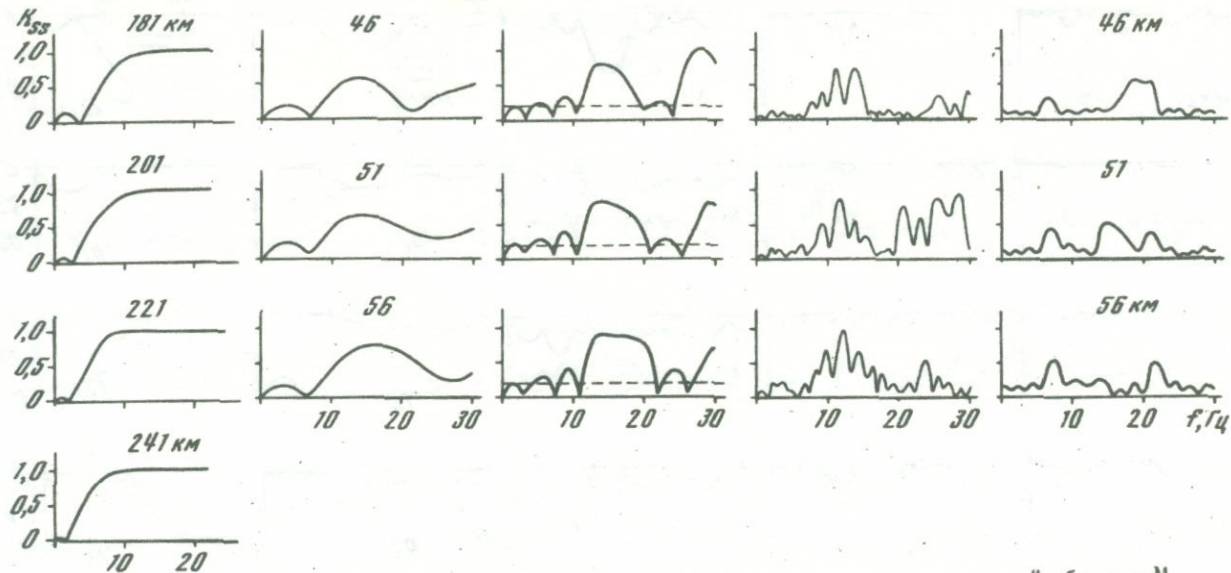


Рис. 2.13 (продолжение)



Р и с. 2.13. Спектральные характеристики тонкослоистых инверсионных моделей области М для поперечных отраженных волн SS при разных расстояниях от источника

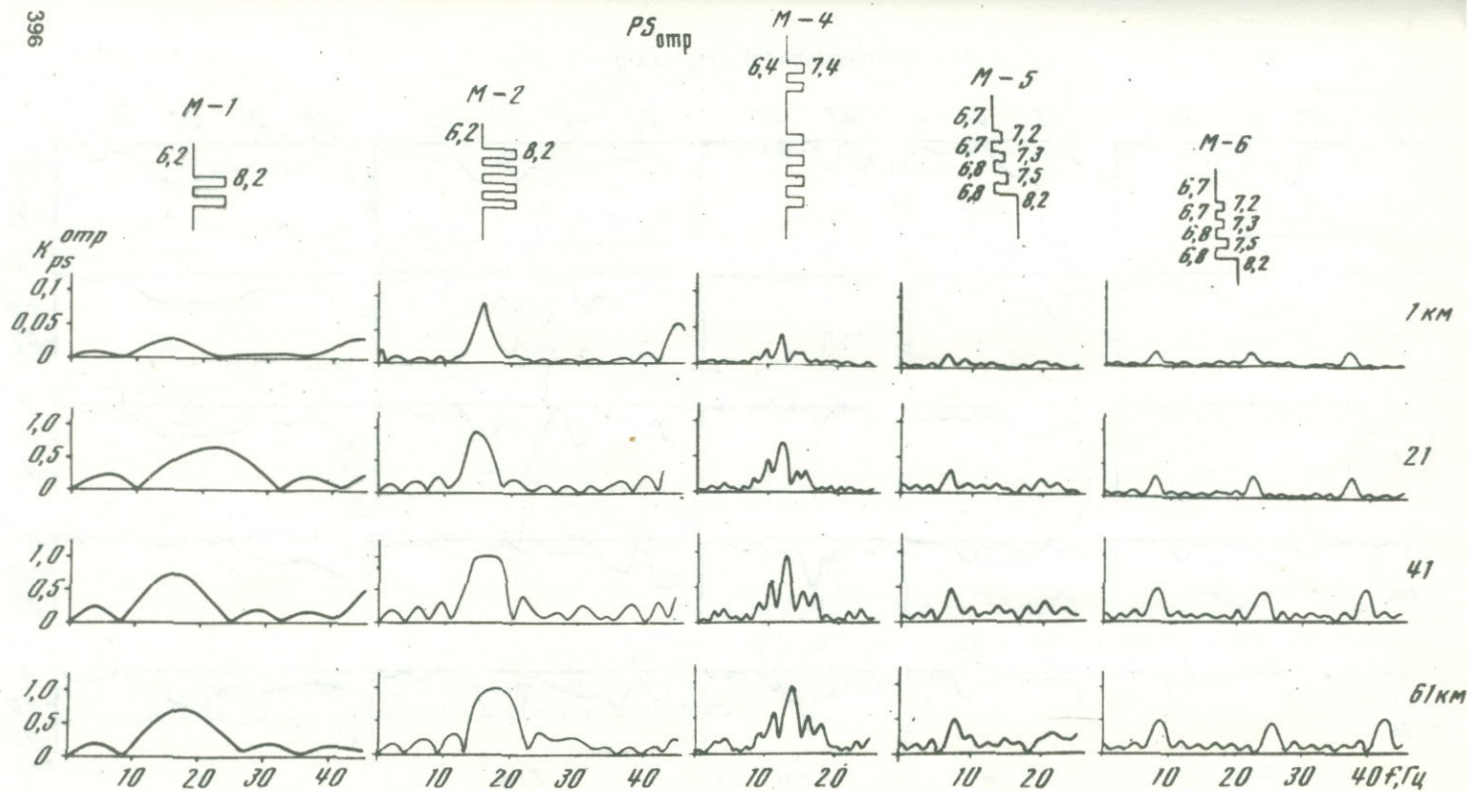


Рис. 2.14 (начало)

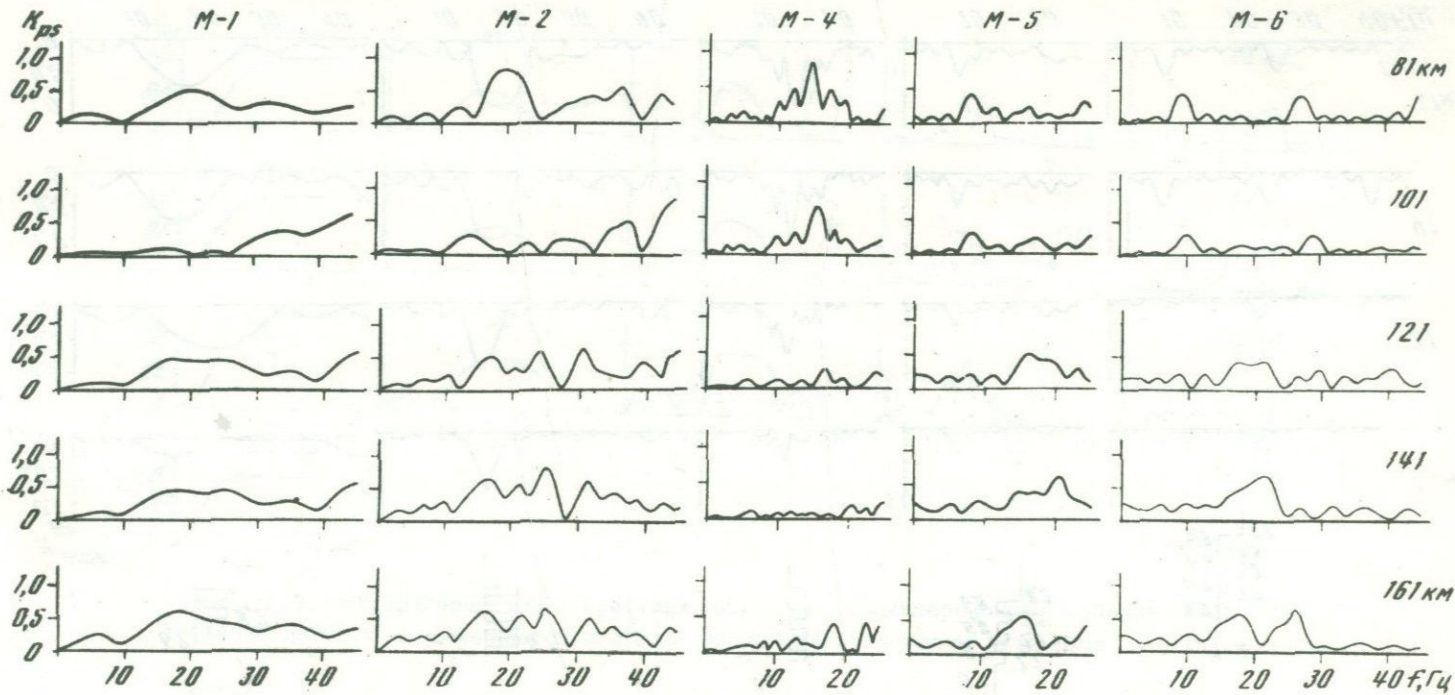


Рис. 2.14 (продолжение)

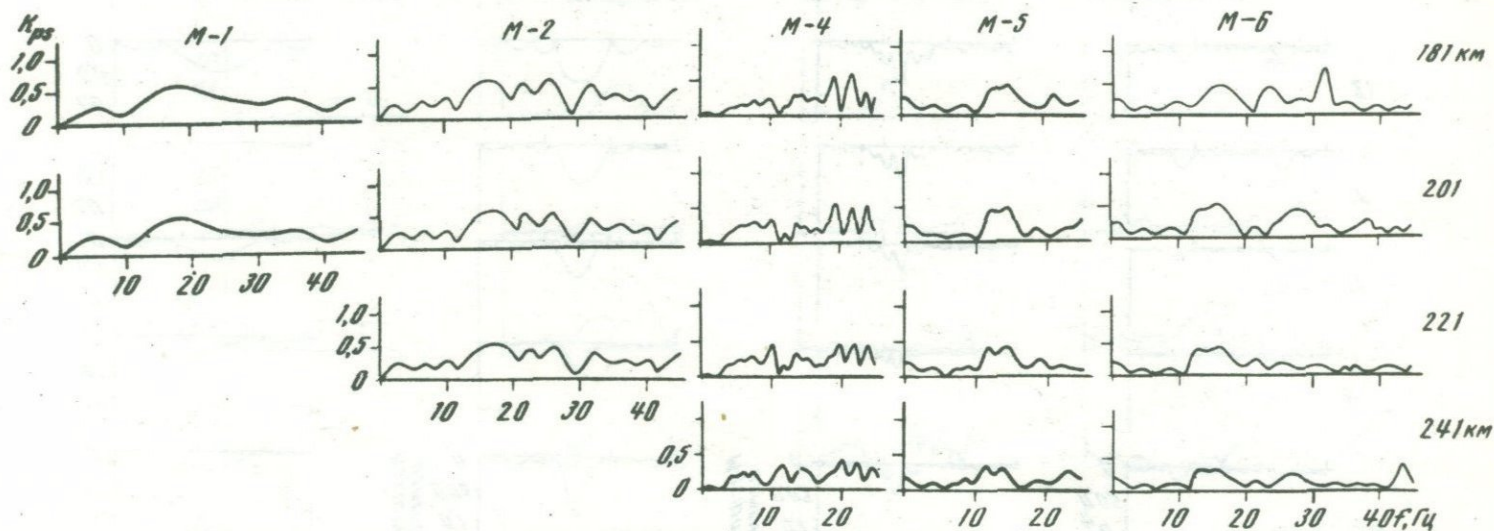


Рис. 2.14. Спектральные характеристики периодических и квазипериодических моделей области М для обменных отраженных волн PS при разных расстояниях от источника

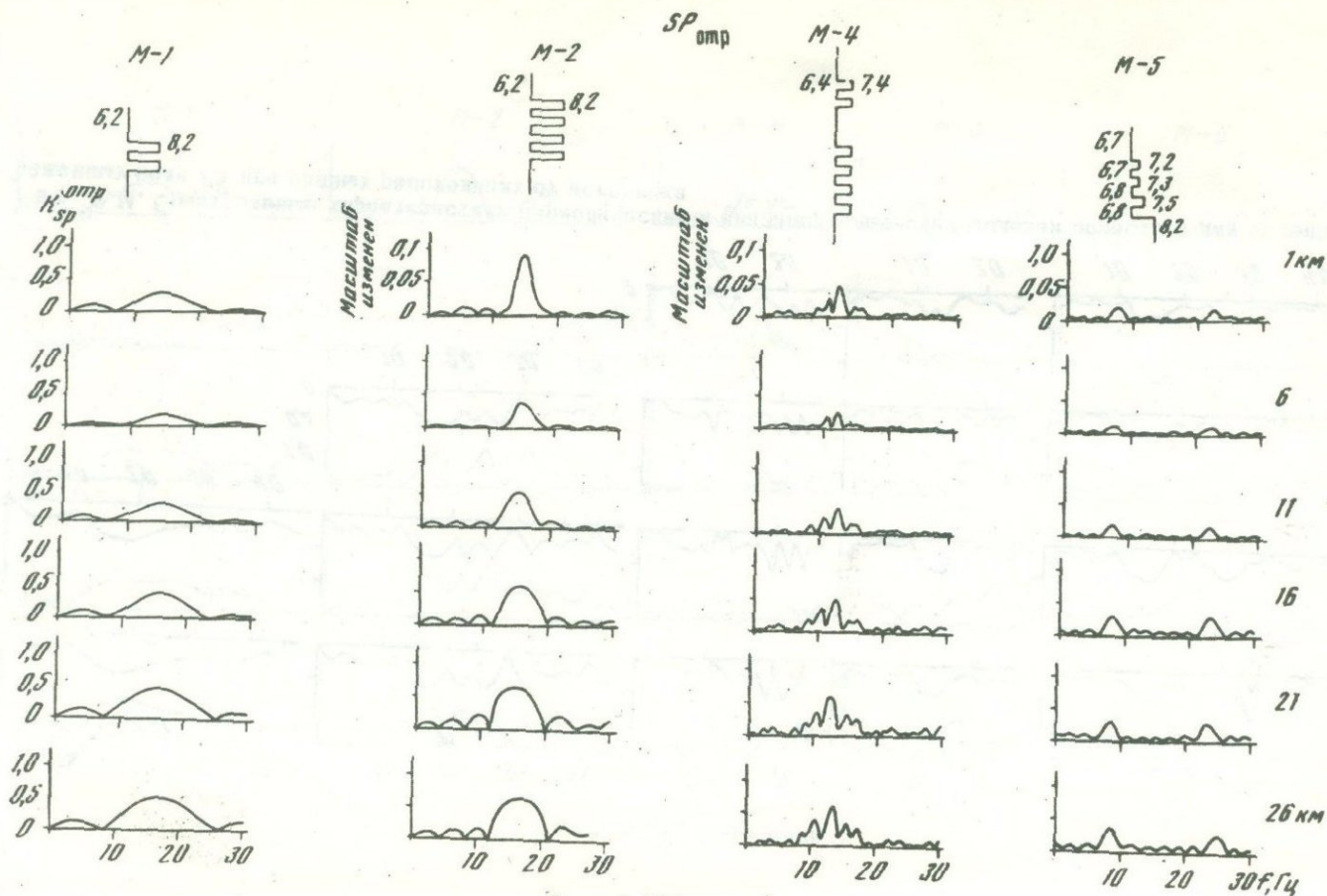
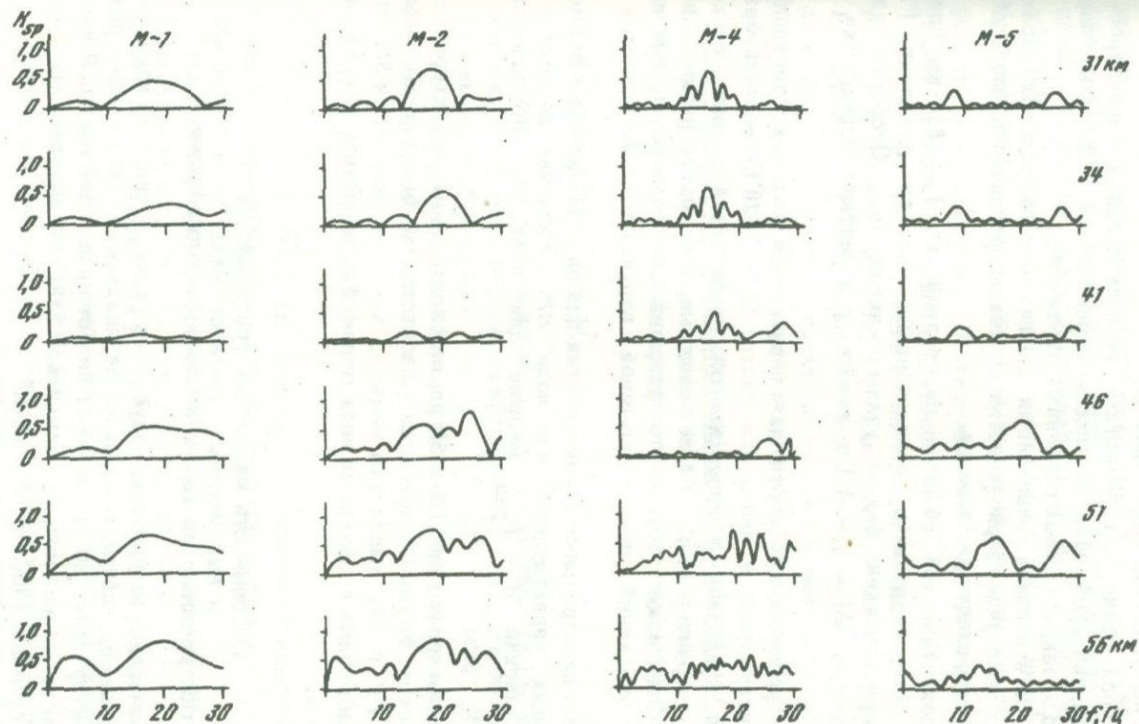


Рис. 2.15 (начало)



Р и с. 2.15. Спектральные характеристики периодических и квазипериодических моделей области М для обменных волн *SP* при разных расстояниях от источника

Изрезанность спектральных характеристик при сложных пачках может приводить к неустойчивости в прослеживании закритических отраженных волн. И наоборот, перерывы в корреляции закритических отражений могут служить указанием на сложность структуры границ, а не на полное отсутствие их.

Структурой пачки, особенностями ее спектральных характеристик в закритической области может определяться и доминирование волны в поле закритических глубинных отражений.

Итак, на основании приведенных данных о спектральных характеристиках в случае периодических и квазипериодических моделей можно сделать следующие выводы.

1. В докритической области расстояний $x = 1 \div 81$ км спектральные характеристики периодических моделей для волн PP имеют периодический вид с узким максимумом. Особенно узкий максимум $\Delta f = 2 \div 3$ Гц имеют градиентно-инверсионные пачки.

2. В закритической области для периодических пачек спектральные характеристики в диапазоне частот $\Delta f = 5 \div 20$ Гц — столообразные. Для sdвоенной и инверсионной градиентной модели спектральные характеристики более сложные, имеются резкие минимумы. Это может обусловить разрывы в корреляции закритических отражений при неизменной структуре сейсмической границы.

3. Форма спектральных характеристик для волн SS подобна форме спектральных характеристик для волн PP . Различие состоит в том, что ширина Δf и $f_{рез}$ меньше для волн SS , чем для волн PP (в V_p/V_s раз).

4. Для обменных волн PS и SP форма спектральных характеристик периодическая. Форма CX меняется с расстоянием более резко, чем для волн PP и SS ; амплитуды меньше, чем для волн PP и SS . Эти свойства обменных отраженных волн менее благоприятны для их использования.

Особенности частотных графиков $f(x)$ и амплитудных графиков $A(x)$, построенных по теоретическим сейсмограммам

Динамические особенности глубинных волн зависят не только от свойств границы, обуславливающих определенный тип их спектральных характеристик, но также и от свойств падающей волны. В настоящем разделе мы рассмотрим совместное влияние спектральных характеристик границы и падающей волны.

Некоторые особенности частотных графиков $f(x)$ и спектральных характеристик границы и падающей волны. Если волны регистрируются на широкополосной аппаратуре, то преобладающая частота отраженных волн определяется спектральной характеристикой границы и

спектром падающей волны. Попытаемся оценить влияние этих факторов.

По сверткам, приведенным на рис. 2.5–2.8, были построены графики изменения частоты f волны с расстоянием x (рис. 2.16). Как видно, для всех моделей частота отраженных волн изменяется вдоль профиля, что, по-видимому, связано с изменениями условий интерференции при разных расстояниях от источника. В докритической области наиболее высокие частоты отмечаются для волн PP для моделей М-1, М-2, М-3, М-4, причем видимая частота f на записи выше частоты $f_{п.в}$ падающей волны, но несколько ниже частоты максимума спектральной характеристики. В закритической области частоты волн PP на 2–4 Гц ниже, чем в докритической.

Наиболее низкие частоты вблизи источника имеют волны SS и SP . В случае модели М-5 для фазы 1 по графику $f(x)$ волн PP отмечается некоторое увеличение частоты с расстоянием, а для фазы 2 частота практически не меняется с удалением от источника; волны PS характеризуются высокой частотой для этой модели.

Влияние разных факторов на особенности амплитудной кривой $A(x)$. В случае границы первого порядка амплитудная кривая $A(x)$ отраженной волны при однородной покрывающей толще определяется выражением

$$A(x) = K_{pp}(x) K_{00} F(t)/R(x).$$

При слоистой покрывающей толще в выражение $A(x)$ входит еще сомножителем произведение коэффициентов прохождения через границы в вышележащей среде.

В случае тонкослоистых инверсионных отражающих пачек свертка определяется выражением

$$A(t) = \iint K(\omega) F(t) d\omega dt.$$

Поэтому и амплитудная кривая $A(x)$ зависит от вида функции коэффициента отражения $K(\omega)$, от свойств падающей волны $F(t)$ и от функции расхождения $1/R(x)$.

На рис. 2.17 приведены графики $A'(x)$, построенные по сверткам. Сравнение их с графиками $K(x, f = \text{const})$ на рис. 2.9 – 2.11 (см. графики $K(x, f = \text{const})$ для $f_{рез}$) показывает, что кривые мало различаются, т.е. особенности падающей волны практически не влияют на форму амплитудного графика $A'(x)$.

Введение функции расхождения $1/R(x)$ в кривые $A'(x)$ приводит к изменению величин A' и некоторому изменению формы всей кривой, так как функция расхождения имеет наибольшие значения вблизи ПВ и ее значения плавно убывают при удалении от источника.

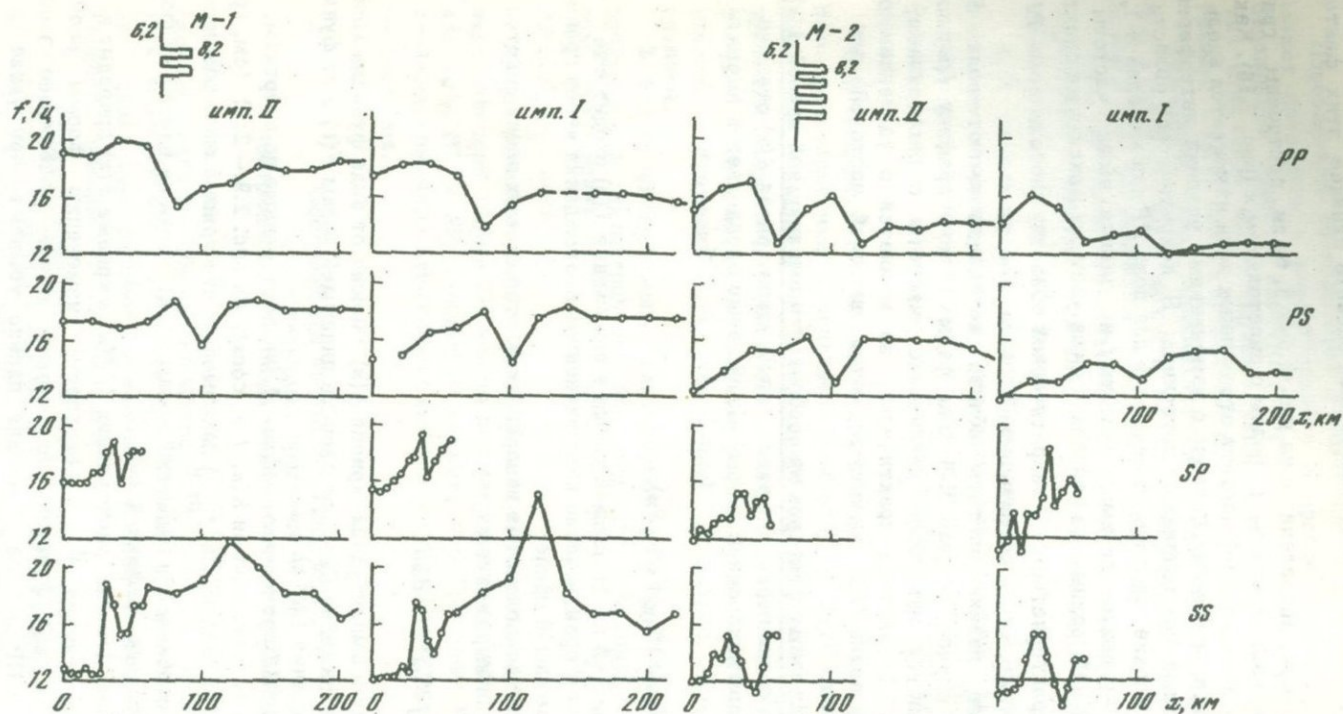


Рис. 2.16. Графики $f(x)$ изменения видимой частоты f с расстоянием x , построенные по сверткам (рис. 2.5–2.8) при двух падающих импульсах I ($f_{\text{рез}} = 14$ Гц) и II ($f_{\text{рез}} = 17$ Гц) для разных моделей

Для модели М-5 кривые $f(x)$ построены для разных фаз записи (1, 2, 3), показанных рядом с графиками

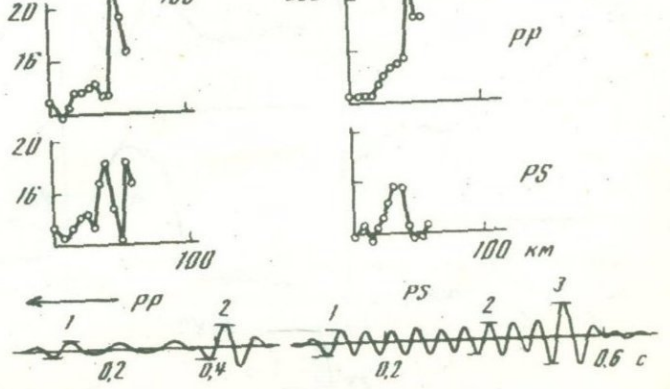
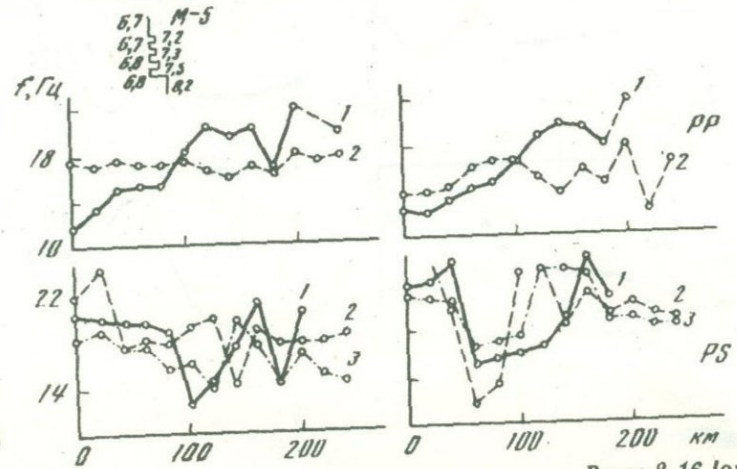
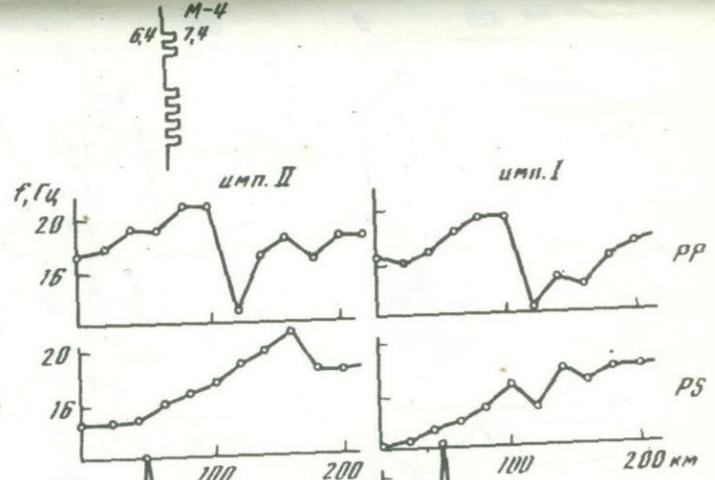
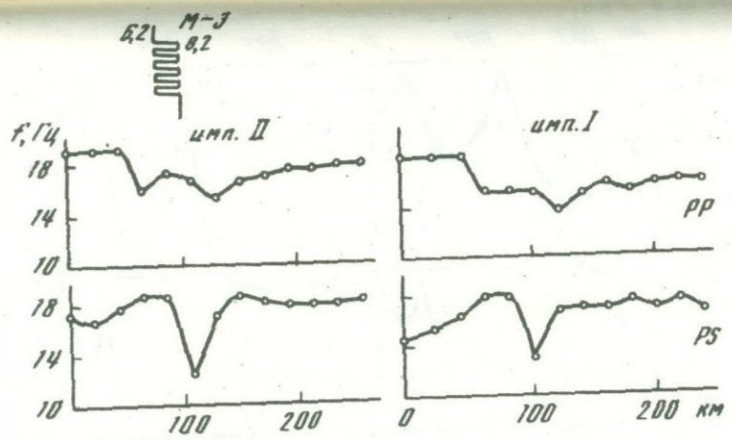


Рис. 2.16 (окончание)

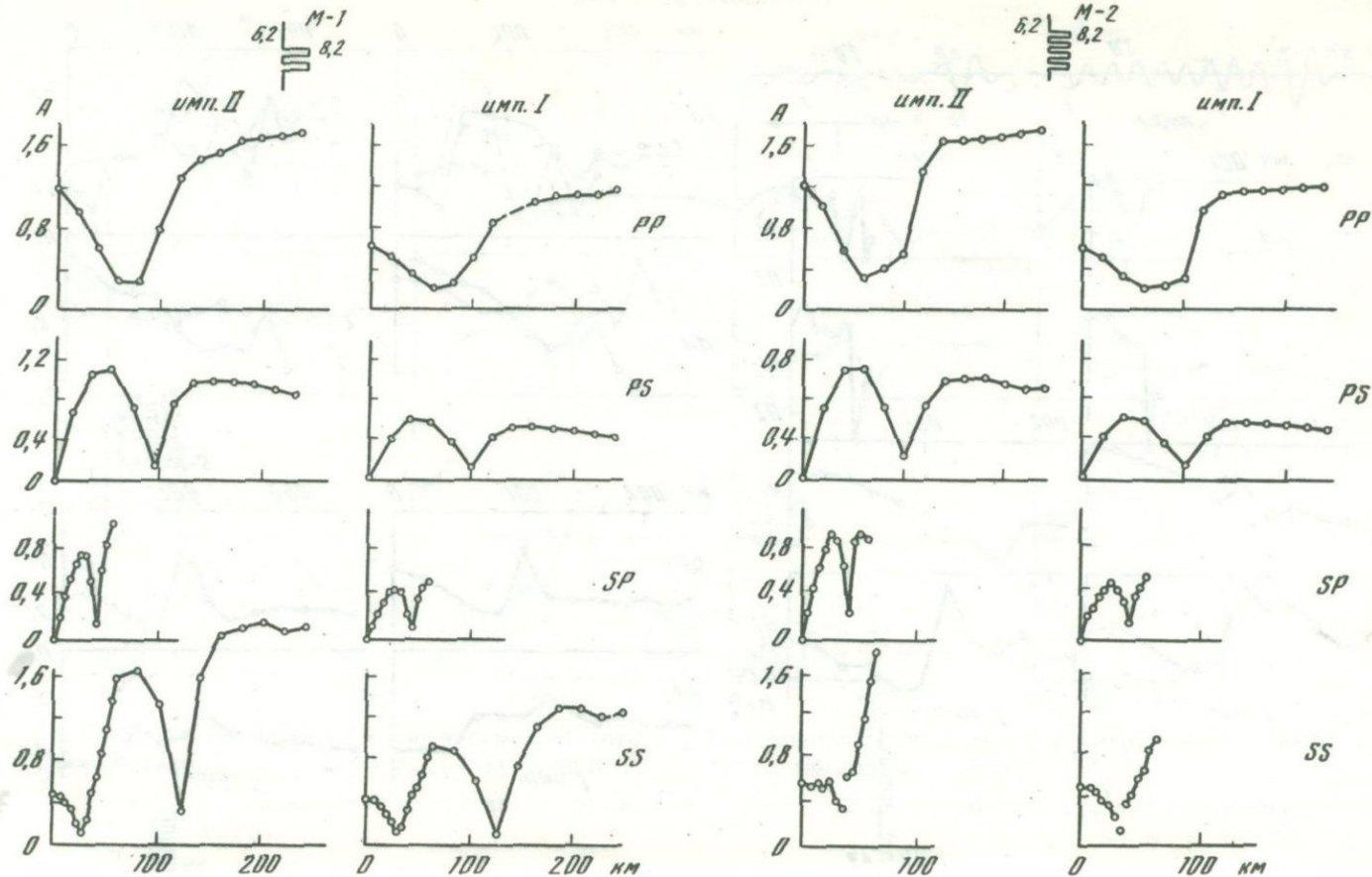


Рис. 2.17 (начало)

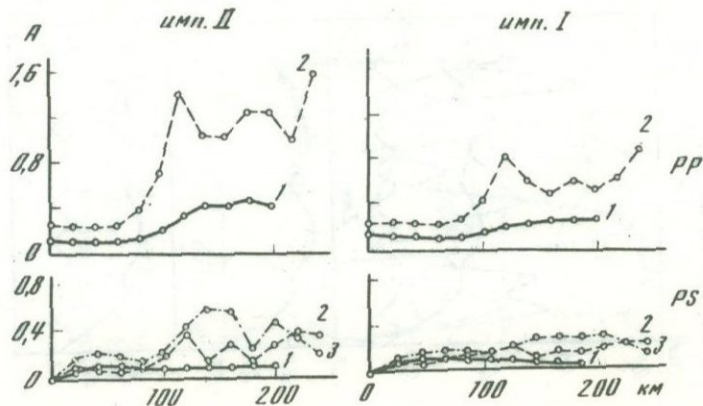
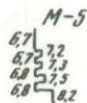
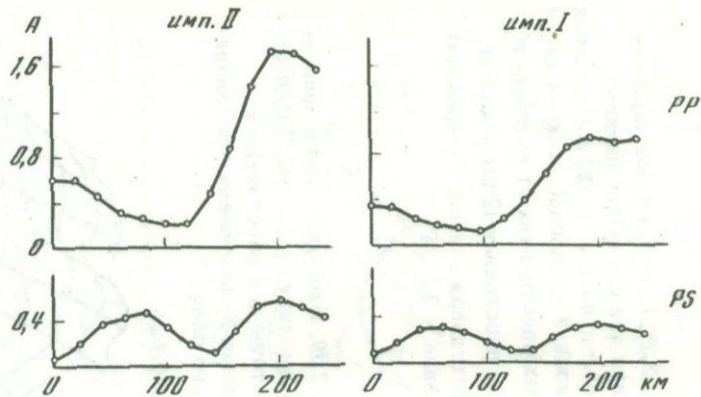
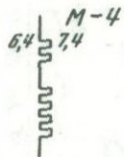
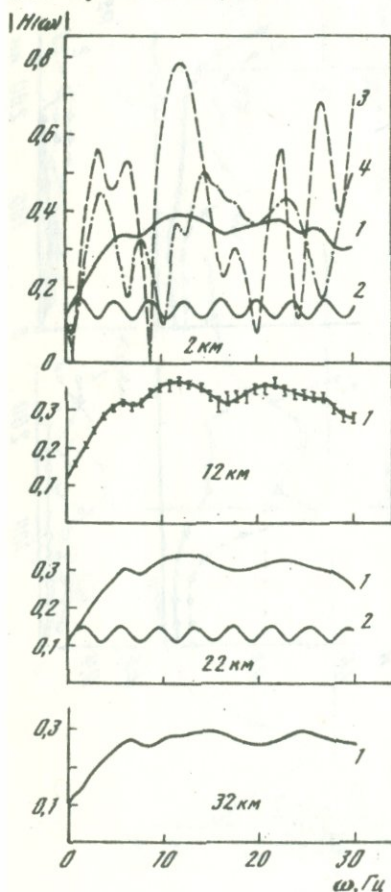


Рис. 2.17. Амплитудные графики $A(x)$, построенные по сверткам при двух падающих импульсах I ($f_{рез} = 14$ Гц) и II ($f_{рез} = 17$ Гц) для отраженных волн PP, PS, SP, SS

§ 4. ДИНАМИКА ВОЛН, ОТРАЖЕННЫХ ОТ МОДЕЛИ СО СЛУЧАЙНОЙ СТРУКТУРОЙ

Были рассмотрены 29 отдельных реализаций модели со случайной структурой. Для большинства реализаций спектральные характеристики имеют очень сложную форму (рис. 2.18, кривые 3 и 4) с резкими изменениями амплитуд, например от 0,8 до нуля. Средний уровень амплитуд для большинства реализаций составляет 0,4–0,5.

На рис. 2.18 приведены спектральные характеристики $|H(\omega, x = \text{const})|$ для случайной пачки и эквивалентного слоя при разных (2–82 км) расстояниях от источника. Как видно, форма спектров для случайной пачки довольно плавная с небольшими ундуляциями, немного превышающими по амплитуде ширину доверительной полосы; изменение формы спектральной характеристики с удалением от источника плавное. Спектральные характеристики для эквивалентного слоя имеют квазисинусоидальную форму и амплитуду в 2–3 раза меньшую, чем для случайной пачки.

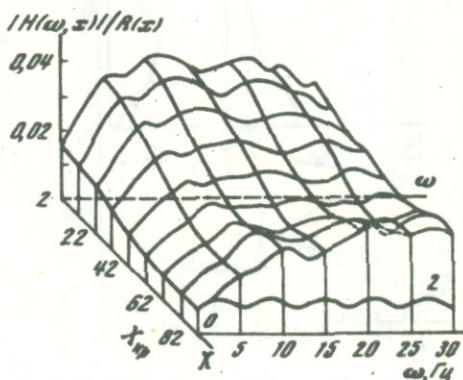


Р и с. 2.18. Спектральные характеристики для случайной пачки (1), эквивалентного слоя (2) и отдельных реализаций случайной пачки (3, 4) при разных расстояниях от источника

Для расстояния 12 км показана доверительная полоса, построенная на уровне $\pm 3\sigma/\sqrt{n}$

Р и с. 2.19. Блок-диаграмма зависимости амплитуды $A = |H(\omega, x)|/R(x)$ от частоты ω и расстояния x

Кривая 2 построена для эквивалентного слоя



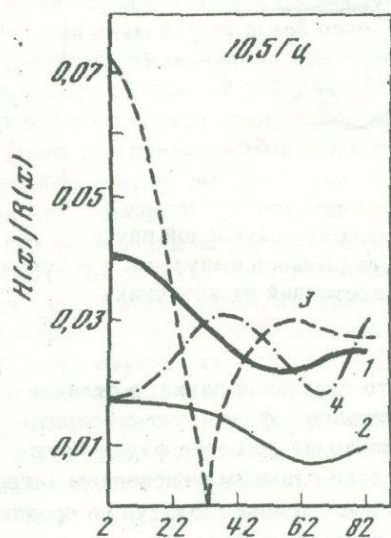
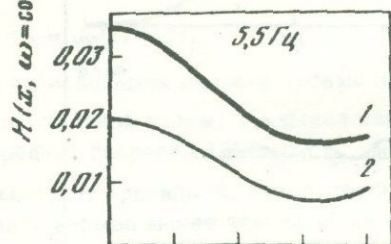
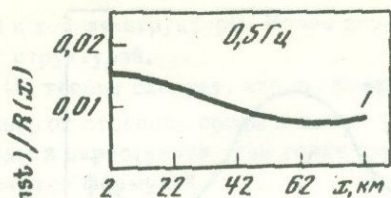
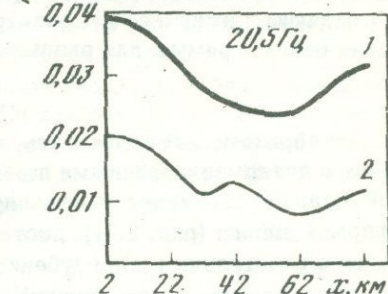
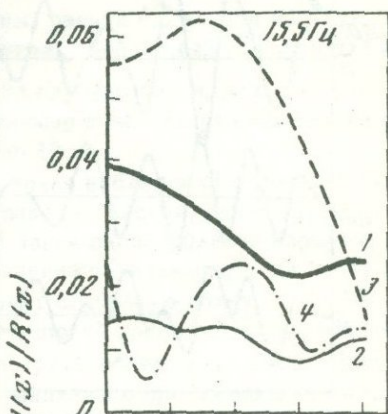


Рис. 2.20. Изменение амплитуды $A = |H(\omega, x)|/R(x)$ с расстоянием для разных частот

1 — случайная пачка; 2 — эквивалентный слой; 3, 4 — отдельные реализации случайной пачки



Плавный характер спектральных характеристик случайной пачки и постепенное изменение их с расстоянием иллюстрируются также блок-диаграммой спектральной функции $|H(\omega, x)|/R(x)$ с учетом расхождения фронта отраженной волны (рис. 2.19). При данных расчетах не учтено влияние поглощения; введение его делает спектральные характеристики более резонансными.

Амплитуды различных составляющих спектра для отдельных реализаций сложно изменяются с расстоянием, они могут вначале уменьшаться, а затем снова возрасти (рис. 2.20, кривая 3) или иметь колебательный характер (кривая 4). Кривые $|H(x, \omega = \text{const})|/R(x)$ для случайной пачки и эквивалентного слоя имеют плавную форму.

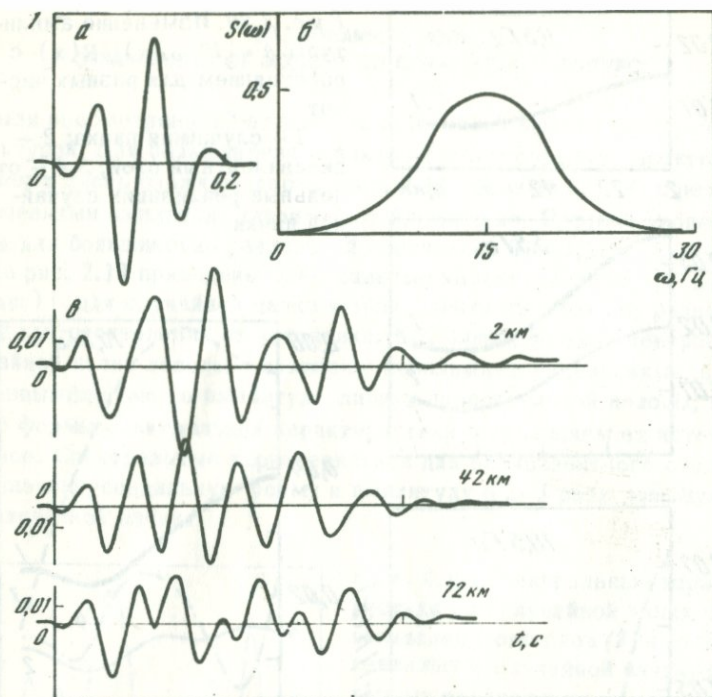


Рис. 2.21. Теоретические сейсмограммы для случайной пачки
 а — падающий импульс; б — спектр падающего импульса; в — теоретические сейсмограммы для разных расстояний от источника

Таким образом, можно ожидать, что случайная пачка, в отличие от пачек с детерминированными параметрами, формирует в докритической области устойчивую отраженную волну со слабо флуктуирующей формой записи (рис. 2.21), достаточно плавным изменением интенсивности с расстоянием и неглубоким минимумом амплитуд на средней части интервала между источником и критической точкой. Как известно, эти особенности близки к свойствам отраженных волн для резких границ, а также для волн от толстого эквивалентного слоя (см. рис. 2.18, кривая 2), за исключением общего уровня интенсивности, который для пачки примерно в 2 раза выше.

§ 5. О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПАЧЕК СО СЛУЧАЙНОЙ СТРУКТУРОЙ

Периодические и квазипериодические пачки в ряде случаев позволяют объяснить наблюдаемые особенности динамических характеристик волн, отраженных от области М. Однако эти модели далеки от реальных геологических условий. Трудно представить себе протяженные на километры, а иногда и десятки километров тонкослоистые пачки од-

ной и той же структуры. Более вероятно, очевидно, модель со случай- ной структурой.

Из теории следует, что динамика отраженной волны зависит не только от строения среды в самой точке отражения, но и от строения среды в окрестности этой точки (рис. 2.22). Размеры окрестности оце- ниваются формулой

$$a_8 = \sqrt{\lambda l} / \cos i_p,$$

где a_8 — большая полуось восьми зон Френеля; l — половина длины лу- ча отраженной волны; λ — длина волны, равная 0,6 км при частоте 10 Гц и средней скорости 6,0 км/с; i_p — угол падения волны. Тогда для от- ражения от границы М, залегающей на глубине 40 км, для удаления от пункта взрыва менее чем на 10 км размер всей области, влияющей на динамику волны составит также около 10 км.

Если отраженная волна в каждой точке наблюдений формируется случайной пачкой, т.е. целой совокупностью блоков, для которых в среднем выдерживается нормальный закон распределения параметров, то в нашем случае (29 реализаций) ширина отдельного блока будет при- мерно 0,3 км. Такая среда и формирует случайную волну.

Приведем пример возможного объяснения прерывистой корреляции в среднем достаточно интенсивных докритических отражений. Допус- тим, что граница М представлена сравнительно протяженными (около 10 км) линзовидными тонкослоистыми пачками, параметры которых из- меняются от участка к участку каждые 12–15 км. Пусть имеются три вида таких пачек-блоков, которые чередуются, образуя крупноблоко- вую структуру области М. Динамический годограф отраженных волн для этого случая для частоты 10,5 Гц показан на рис. 2.23, из кото- рого ясно видно, что при среднем уровне межволнового фона, напри- мер равном амплитуде отраженных волн на расстоянии 40 км, смогут быть выделены отражения только для блоков с пачками слоев для реализаций 1 и 3. Отражения от блоков с пачками для реализации 2 смогут быть выделены только при подходе к критической области. Та- кая ситуация весьма типична для штрихового поля докритических отра- жений, наблюдаемого во многих районах.

Рассмотрение возможных моделей границы М позволяет заключить, что, во-первых, для районов, где отражения вблизи источника интенсив- нее или сравнимы по интенсивности с отражениями в критической об- ласти, нужно предположить наличие сложной границы М, представлен- ной пачками слоев. Во-вторых, резкое нарушение корреляции докрити- ческих отраженных волн может быть связано как с прерывистостью та- ких сложных инверсионных пачек, так и с резким изменением их свойств, т.е. с блоковым характером области М (при длине блоков не менее не- скольких километров).

Если интенсивные отраженные волны образуют в докритической области устойчивые компактные группы, а их спектральные характе-

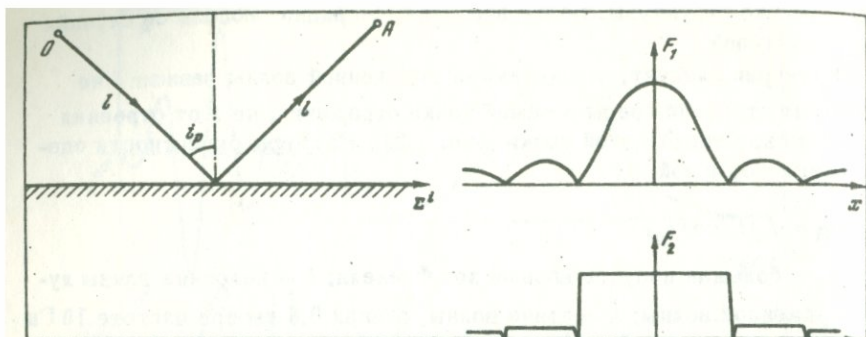


Рис. 2.22. Влияние разных точек профиля на волну, отраженную от точки М

Влияние описывается функциями F_1 — при падении монохроматической волны и F_2 — при падении импульса $F(t) = a_0 e^{-\beta t} \sin(\omega_0 t + \Phi_0)$; $\Phi_0 = 0$ (Пузырев, 1957, 1959; Берзон и др., 1962)

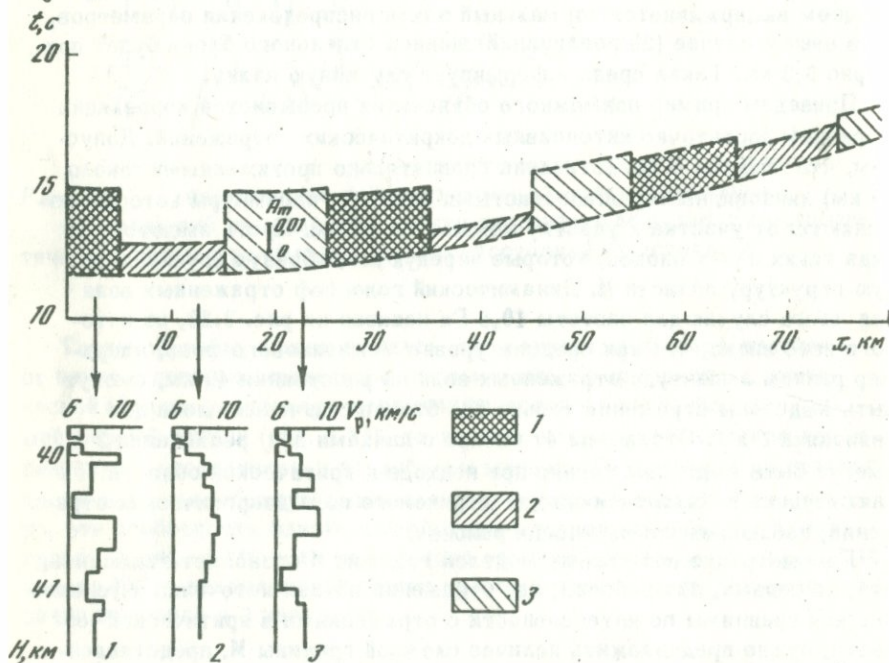


Рис. 2.23. Динамический годограф докритических отраженных волн от области М, представленной блоками разных инверсионных пачек.

Штриховкой показаны участки годографа, соответствующие скоростным разрезам (1, 2, 3). Амплитуды определяются формулой

$$A(x) = \frac{|H(\omega, x)| |S(\omega)|}{R(x)}$$

ристики качественно близки к таковым в случае границ первого порядка, можно предполагать, что область М представлена случайной пачкой, т.е. случайным чередованием очень мелких блоков с параметрами пачек, которые флуктуируют вдоль профиля так, что в каждом акте отражения реализуются все свойства случайной пачки.

В тех районах, где отражения в докритической области совсем не фиксируются, нужно оценить абсолютные уровни фона помех по отношению к критическим отражениям. Если он мал, примерно на порядок меньше интенсивности критических отражений, то следует допустить, что и интенсивность докритических отражений намного меньше критических. В этом случае область М может быть представлена границами первого порядка или переходными зонами.

§ 6. ВОЛНОВЫЕ ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МОДЕЛЕЙ ОТРАЖАЮЩИХ ГРАНИЦ

В результате обзора теоретических данных о динамике глубинных отраженных волн, приведенных в главе I, уже наметились некоторые характерные для определенных типов моделей динамические свойства волн. Теоретические расчеты для тонкослойных инверсионных моделей, приведенные в главе II, дополнили наши представления об особенностях структуры волнового пакета и спектральных характеристиках отраженных волн в закритической области.


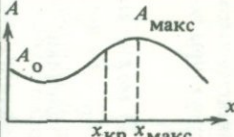
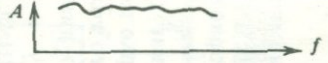
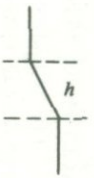
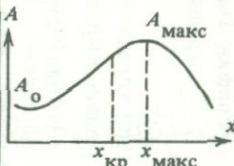
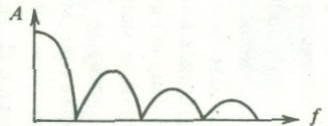
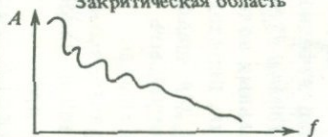
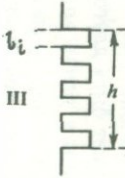
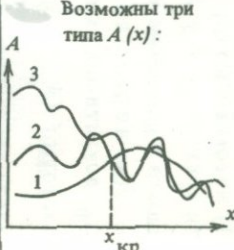
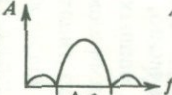
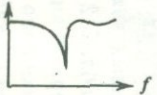
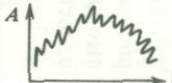
В табл. 2.2 приведены в схематизированном виде динамические характеристики продольных волн, отраженных от моделей трех типов: границ первого порядка, переходных слоев с плавным возрастанием скорости с глубиной и для тонкослойных инверсионных моделей. Из таблицы видно, что могут быть случаи, когда динамические характеристики разных типов моделей близки, а могут быть и ярко выраженные динамические характеристики, которые имеют место только для одного из типов моделей и, следовательно, могут служить диагностическим признаком для данного типа моделей.

Для границ первого порядка (I тип) характерными являются: 1) широкий спектр; 2) амплитудный график $A(x)$ с максимумом в области критического угла ($A_0/A_{кр} < 1$); 3) сохранение структуры волнового пакета с удалением от источника.

Для переходных зон (II тип) характерны: 1) малые амплитуды A_0 докритических отражений, убывание амплитуд A_0 при возрастании частоты f ($A_0 \sim f^{-1}$); 2) максимум амплитудного графика $A(x)$ в области критического угла $i_{кр}$; 3) структура волнового пакета которая может быть длительной в докритической области (при отношении мощности зоны к длине волны, равном или большем единицы), а в закритической — иметь вид сравнительно компактной волны. Наиболее ярким для переходных зон является первый признак.

Таблица 2.2

Динамические характеристики отраженных волн

Типы моделей	Амплитудные кривые $A(x)$	Спектральные характеристики $A(f)$	Структура волнового пакета	Диагностические признаки
I	  <p>$A_0/A_{\max} = 0,1-0,5$</p>	 <p>$A(f) \cong \text{const}$ в докритической и закритической областях В области x_{\max} f понижается на 3-4 Гц</p>	Практически не изменяется в докритической и закритической областях	Широкополосный спектр Практическое постоянство записи в докритической и закритической областях $A_0/A_{\max} = 0,1 \div 0,5 (< 1)$
II	  <p>1) $(A_0)_{II} < (A_0)_{I}$ 2) $x_{\max} \begin{cases} \sim h \\ \sim f^{-1} \end{cases}$</p>	<p>Докритическая область</p>  <p>Закритическая область</p> 	При $h/\lambda = 1 \div 3$ в докритической области запись длительная; в закритической – компактная Возможна реверберационная запись в закритической области Нормальная дисперсия закритических отражений	Малая интенсивность докритических отражений A_0 $A_0 \sim f^{-1}$ Может быть компактная и длительная запись в докритической и закритической областях
III	 <p>Возможны три типа $A(x)$:</p>  <p>$x_{\text{кр}}$</p>	<p>Докритическая область</p>  <p>Закритическая область</p>  <p>Случайные структуры</p> 	При $h/\lambda = 1 \div 3$ может быть длительная запись в докритической области и компактная – в закритической	<u>Периодические пачки</u> Резонансный спектр Изменения волнового пакета с расстоянием Может быть $A_0/A_{\text{кр}} \geq 1$ <u>Пачки со случайной структурой</u> $(\Delta f)_{\text{сл}} > (\Delta f)_{\text{период}}$ $(A_0)_{\text{период}} > (A_0)_{\text{сл}} > (A_0)_{I}$

Для инверсионных тонкослоистых моделей (III тип): 1) возможны три типа амплитудных графиков $A(x)$ — с максимумом в области критического угла, осциллирующий около одного уровня и осциллирующий, спадающий график $A(x)$, так что $A_0 > A_{кр}$; 2) существует $f_{рез}$, при которой A_0 максимальны, при $f < f_{рез}$ A_0 малы, а при f , немного больших $f_{рез}$, возможна большая интенсивность предкритических отражений; 3) структура волнового пакета может быть длительной в докритической области (при $\Sigma_i/\lambda = 1$), а в закритической иметь вид компактной волны.

Таким образом, признаками тонкослоистых периодических инверсионных моделей в докритической области являются большие амплитуды A_0 , наличие $f_{рез}$, сложная структура волнового пакета. В закритической области признаками таких моделей, по-видимому, можно считать отсутствие ясно выраженного максимума амплитудного графика в области $i_{кр}$ и разрывы в корреляции волн $R_{отр}^M$. Последнее можно пояснить рис. 2.12, из которого видно, что при сложных моделях на некоторых из закритических расстояниях ($x > 100$ км), в некоторых интервалах частот значения коэффициентов отражения K_{pp} могут быть очень малыми, что может обусловить прерывистую корреляцию волны в закритической области. Для инверсионных тонкослоистых пачек со случайной структурой диагностические признаки могут быть менее выразительными, чем для периодических или квазипериодических моделей: амплитуды A_0 докритических отражений меньше, частотный спектр может быть довольно широким.

Из сопоставления динамических характеристик отраженных волн следует: 1) наиболее характерные динамические признаки имеют место в случае тонкослоистых инверсионных моделей, поэтому при наличии всех трех ярких диагностических признаков этот тип модели определяется надежно; 2) самые четкие различия в динамических характеристиках разных типов моделей имеют место для докритических отражений, динамические характеристики закритических отражений для трех типов моделей близки: коэффициент отражения $K_{pp} \approx 1$, структура волнового пакета компактная. Таким образом, информативность закритических отражений является явно недостаточной для определения даже типа скоростей модели глубинных границ, хотя закритические отражения очень полезны для расширения всего волнового поля и для сравнительной оценки динамических характеристик докритических отражений (в первую очередь для определения отношения $A_0/A_{кр}$).

Из приведенных результатов изучения динамических характеристик глубинных волн для инверсионного тонкослоистого типа моделей можно сделать следующие выводы.

1. Расчеты динамических характеристик для периодических инверсионных моделей позволяют видеть ясные зависимости динамики волн

от строения пачек, в частности структуру волнового пакета и его изменение с удалением от источника. Получены данные о динамике поперечных SS и обменных PS и SP волн. Следует, однако, иметь в виду, что расчеты динамических характеристик отраженных волн по программе Л.И. Ратниковой и А.Л. Левшина (1967) в околоскритической области (притяженностью в 20–40 км) не точны (Ратникова, 1973; Ратникова, 1975). Амплитуды в этой области несколько занижены против тех, что получены по более точным формулам К. Фукса (Fuchs, 1968).

2. Сложные квазипериодические, а также модели со случайной структурой, по-видимому, более приближаются к условиям, существующим в природе. Для них обнаружено много общего: изрезанность, флуктуации спектральных характеристик, амплитуды меньше, чем в случае отражения от периодических пачек, и больше, чем при отражении от простых границ первого порядка и эквивалентного слоя. В закритической области расстояний для сложных квазипериодических пачек обнаружены значительные отклонения коэффициентов отражения от единицы (резкие провалы в спектральных характеристиках) для некоторых интервалов частот. Эти особенности спектральных характеристик, по-видимому, позволяют объяснить наблюдаемое в природе доминирование некоторых глубинных волн (чаще всего P^M) и разрывы в прослеживании их закритических отражений.

3. Рассмотрение стохастических моделей показывает, что даже при сравнительно больших флуктуациях структуры модели возможна фазовая корреляция волны и сохранение основных признаков тонкослоистых инверсионных моделей.

4. Из сопоставления динамических характеристик отраженных волн для трех типов моделей выявлены диагностические признаки для определения типа скоростной модели отражающей границы. Наиболее четкие различия в динамических характеристиках разных типов моделей имеют место для докритических отражений: динамические характеристики закритических отражений для трех типов моделей близки (коэффициент $K_{pp} \approx 1$, структура волнового пакета компактная), поэтому, используя только закритические отражения, невозможно установить даже тип модели.

Наиболее характерные динамические признаки имеют место в случае тонкослоистых инверсионных моделей, структура которых близка к периодической; поэтому при наличии всех трех ярких диагностических признаков этот тип модели определяется наиболее надежно, с наименьшей степенью неоднозначности.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГЛУБИННЫХ ВОЛН ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ОБЛАСТИ М

Увеличение детальности, переход к более сложным моделям являются одной из основных тенденций в развитии глубинных сейсмических исследований. С введением сложных моделей среды при истолковании данных сейсмических наблюдений обострились вопросы, связанные с достоверностью, неоднозначностью интерпретации.

Вопрос о неоднозначности трактовки данных ГСЗ особенно часто стал возникать с 1969 г., со времени проведения Второго Всесоюзного совещания по ГСЗ в г. Алма-Ата, когда обнаружились существенные различия в интерпретации одних и тех же исходных данных разными авторами. Было рекомендовано после окончания составления разреза обязательно проверять его решением прямой задачи. Однако, вопрос о неоднозначности данных ГСЗ принципиальный и требует более широкого обсуждения. Он волнует как самих специалистов по ГСЗ, так и всех тех, кто использует данные ГСЗ либо для комплексной интерпретации, либо для тектонических построений и гипотез.

Некоторые геологи возмущены наличием разных интерпретаций одних и тех же данных и решительно требуют однозначности в интерпретации. Геофизики, особенно магнитологи и гравиметристы, понимают неизбежность многозначности толкования геофизических данных, пытаются оценить степень неоднозначности данных магнитометрии и гравиметрии и, естественно, хотели бы слышать от сейсмологов их оценки степени неоднозначности (достоверности) сейсмических данных.

В статьях Ю.В. Ризниченко (1969) был разобран вопрос об информативности и разрешающей способности разных геофизических методов. Это помогло понять взаимосвязь между получаемыми с их помощью данными при комплексной интерпретации, разработка теории которой является сейчас насущной необходимостью.

Неоднозначность в трактовке геофизических данных естественна и правомерна, поскольку сложная природная среда аппроксимируется упрощенными моделями. Наиболее широкие пределы неоднозначности связаны с выбором класса скоростной модели.

§ 1. ОСНОВНЫЕ КЛАССЫ СКОРОСТНЫХ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ

В настоящее время при интерпретации данных ГСЗ используются, в основном, детерминированные модели земной коры и верхней мантии. Имеются только отдельные попытки введения стохастических подходов при изучении мелко- и среднемасштабных неоднородностей коры и верхней мантии (Николаев, 1968). Для оценки неоднородности среды введен так называемый коэффициент мутности g (Николаев, 1967, 1968). Возможно, что в будущем для очень сложных сред со среднемасштабными неоднородностями будут разработаны стохастические модели с эффективными параметрами, подобно тому, как это делается теперь в сейсморазведке (Гельчинский, 1969; Метод ..., 1975).

Трехмерные модели среды применяются редко, поскольку площадные наблюдения при ГСЗ выполняются также редко (Буньков и др. 1967).

Наибольший объем наблюдений по ГСЗ в СССР выполнен вдоль продольных профилей при получении систем встречных и нагоняющих годовых графов, которые позволяют видеть, насколько однородными, хотя бы в первом приближении, являются изучаемые блоки коры и верхней мантии, выявлять и учитывать необходимость рассмотрения двумерных моделей среды.

Пока исследования по ГСЗ проводились в платформенных условиях, выделять сравнительно однородные в горизонтальном направлении блоки было довольно просто и применение одномерных или простейших двумерных классов интерпретационных моделей было вполне обосновано. Необходимость использования сложных двумерных моделей возникла в последнее десятилетие (Павленкова, 1973; Бурмаков, Рябой, 1973; Рябой, Старобинец, 1973; Рябой, 1975) в связи с тем, что длинные профили ГСЗ стали пересекать существенно разные тектонические структуры со сложным строением.

Выбор класса интерпретационной модели должен производиться в соответствии с поставленными задачами исследований, методикой наблюдений и полученной информацией о волновом поле. Таким образом, класс интерпретационной модели должен определяться еще при проектировании исследований. На практике, однако, нередко на основании упрощенной системы наблюдений выдаются слишком подробные данные о внутреннем строении коры, явно не обеспеченные записями для выделения внутрикоровых границ, или, наоборот, результаты выдаются в виде явно упрощенных моделей и значительная часть волновой информации остается неиспользованной.

Необходимо, чтобы в каждом случае интерпретация результатов наблюдений проводилась в рамках определенного класса моделей, применение которого должно быть обосновано. Указания на недостаточность или избыточность имеющейся информации о волновом поле по отношению к данному классу интерпретационной модели позволяют решить вопрос о возможности или необходимости перехода к более сложным или более простым интерпретационным моделям. В качестве положительного примера можно привести результаты глубинных сейсмических исследований с применением метода дискретных наблюдений (Пу-

зырев, 1963; Пузырев и др., 1965а,б; Крылов, 1971). Здесь четко сформулированы предположения о модели среды и таким образом predetermined выбор интерпретационной скоростной модели, разработаны соответствующие способы определения скоростных параметров, имеются вполне определенные, довольно ограниченные способы использования динамических характеристик глубинных волн, в основном отношений амплитуд разных типов волн и их спектральных характеристик в дискретных точках наблюдений.

Профильные непрерывные и кусочно-непрерывные наблюдения выбираются при постановке более сложных задач по изучению не только общей мощности коры, но и ее внутренней структуры. Иногда, кроме геофизических задач, ставятся и методические с намерением получить максимально возможную информацию о структуре волнового поля с целью понять, какие геолого-геофизические сведения можно из нее извлечь.

При проведении профильных непрерывных наблюдений не всегда имеется четкость в поставленных задачах и не всегда интерпретация ведется в рамках хорошо обоснованного класса интерпретационных моделей. Вопросы классификации двумерных моделей, критерии выбора того или иного класса модели находятся еще в стадии разработки.

Рассмотрим одномерные скоростные модели (табл. 3.1) и вопросы неоднозначности интерпретации при их использовании.

Первый класс моделей — однослойная кора (однородная или градиентная) — используется в качестве первого этапа интерпретации или при очень слабой системе наблюдений и ограниченности данных о волновом поле.

Второй класс моделей — толстослоистые модели, состоящие из однородных или градиентных слоев, — наиболее употребительны; предполагается, что слои разделены между собой сплошными границами первого рода (скоростные модели границ не определяются).

Третий класс — также толстослоистые модели, но, в отличие от второго класса, границы между слоями прерывистые, сложные; для определения их моделей используются докритические отраженные волны. Главное отличие от первого и второго классов состоит в структуре волнового поля и методике наблюдений.

Четвертый класс — среднеслоистые модели; используются редко и теоретически обследованы еще недостаточно. Хотя для сложных районов эти модели, по-видимому, имеют большое значение.

Пятый класс — среднеслоистые модели с включением тонкослоистых инверсионных зон. Теоретически этот класс моделей также пока еще слабо изучен. Особенно не ясен результат наложения волн, связанных с участками среды со средней ($h = (1 \div 3)\lambda$) и тонкой ($0,1 < h < \lambda$) слоистостью.

Неоднозначность интерпретации и ее характер обуславливаются разными причинами. Так, по-видимому, для всех классов моделей возможна некоторая неоднозначность, связанная с дисперсией наблюдаемых величин t , κ , Δ . Для простых классов моделей имеет место неодно-

Таблица 3.1

Основные классы интерпретационных скоростных одномерных моделей среды

Класс моделей среды	Определяемые параметры модели	Необходимые используемые элементы волнового поля
I. Однослойные (однородные или градиентные). Предполагается резкая граница М	$H^M, \bar{V}, V_{\text{эф}}$ H^M, V^M_{Γ} $V(z)$	P^M закритическая P^M пр $P^M_{\text{пр}}$
II. Толстослоистые ($h > 5 \lambda$) с простыми, сплошными границами, скоростные модели которых не определяются	H^K, V^K_{Γ} H^M, V^M_{Γ} V_{Γ} V_{Γ} V_{Γ} H^M, V H^M, V^M_{Γ}	P^K о пр пр P^K i закритическая $P^K_{\text{пр}}$ $P^M_{\text{пр}}$ закритическая отр P^M пр
III. Толстослоистые ($h > 5 \lambda$) со сложными, прерывистыми границами	H^K, V^K_{Γ} H^M, V^M_{Γ} $H^M, \bar{V}, V_{\text{эф}}$ H^M, V^M_{Γ} Скоростные модели границ	P^K о пр P^K докритическая и отр закритическая P^M отр P^M пр Докритические и закритические отражения
IV. Среднеслоистые ($h = 1 \div 3 \lambda$) с простыми границами	H^M, V^M_{Γ} V_{Γ} $H^M, \bar{V}, V_{\text{эф}}$ H^M, V^M_{Γ}	P^K закритическая отр P^K пр P^M закритическая отр P^M пр
V. Среднеслоистые ($h = 1 \div 3 \lambda$) со сложными границами	H^M, V^M_{Γ} V_{Γ} $H^M, \bar{V}, V_{\text{эф}}$ H^M, V^M_{Γ} Скоростные модели границ	P^K докритическая и отр закритическая P^K пр P^M закритическая отр P^M пр Докритические и закритические отражения

значность, связанная с погрешностями способов определения величин V и H , и для некоторых — связанная с неоднозначностью аналитического решения обратной задачи. Очень существенные различия в результатах интерпретации могут получиться при разных предположениях о природе используемых волн, что в свою очередь обусловлено сложностью строения среды и недостаточностью систем наблюдений, необходимостью перехода к площадным или даже пространственным наблюдениям

Методика наблюдений	Системы наблюдений	Степень неоднозначности интерпретации
Дискретные наблюдения		$\Delta V^M, \Delta H^M$ Возможны более сложные модели коры
Кусочно-непрерывные	Встречные и нагоняющие годографы	Возможны более сложные модели границы M
Дискретные наблюдения		$\Delta V_i, \Delta H_i$ Возможны выпадающие слои
Традиционные морские наблюдения	Встречные и нагоняющие годографы	Возможны зоны инверсии
Продольное непрерывное профилирование	То же	Возможны среднеслоистые модели Возможны более сложные скоростные модели границ
Продольное непрерывное профилирование	Встречные и нагоняющие годографы Обязательная регистрация докритических отражений	$\Delta V_i, \Delta H_i$ Возможны выпадающие слои Возможны зоны инверсии Возможны среднеслоистые модели коры Возможны и другие виды (а иногда и типы) модели границ
Продольное непрерывное профилирование	Встречные и нагоняющие годографы	$\Delta V_i, \Delta H_i$ Возможны выпадающие слои Возможны зоны инверсии Возможны сложные модели границ
Продольное непрерывное профилирование	Встречные и нагоняющие годографы Обязательная регистрация докритических отражений	$\Delta V_i, \Delta H_i$ Возможны выпадающие слои Возможны зоны инверсии Возможны и другие виды (а иногда типы) модели границ

(например, к использованию в качестве источников колебаний очагов землетрясений, расположенных на разных глубинах).

Степень неоднозначности интерпретации в значительной мере связана с выбором класса интерпретационной модели. Незначительность интерпретации в рамках одного класса моделей тем меньше, чем проще класс моделей. Но если учесть, что для изучения среды могут быть применены более сложные классы моделей (при получении соответству-

ющих экспериментальных данных), то неоднозначность тем больше, чем проще класс моделей. С этой точки зрения степень неоднозначности для I класса моделей наибольшая, так как допускает все более сложные модели коры и границ.

Интерпретация в рамках II и III классов моделей при использовании преломленных волн не всегда позволяет выявить зоны инверсии скоростей, возможны выпадающие слои. При использовании отраженных волн в околокритической и за критической областях уменьшается возможность пропуска этих элементов. Однако большая степень неоднозначности связана с возможностью применения более сложных среднеслоистых моделей (IV и V классы).

При использовании II класса моделей, кроме того, остается большая степень неоднозначности в отношении определения типа моделей границ. При применении III класса моделей благодаря использованию докритических отражений сильно уменьшаются возможности пропуска слоев и зон инверсии скоростей и существенно увеличивается информативность за счет определения типа (или иногда даже вида) скоростной модели границ.

IV и V классам моделей должна быть присуща меньшая степень неоднозначности, если интерпретация ведется корректно, с использованием теоретических данных (т.е. решения прямых задач) об особенностях волн. К сожалению, эти классы моделей теоретически изучены еще мало.

§ 2. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ПРОФИЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Для разных систем наблюдений должна быть и разная система интерпретации. Для методики точечных (дифференциальных) зондирований, применяемой при рекогносцировочных глубинных исследованиях, она разработана очень основательно (Пузырев, 1963; Крылов, Пузырев, 1963; Пузырев и др., 1965а,б, 1975; Крылов, 1968, и др.).

Для методики профильных наблюдений (непрерывных и кусочно-непрерывных), применяемой при детальном исследовании (разной степени детальности), единой системы интерпретации в настоящее время нет. Она все еще находится в стадии разработки. Пока у каждой группы интерпретаторов имеется много своеобразного в подходах к трактовке волновой картины, определению природы используемых волн, выбору способов обработки географов и анализу динамических характеристик. Это затрудняет сопоставление и обобщение результатов, полученных в разных районах. При интерпретации одних и тех же материалов разными группами специалистов нередко получаются весьма различные результаты, причем не всегда просто установить причины различий.

Основными этапами в системе интерпретации данных профильных наблюдений являются:

- 1) анализ волнового поля, его схематизация, выделение и прослеживание основных волн;
- 2) интерпретация кинематических характеристик основных волн;
- 3) интерпретация динамических характеристик основных волн; она должна быть выполнена при согласовании с результатами интерпретации кинематических характеристик используемых волн.

Каждый из этапов в настоящее время представляет собой много-ступенчатый процесс: вначале полученные данные осмысливаются в рамках простейшей модели среды, на последующих этапах подбираются более сложные модели, которые должны удовлетворять не только кинематике, но и динамике основных волн.

Анализ волнового поля

Анализ волнового поля — один из самых ответственных этапов интерпретации. На первой стадии он проводится визуально по монтажам записей, построенным в редуцированных масштабах. Проводится схематизация очень сложного волнового поля: выделяются основные группы волн (связанные с осадками P_i^0 , с границами внутри консолидированной коры P_i^K и мантийные волны P_i^M) или главные волны (волны, регистрирующиеся в первых вступлениях, и наиболее интенсивные, наиболее регулярные и протяженные волны в последующих вступлениях). Особые трудности представляют анализ и схематизация волнового поля в докритической области расстояний, где довольно часто поле глубоких отражений имеет штриховой характер; огромное количество коротких осей синфазности с очень большими кажущимися скоростями V^* очень трудно разделить на группы, так как и их интенсивность, и частоты, и значения V^* почти не различаются вблизи источника. Дополнительные трудности вызываются еще наложением интенсивных волн-помех.

Возможно, что схематизация волнового поля была бы облегчена, если бы монтажи можно было легко получать на разных фильтрациях. Очень существенное значение для схематизации и расшифровки всего волнового поля имеет наличие доминирующих волн, таких, например, как $P_{отр}^M$, регистрируемых в большинстве районов суши.

На первой стадии групповая, волновая или фазовая корреляции волн (Вейцман, 1957; Косминская, 1968; Павленкова, 1973) проводятся визуально, исходя из предположения о простых моделях среды. Машинизация этой стадии обработки пока очень затруднена техническим несовершенством регистрирующей аппаратуры (неравномерностью протяжки). На последующих стадиях анализируются возможности корреляции в предположении более сложных моделей сред и свойств отдельных волн в волновом поле, например, при наличии волновода (см. рис. 1.5), когда есть опасность провести корреляцию неправильно, переходя с волны на волну (Fuchs, 1970). Для еще более поздней

стадии анализа волнового поля в последнее время разрабатываются машинные способы расшифровки интерференционного характера записей интенсивной группы P^M , группы обменных или поперечных волн.

Интерпретация кинематических характеристик основных волн

Для первой стадии анализа кинематических характеристик глубинных волн в последнее время широко используется способ редуцированных годографов, предложенный Н.И. Павленковой (1973) и представляющий собой экспресс-способ предварительной обработки годографов.

Годографы основных волн строятся в редуцированных масштабах при разной скорости редукции с $\Delta V = 0,5$ км/с.

Визуальный анализ системы годографов позволяет выявить:

1) сравнительно однородные коро-мантийные блоки и участки их сочленения;

2) возможные зоны инверсии скоростей (при совместном рассмотрении их динамических и кинематических признаков); возможность выпадения слоев (критерии наличия выпадающих слоев сформулированы в работах Г.А. Гамбурцева (1938, 1959), Т.И. Облогиной и В.Б. Пийп (1966), Н.Н. Пузырева (1972));

3) кинематические критерии для определения природы используемых волн; этот этап является очень ответственным, так как от обоснованности принятого предположения о природе волн сильно зависит степень достоверности интерпретации.

В пределах однородных блоков интерпретация ведется в рамках одномерных моделей. Сначала оценивается мощность земной коры и средняя скорость в ней по годографам волн P^M (простейший класс из одно-

мерных моделей — одномерная среда). По годографам преломленных волн, которые чаще всего принимаются за рефрагированные, определяется закон $V(z)$ изменения скорости с глубиной. В этом случае земная кора аппроксимируется тоже довольно грубой моделью — градиентной средой.

Затем производится интерпретация волн, регистрируемых в последующих вступлениях и связанных с границами внутри кристаллической коры или ниже подошвы коры. В последнее время такие волны принято считать отраженными. При интерпретации серии отраженных волн изучаемая среда по существу аппроксимируется толстослойной моделью. Определяются эффективные и затем пластовые скорости; при этом используются либо разрозненные оси синфазности, либо сведенные годографы-фантомы, построенные путем объединения отдельных осей синфазности в непрерывный годограф примерно гиперболической формы (Егоркин, 1966). Эти годографы-фантомы являются условными, предназначенными для определения пластовой скорости на соответствующих глубинах земной коры. Границы раздела между слоями с различной пластовой скоростью являются условными отражающими границами. Об их

скоростной модели чаще всего почти ничего нельзя сказать. Только в тех случаях, когда имеются данные о динамике отраженных волн и в том числе в докритической области, можно высказать предположение о скорости модели отражающих границ. В некоторых случаях на разрезах имеются участки, где отражающие площадки расположены очень близко ($\Delta H < 5\lambda$), так что по существу интерпретация дается в рамках среднеслоистых моделей, т.е. такого класса моделей, для которого динамические свойства волн изучены еще очень неполно. Такие участки разреза должны обсуждаться особо.

Для одномерных моделей первых трех классов (см. табл. 3.1) в настоящее время имеется довольно много способов решения обратной кинематической задачи сейсмоки по годографам отраженных и преломленных волн. Для использования их при помощи ЭВМ имеются специальные программы.

Для построения разреза, состоящего из разных блоков, приходится использовать двумерную модель, которая строится в изолиниях скоростей по графикам $V(z)$ и $t(x)$, полученным для разных однородных блоков. Решение обратной кинематической задачи для двумерных моделей в общем виде не получена. Применяются методы подбора решений прямых задач, выполняемых на ЭВМ (Павленкова, 1973; Бурмаков, Рябой, 1973). При этом выявляются множества эквивалентных разрезов, удовлетворяющих наблюдаемым данным в заданных пределах Δt и Δx .

По-видимому, важное значение для установления критериев выбора определенного класса двумерных моделей имеют систематизация результатов перебора решений прямых задач и выявление множеств эквивалентных моделей относительно некоторых свойств исходных систем годографов преломленных и отраженных волн.

Согласование результатов изучения скоростного разреза по годографам отраженных и преломленных волн — необходимая стадия интерпретации. При этом следует помнить, что, используя годографы разных типов волн, мы применяем разные модели аппроксимации исследуемой среды. По годографам преломленных волн мы получаем модель с непрерывным законом изменения скорости с глубиной, выраженную в изолиниях скоростей $V = \text{const}$, и, кроме того, имеем значения V_{Γ} ; по годографам отраженных волн — слоистую среду с определенным чередованием пластовых скоростей V_{Π} и с отражающими границами. При согласовании результатов в первую очередь нужно следить за тем, чтобы полученные скоростные характеристики V_{Γ} , V_{Π} и $V = \text{const}$ не противоречили друг другу существенно. При необходимости уточнения тех или иных данных следует иметь в виду, что разрешающая способность у отраженных волн (особенно в докритической области) больше, чем у преломленных. Этим надо руководствоваться и при рассмотрении соотношения между изолиниями скоростей и отражающими границами, особенно если последние построены по докритическим отражениям и для них определены скоростные модели.

Обсуждение третьего этапа в системе интерпретации данных профилей наблюдений при ГСЗ — этапа интерпретации динамических характеристик основных волн — перенесено в §4, где изложена методика использования динамических характеристик волн P^M для определения скоростной модели области М. В §3 рассмотрены основные выводы о свойствах волн P^M по записям ГСЗ, так как методика интерпретации динамических характеристик этих волн должна основываться не только на теоретических, но и на экспериментальных данных о свойствах волн P^M .

§ 3. ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ВОЛН P^M ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Для того, чтобы охарактеризовать свойства среды, можно использовать разные свойства волн: 1) структуру волнового пакета, а иногда и форму записи; 2) интенсивность; 3) частотные особенности; 4) протяженность непрерывной регистрации; 5) предельные точки; 6) скорости.

Свойства отраженных волн $P^M_{отр}$

В околокритической и закритической областях, т.е. при $x=60 \div 200$ (250) км волны $P^M_{отр}$ регистрируются практически повсеместно.

Структура волнового пакета. Можно выделить пять типов записи волн $P^M_{отр}$: 1) одна четкая компактная волна (рис. 3.1); 2) две-три компактных волны (рис. 3.2); 3) длительный цуг колебаний, иногда квазисинусоидальных, иногда интерференционных (рис. 3.3, а, б, в, вклейка).

Судя по теоретическим расчетам, запись в виде одной компактной волны в закритической области может соответствовать и границе первого порядка, и сравнительно тонкой (около 5 км) переходной зоне, и маломощной тонкослоистой инверсионной зоне. Запись в виде двух-трех волн может быть объяснена двояким способом: 1) отдельные волны в группе $P^M_{отр}$ соответствуют близко расположенным отражающим элементам в области М (Павленкова, Смелянская, 1970, и др.) и 2) вторая и третья волны в группе $P^M_{отр}$ представляют собой частично-кратные волны, отраженные от поверхности фундамента при критическом угле падения (Давыдова и др., 1972).

Расчеты теоретических сейсмограмм для модели коры того же района, где получены записи, приведенные на рис. 3.2, показывают, что в группе $P^M_{4отр}$ вторая и третья волны являются частично-кратными отраженными (сначала от границы d^K_4 , а затем от поверхности фундамента). Интервал времени между волнами в группе равен времени пробега волны $P^K_{4отр}$ в осадочном слое. Большая интенсивность кратных отраженных волн объясняется тем, что угол падения их близок к критическому (для фундамента) и, следовательно, коэффициент отражения близок к единице, так же как и от границы земля — воздух. Кратно-отраженные волны образуют группу $P^K_{4отр}$ только в определенном интервале расстояний $x = 80 \div 120$ км (околокритическом для границы d^K_4).

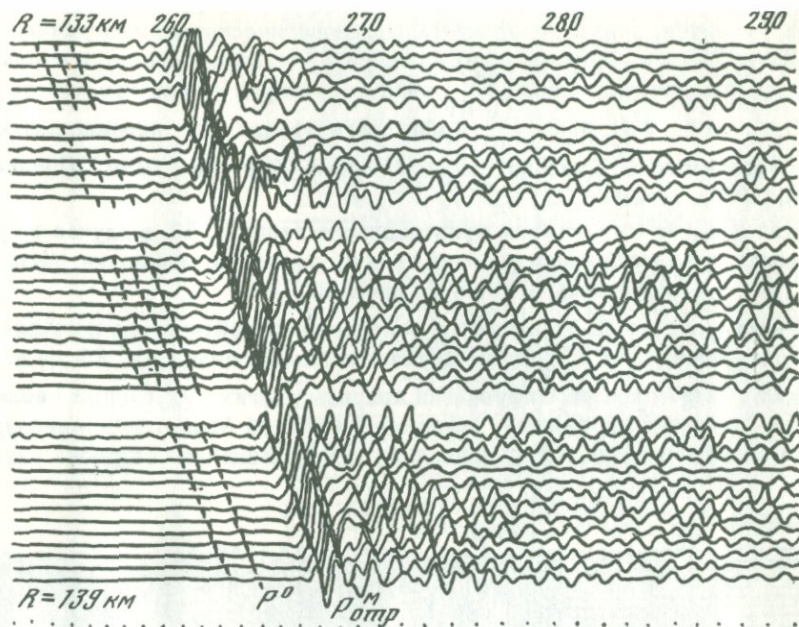


Рис. 3.1. Компактная запись волны $P_{отр}^M$ в закритической области ($x = 133-139$ км) на профиле ГСЗ Степное-Бакуриани (Юров, 1960)

При $x < 60$ км эта группа невыразительна, потому что основная волна $P_{4отр}^K$ еще имеет недостаточную интенсивность, а при $x > 120$ км наложение других волн нарушает группу.

На рис. 3.3, а приведены записи волны $P_{4отр}^K$, полученные от того же участка границы d_4^K , что и на рис. 3.2, но из встречного пункта взрыва (рис. 3.4, ПВ 850), при $x = 80$ км. Как видно, в этом случае запись группы $P_{4отр}^K$ имеет цуговой характер, что связано с изменением мощности осадочного слоя вдоль профиля.

Таким образом, чтобы принять предположение о том, что последующие волны в группе $P_{отр}^M$ соответствуют более глубоким отражающим элементам, надо убедиться в том, что эти волны не являются частично-кратными, связанными с поверхностью фундамента или другой вышележащей границей.

Цуговые квазисинусоидальные записи можно объяснить разными причинами: 1) наложением частично-кратных волн с малыми Δt ; 2) записью в предкритической области для тонкослоистых пачек (см. рис. 1.18) 3) достаточно большой мощностью (более 2 км) слоя с пониженной скоростью над переходной градиентной зоной (Berry, Fuchs, 1973).

Интерференционные цуговые записи можно, по-видимому, объяснить теми же причинами, что и квазисинусоидальные, но в условиях изменения мощности осадков или мощности слоя с пониженной скоростью.

Перечень причин для объяснения особенностей формы записей может быть расширен; нужны дополнительные теоретические исследования.

Имеющиеся немногочисленные экспериментальные данные о структуре волнового пакета волн S^M свидетельствуют о том, что она такая же, как и у волн $P^M_{отр}$ при регистрации на вертикальных сейсмоприемниках, только преобладающая частота ниже (Павленкова, 1973).

Как следует из расчетов, приведенных в главе II, §3, в случае тонкослойных инверсионных моделей границ указанные свойства волн $S^M_{отр}$ и $P^M_{отр}$ аналогичны в такой же степени.

Интенсивность. В большинстве районов околоритические и закритические отражения $P^M_{отр}$ доминируют в волновом поле (рис. 3.5, а) и служат репером при расшифровке природы других глубинных волн. Однако встречаются районы, например в Средней Азии, где доминирующими являются волны $P^K_{4отр}$ (рис. 3.5, б; 3.6). Наиболее подробно такое

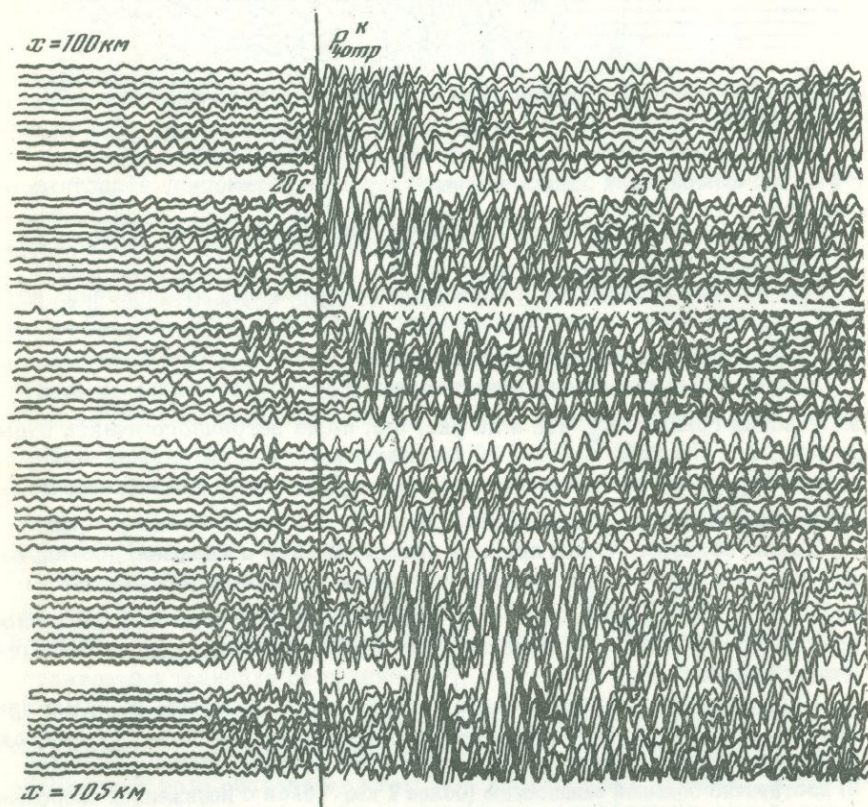


Рис. 3.2. Запись $P^K_{4отр}$ в закритической области в виде двух или трех отдельных компактных волн; Западный Узбекистан, $x = 100-105 \text{ км}$

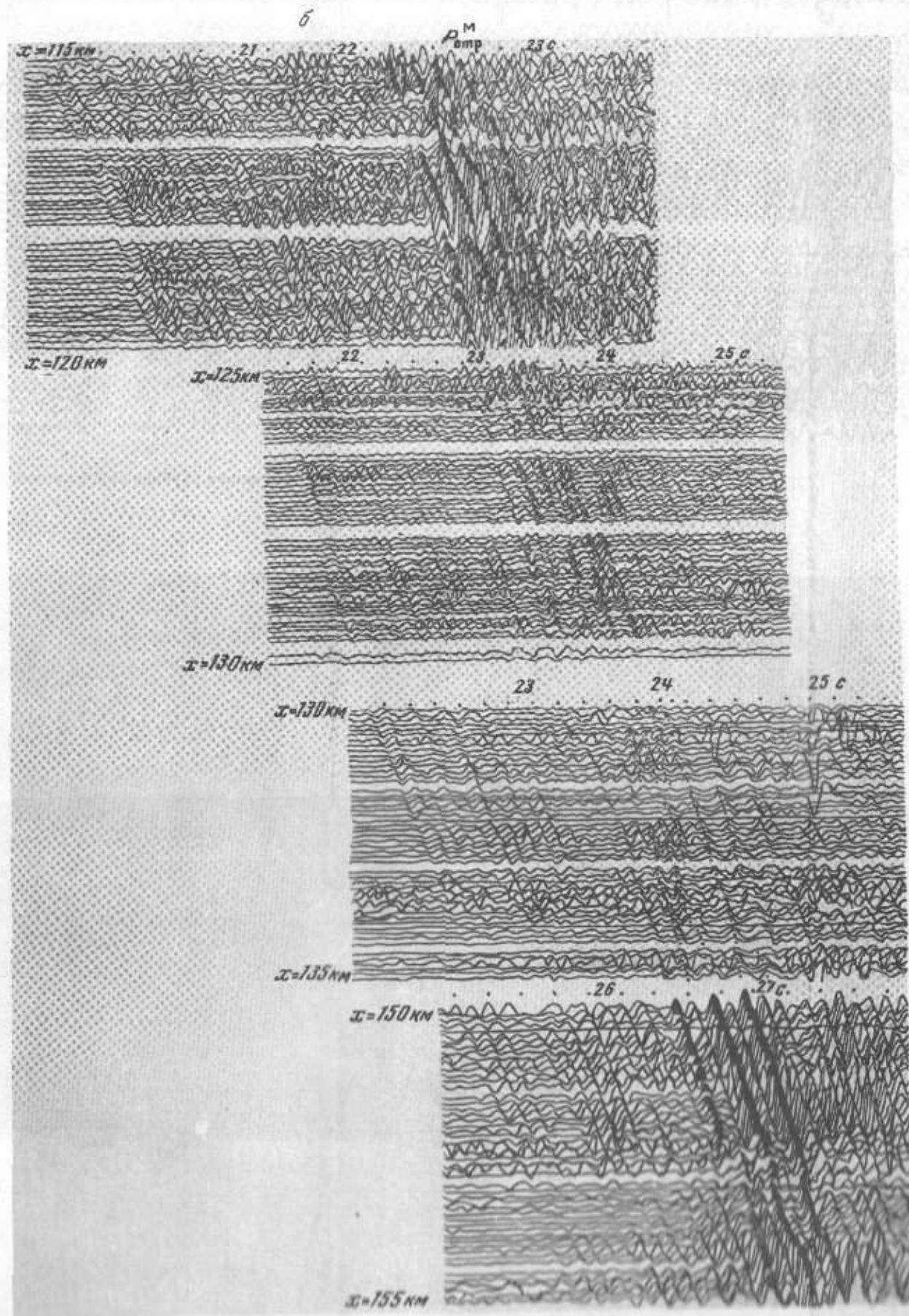
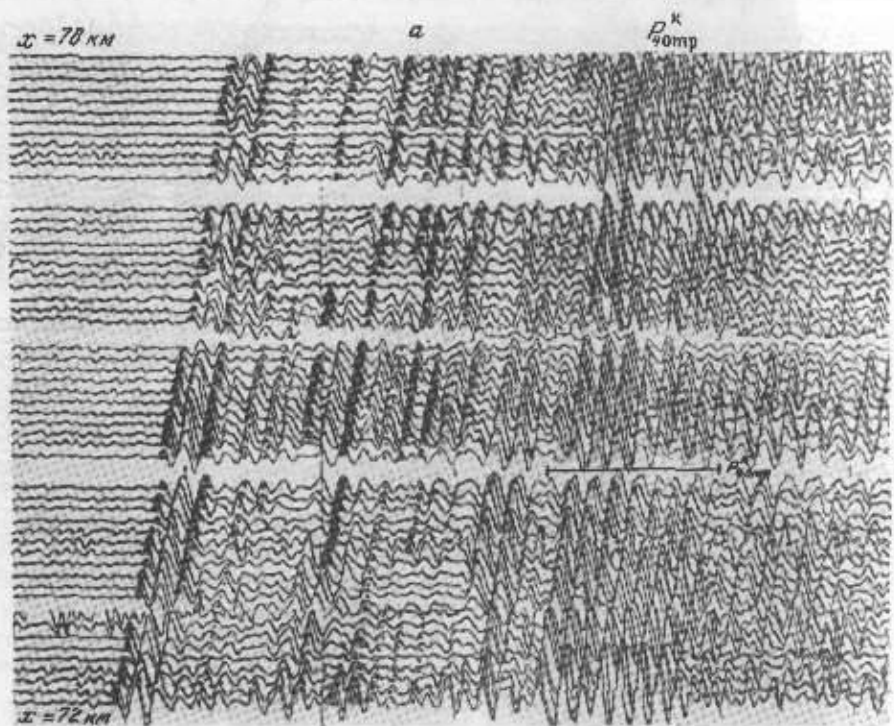


Рис. 3.3. Запись P_{40tr}^k в закритической области в виде длительного цуга квазисинусоидальных или интерференционных колебаний
 а — Западный Узбекистан, $x = 72-78$ км; б — Украина, $x = 115-155$ км
 (Солдогов и др., 1965)

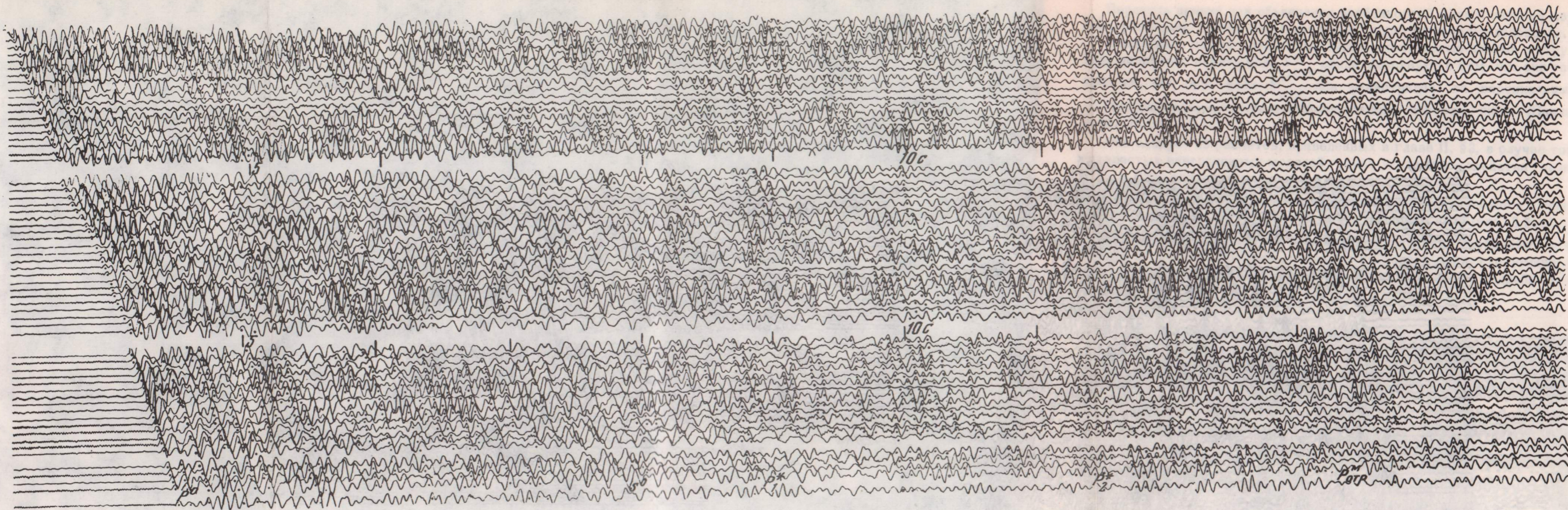
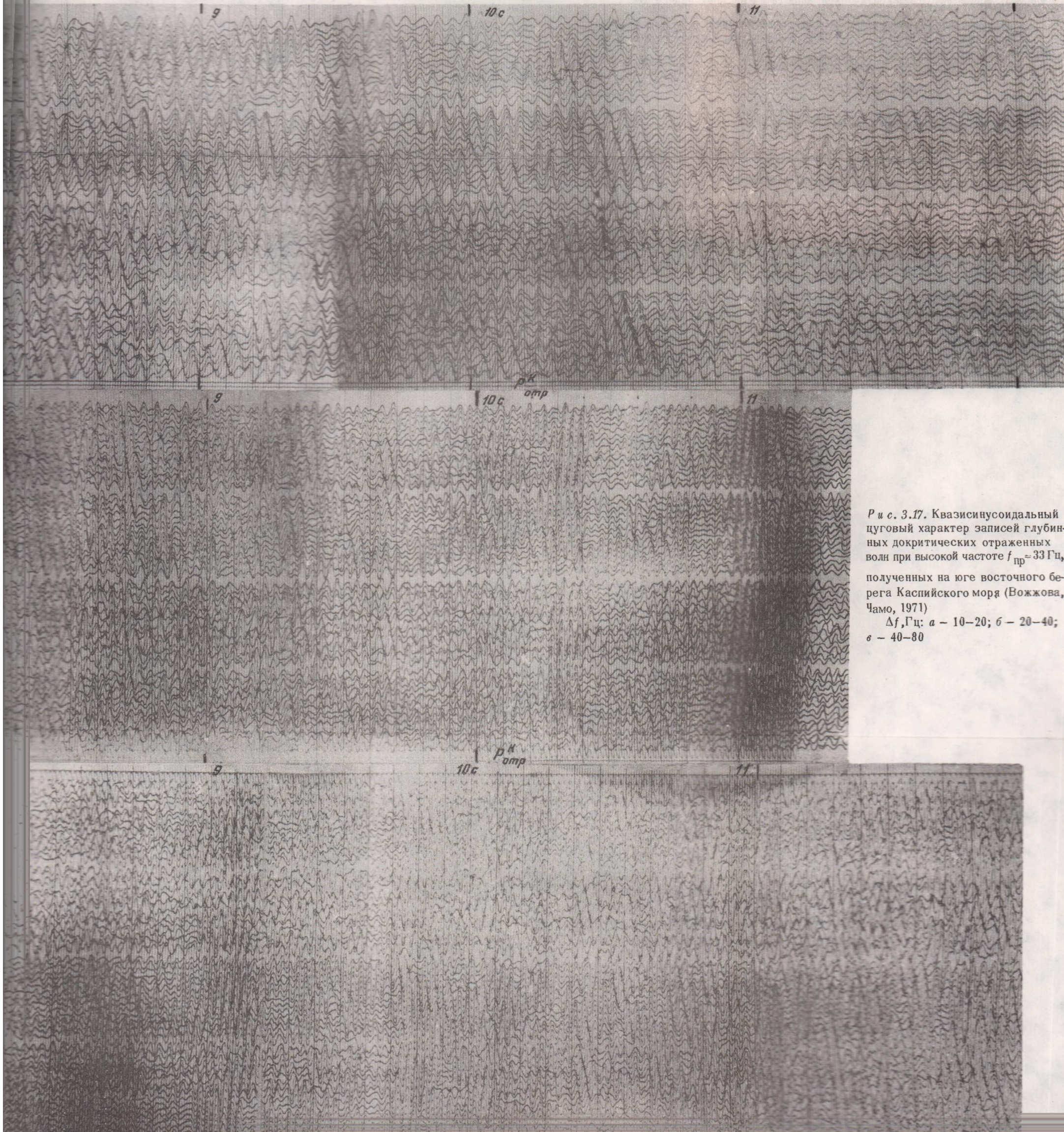


Рис. 3.16. Чуговый характер записей докритических глубинных отражений $P_{4отр}^K$ и $P_{отр}^M$ на Центрально-Кызылкумском участке в Западном Узбекистане



Р и с. 3.17. Квазисинусоидальный дуговой характер записей глубинных докритических отраженных волн при высокой частоте $f_{\text{пр}} \approx 33$ Гц, полученных на юге восточного берега Каспийского моря (Вожова, Чамо, 1971)
 Δf , Гц: а - 10-20; б - 20-40; в - 40-80

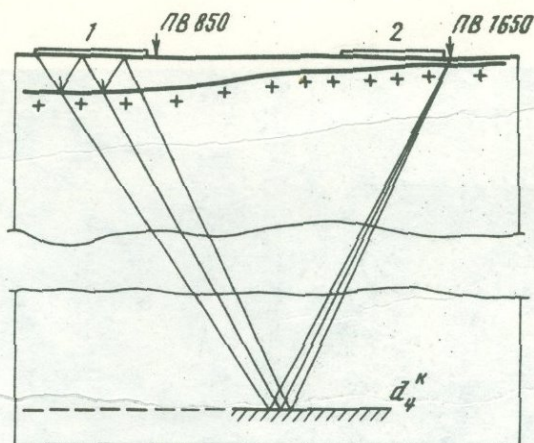


Рис. 3.4. Схема строения среды и условий регистрации волны $P_{4\text{отр}}^k$

1,2 — области регистрации волны $P_{4\text{отр}}^k$ на рис. 3.2,а и 3.3,а соответственно

аномальное соотношение амплитуд глубинных волн наблюдалось при работах в Западном Узбекистане (Давыдова и др., 1972).

На рис. 3.7 приведены модели коры и соответствующие им амплитудные графики, которые могут объяснить описанные выше соотношения интенсивностей глубинных волн. Аномальные соотношения интенсивностей глубинных волн имеют место в тех случаях, когда в низах коры имеется слой с высокой скоростью (7,2–7,5 км/с). По-видимому, это связано с особыми условиями в низах коры и верхах мантии. Поэтому можно рекомендовать картирование территории по признаку интенсивности закритических отражений $P_{\text{отр}}^M$.

Частотные особенности. Как правило, закритические отражения $P_{\text{отр}}^M$ имеют преобладающую частоту $f_{\text{пр}} = 10$ Гц, иногда 8–5 Гц (рис. 3.8).

Протяженность непрерывного прослеживания. В большинстве случаев в закритической области отраженные волны $P_{\text{отр}}^M$ прослеживаются непрерывно (или почти непрерывно) на протяжении 40–60 км. В некоторых случаях отмечаются более длительные интервалы непрерывного прослеживания — 100 км и более.

Пример прерывистой корреляции приведен на рис. 3.3, б. Довольно часто перерыв в корреляции сопровождается смещением по оси времени соответствующие отражающие элементы как бы находятся на разной глубине.

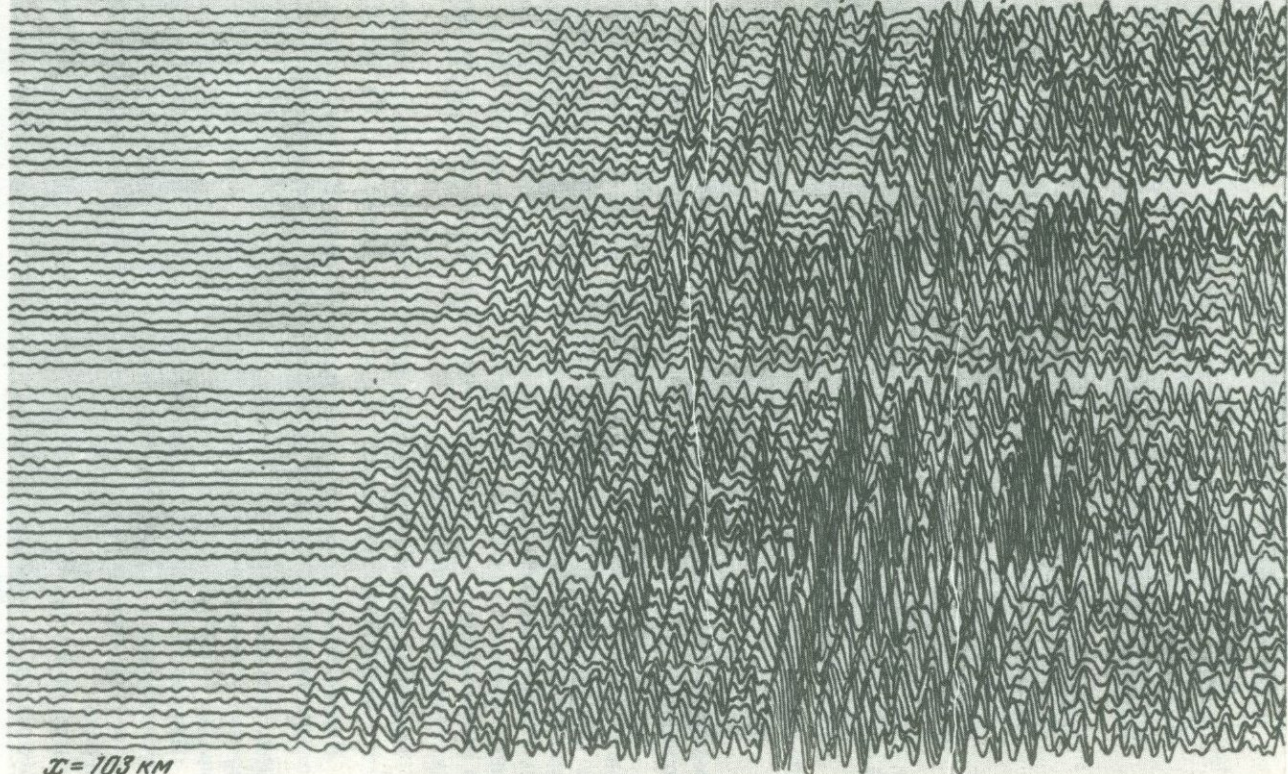
Перерыв в корреляции закритических отражений $P_{\text{отр}}^M$ может быть обусловлен: 1) особенностями спектральных характеристик при сложных моделях границ (см. рис. 2.12) и 2) резким изменением свойств границы (ее исчезновением).

$x = 109 \text{ km}$

a

$P_{\text{отп}}^K$

$P_{\text{отп}}^M$



$x = 103 \text{ km}$

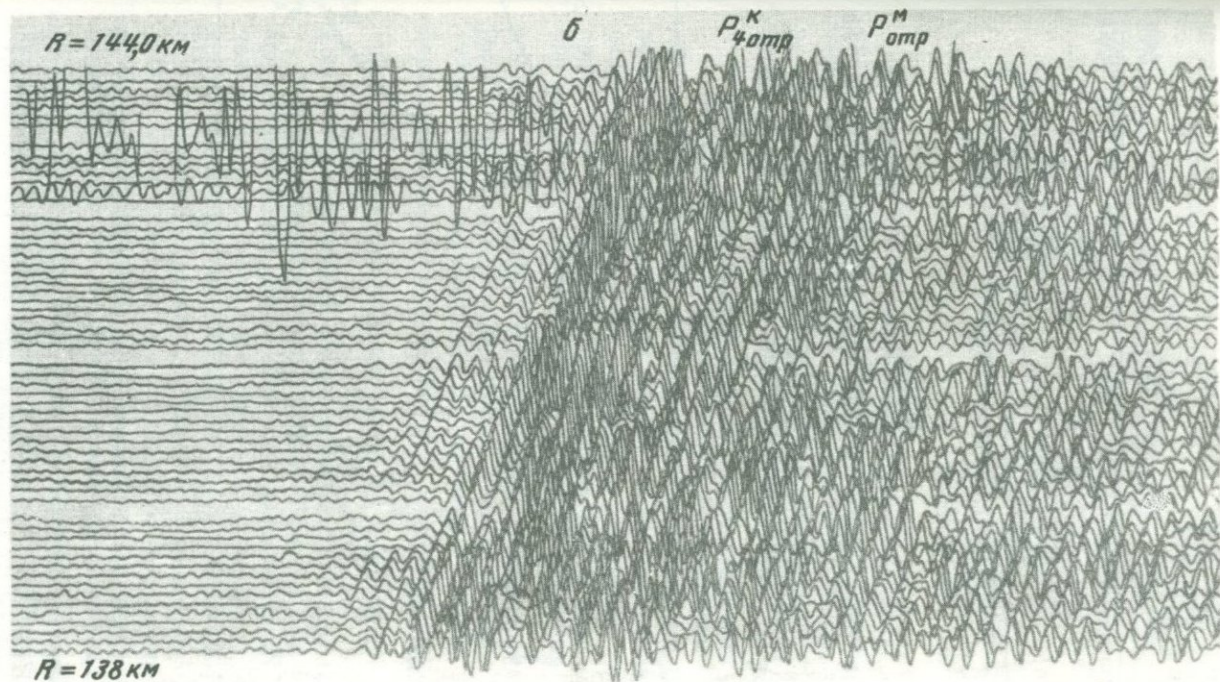


Рис. 3.5. Записи глубинных волн в околукритической и закритической областях при нормальном соотношении амплитуд [$A(P_{отр}^M) > A(P_{4отр}^K)$], а) и аномальном [$A(P_{отр}^M) < A(P_{4отр}^K)$], б) (Рябой, 1964)

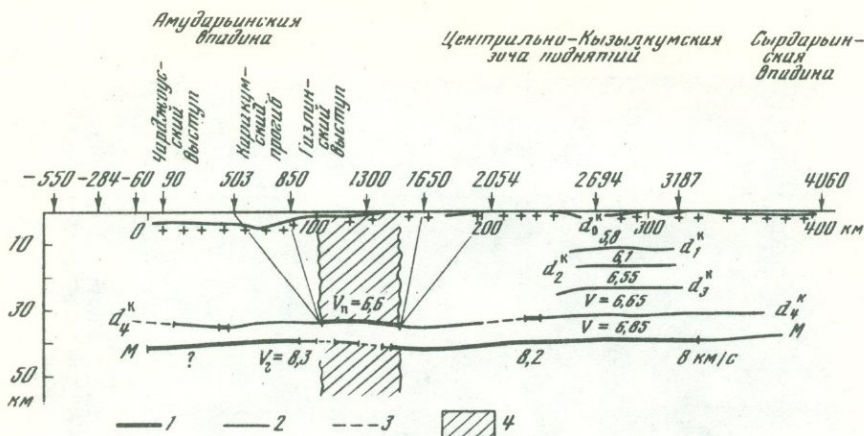


Рис. 3.6. Схема "отражающих" свойств глубинных границ M и d_4^K на профиле Фараб — Тамды-Булак в Западном Узбекистане
 1 — доминирующий характер записи волн $P_{отр}^K$ или $P_{4отр}^K$; 2 — четкая запись; 3 — нечеткая запись; 4 — аномальный блок

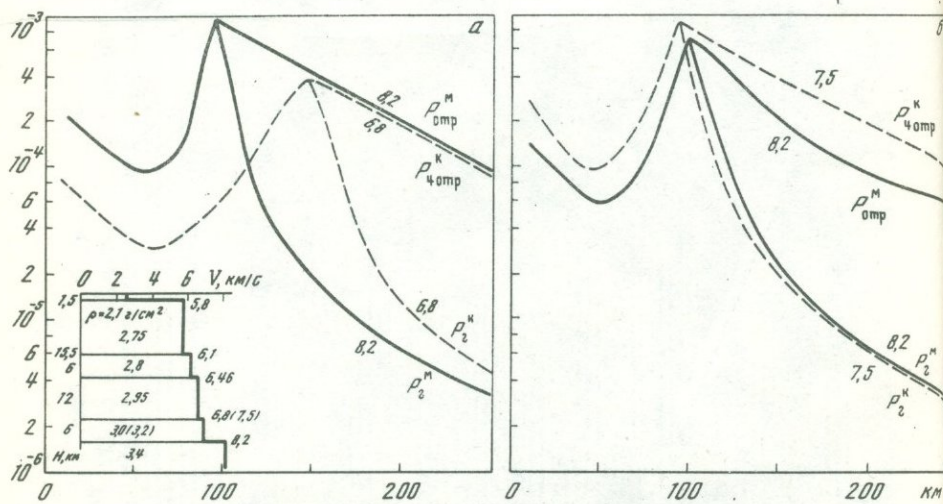
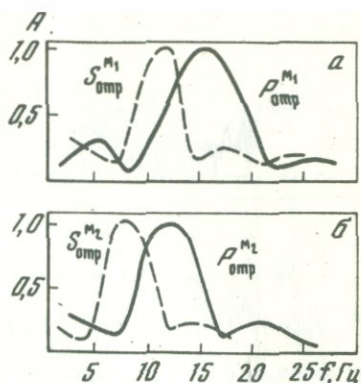


Рис. 3.7. Нормальное (а) и аномальное (б) соотношение амплитуд по теоретическим графикам $A(x)$ для волн $P_{отр}^K$ и $P_{4отр}^M$, рассчитанным для однороднослойных моделей земной коры с параметрами, близкими к таковым для скоростного разреза на профиле Фараб — Тамды-Булак в районе Бухарской тектонической ступени
 В нижнем слое коры скорости $V = 6,8$ км/с (а) и $7,5$ км/с (б)

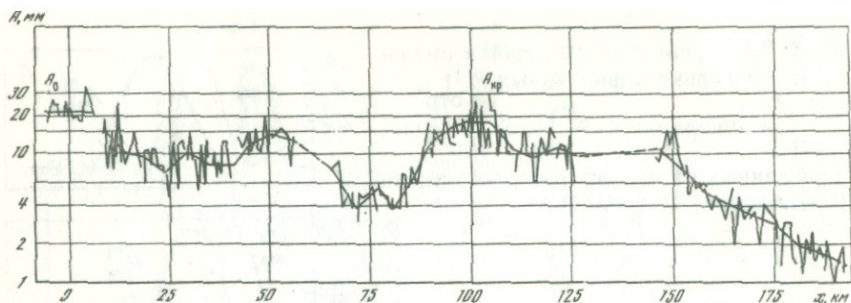
Рис. 3.8. Сравнение спектров и амплитудных графиков продольных $P_{отр}^{M1}$, $P_{отр}^{M2}$ и поперечных $S_{отр}^{M1}$, $S_{отр}^{M2}$ волн, отраженных от границ в верхах мантии (Павленкова, 1968, 1971)



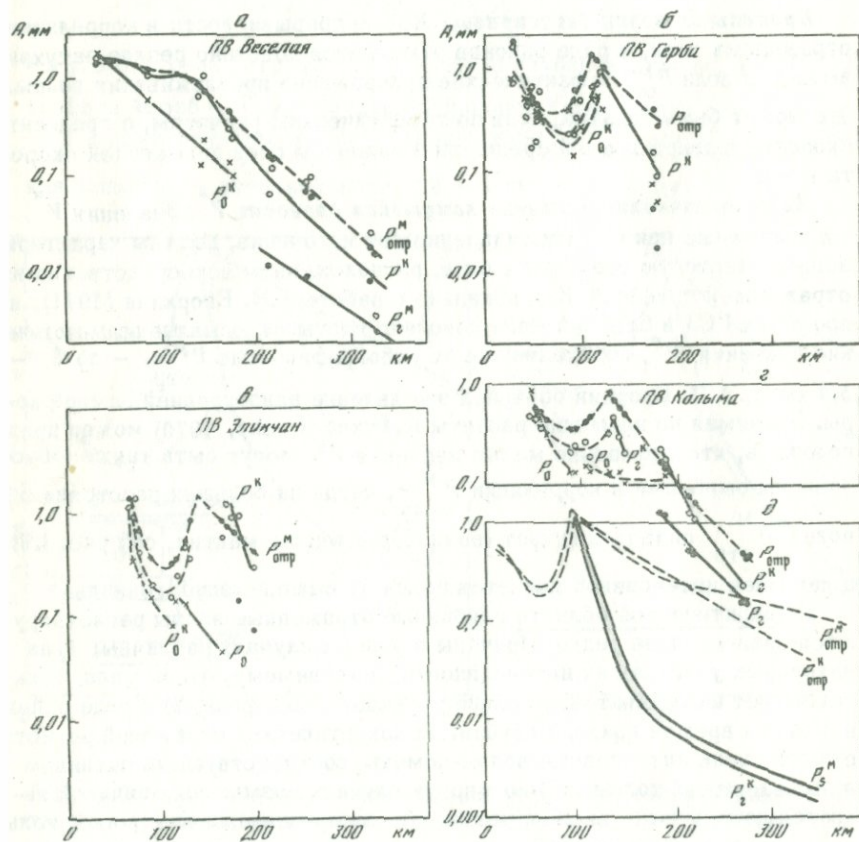
Предельная точка регистрации. Кроме прерывистости в корреляции отраженных волн, в ряде районов отмечается довольно резкое затухание амплитуд волн $P_{отр}^M$ и фактическое прекращение прослеживания волны. Это может быть связано, судя по теоретическим расчетам, с градиентом скорости в покрывающей среде или с наличием слоя пониженной скорости в ней.

Асимптотические значения кажущейся скорости V^* . Значения V^* , определяемые при больших удалениях от источника, должны характеризовать пластовую скорость в слое, расположенном непосредственно над отражающей границей. Как показано в работе А.В. Егоркина (1971), на профилях ГСЗ в Средней Азии довольно часты очень малые асимптотические значения V^* , определяемые по годографам волн $P_{отр}^M$, — до 6,0–5,9 км/с. А.В. Егоркин объяснял это явление анизотропией земной коры. Принимая во внимание расчеты К.Фукса (Fuchs, 1970), можно предположить, что аномально малые значения V^* могут быть также обусловлены ошибками в корреляции $P_{отр}^M$, когда на больших расстояниях волна $P_{отр}^M$ сильно затухает (волновод в верхах мантии, см. рис. 1.5), а наиболее интенсивной является волна от вышележащей границы.

В докритической области глубинные отраженные волны регистрируются сравнительно редко. Причины в разных случаях различны: 1) на некоторых участках их интенсивность, по-видимому, очень мала, так как их нет на сравнительно слабом межволновом фоне; 2) в ряде районов в области времен прихода глубинных докритических отражений регистрируются очень интенсивные волны-помехи, соответствующие границам в вышележащей толще и 3) во многих случаях возможной причиной является небрежность эксперимента: вблизи пункта взрыва приняли только малые заряды (менее 50 кг) и запись вели на коротких лентах, поэтому могли быть пропущены: во-первых, благоприятные условия для регистрации докритических отражений, когда они могли быть выделены без всяких дополнительных усилий, и, во-вторых, такие условия, когда волны-помехи были не очень сильны и применение частотной и скоростной фильтраций позволило бы выделить докритические глубинные отражения.



Р и с. 3.9. Амплитудный график $A(x)$ волны P^M ; ПВ Кама, восточная окраина Русской платформы (Дружинин и др., 1970)



Р и с. 3.10. Амплитудные графики глубинных волн $P^M_{отр}$ и $P^K_{отр}$, профиль Магадан – Колыма (Давыдова и др., 1962), на которых амплитуды докритических отражений больше или равны амплитудам в критической области
 а – в – наблюдаемые графики из разных ПВ; г – теоретические графики $A(x)$

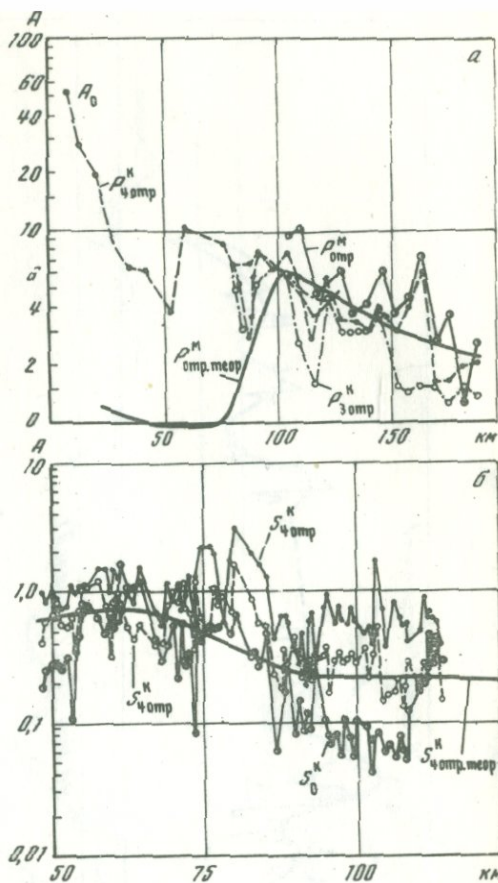
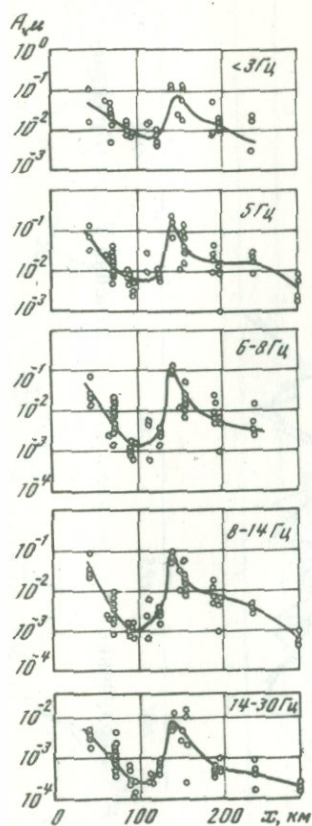


Рис. 3.11. Амплитудные графики волны $P_{отр}^M$, построенные при разных полосах пропускания частот Δf ; Закавказская межгорная впадина, Дзиркульский массив (Михота, 1968)

Рис. 3.12. Сопоставление теоретических и наблюдаемых амплитудных графиков $A(x)$ отраженных глубинных волн (а — продольные; б — поперечные)

Графики $P_{отр}^M$ и $S_{отр}^K$ рассчитаны для резкой границы М первого порядка в однороднослойной модели коры без поглощения (а) и для модели, показанной на рис. 3.21, г, остальные графики — наблюдаемые, приведенные к одинаковым условиям возбуждения и приема колебаний

Однако в ряде районов СССР, ФРГ, Венгрии, Канады получены докритические отражения от границы М или вышележащей границы d_i^k , расположенной в низах коры.

На территории СССР докритические отражения от глубинных границ зарегистрированы на востоке Русской платформы (Молотова, 1959;

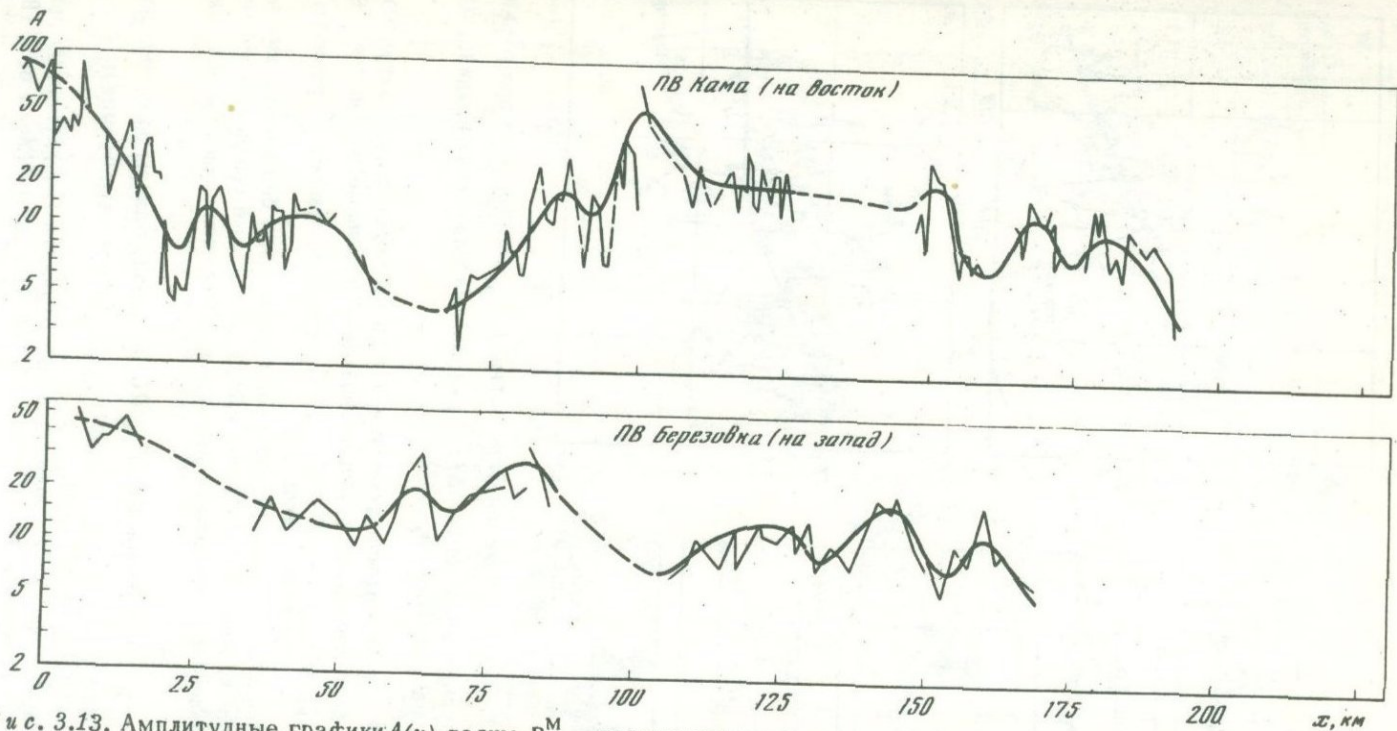


Рис. 3.13. Амплитудные графики $A(x)$ волн P^M , полученные на свердловском пересечении Урала (Дружинин и др., 1970, 1976)

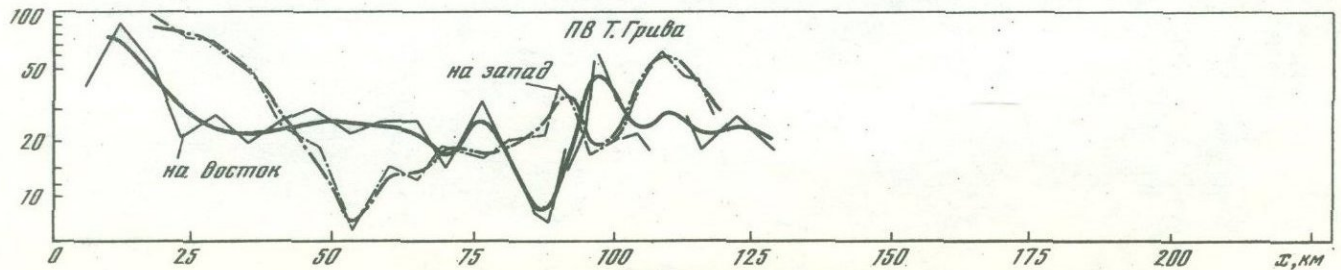
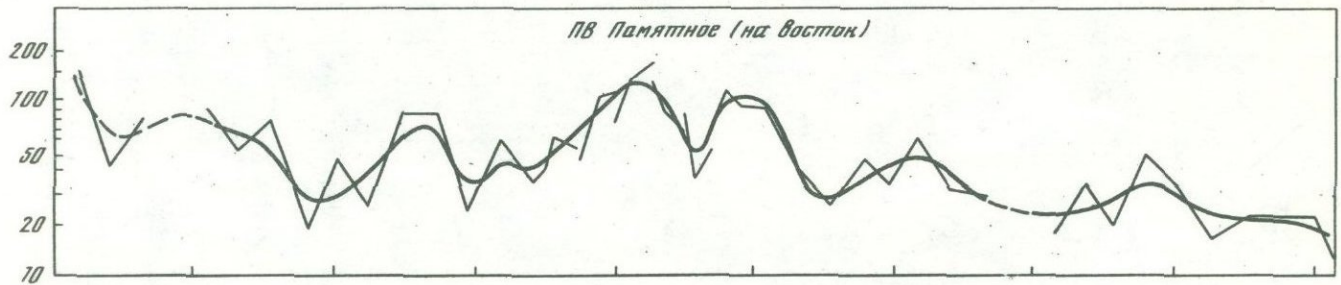
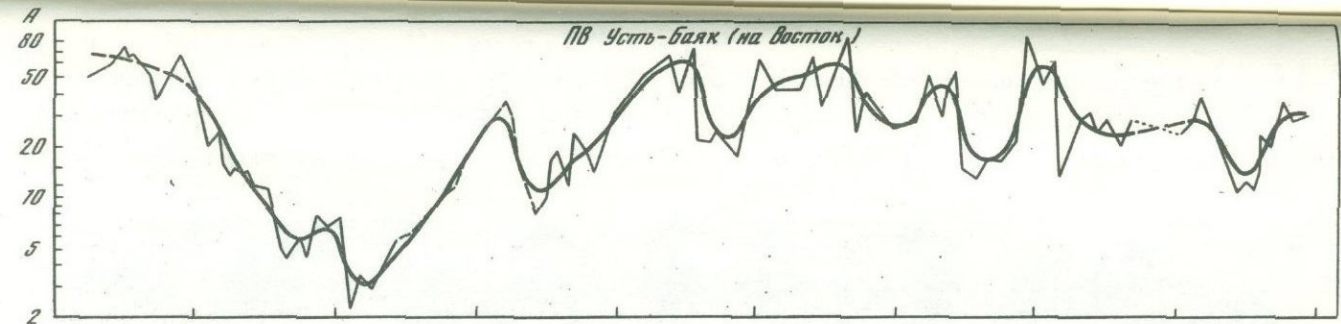
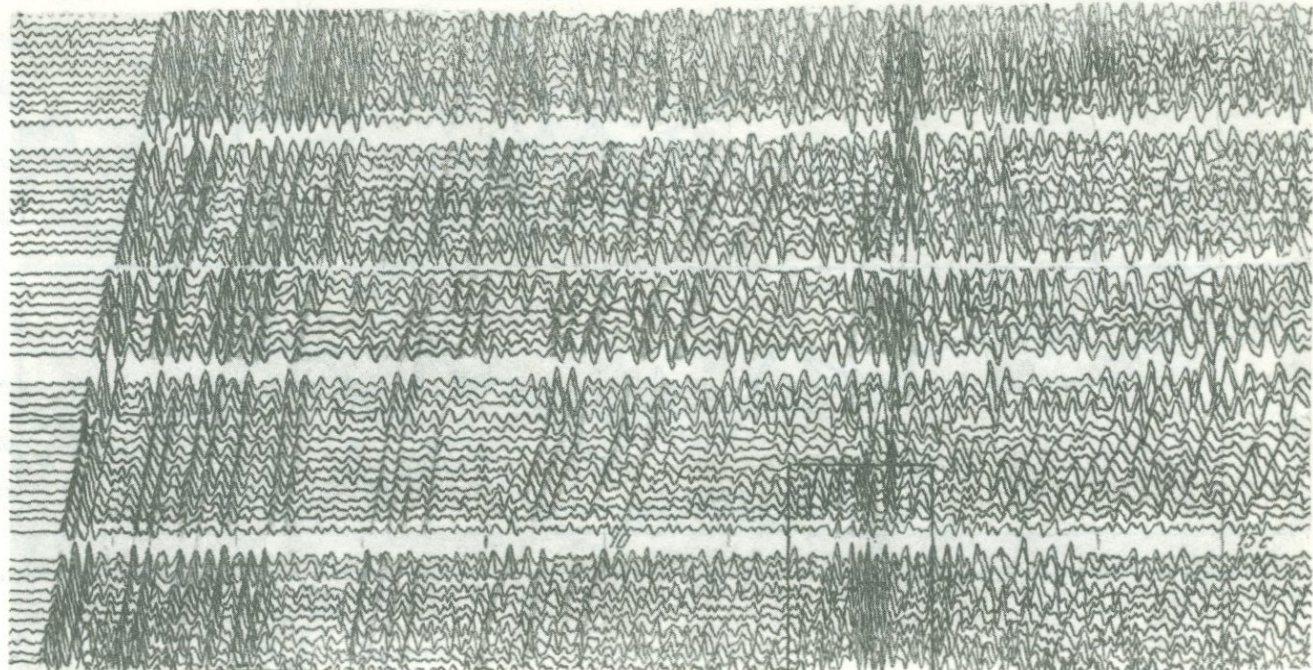


Рис. 3.13 (окончание)

x 30 км

$P_{4отр}^K$



x 25 км

Рис. 3.14. Записи отраженной волны $P_{4отр}^K$ в докритической области ($x = 25-30$ км) со сложной структурой волнового пакета (особенно на выделенном участке)

Записи получены от участка границы d_4^K , расположенного в пределах аномального блока (см. рис. 3.6), где при закритических расстояниях доминирует волна $P_{4отр}^K$, а не $P_{отр}^M$

Тагай, Иванова, 1962; Дружинин и др., 1970), Украинском щите (Чекунов, Пустовалова, 1964), на профиле Магадан – Колыма (Давыдова и др., 1962), в межгорной Закавказской впадине (Михота, 1969), на юге восточного побережья Каспийского моря (Вожжова, Чамо, 1971), в Западном Узбекистане (Давыдова и др., 1972), Казахстане (Фурсов, Ярошевская 1965), Туркмении (Старобинец, 1972).

Почти во всех этих районах имеются некоторые данные об амплитудных и частотных особенностях докритических отражений, позволяющие предположить, что наиболее вероятными для глубинных границ являются модели инверсионного тонкослоистого типа.

На территории ФРГ при сейсморазведке на нефть в большинстве случаев попутно зарегистрированы хорошие и отличные глубинные докритические отражения (Dohr, 1972).

Интенсивность. В ряде районов, где были получены докритические отражения, построены амплитудные графики $A(x)$ для больших диапазонов расстояний $x = 0 \div 200(250)$ км. Из этих графиков следует, что амплитуды в докритической области равны или даже больше максимальных амплитуд волн $P_{отр}^M$ в области критического угла, т.е. интенсивность

докритических отражений соизмерима с интенсивностью доминирующих в волновом поле глубинных волн $P_{отр}^M$. В настоящее время можно называть районы, где амплитуды A_0 в докритической области больше или равны максимальным амплитудам $A_{кр}$: ПВ Кама (рис. 3.9) на восточной окраине Русской платформы (Дружинин и др., 1970), профиль Магадан – Колыма (рис. 3.10), Дзирульский массив в Закавказской межгорной впадине (рис. 3.11), Западный Узбекистан (рис. 3.12).

Для ряда районов по имеющимся длинным записям при больших зарядах можно сделать оценки максимально возможных амплитуд докритических отражений A_0 путем сравнения их с межволновым фоном и волнами-помехами. Выполнение таких оценок для некоторых районов показало, что можно ожидать амплитуды докритических отражений примерно такой же величины, как и амплитуды в критической области.

На Урале (Дружинин и др., 1970) и на Украине (Павленкова, Смелянская, 1970, 1971) из ряда пунктов взрыва получены практически незатушающие, осциллирующие амплитудные графики глубинных отраженных волн, на которых область критического угла не выделяется максимальными амплитудами (рис. 3.13).

Оба типа амплитудных графиков (при $A_0 \sim A_{кр}$ и $A_0 > A_{кр}$) не могут соответствовать границам первого порядка или переходным слоям. Вероятнее всего, это границы типа тонкослоистых инверсионных.

Имеются примеры записей, из которых следует, что глубинные отражения от М очень слабые, слабее отражений $P_{4отр}^K$ и неинтенсивного межволнового фона (рис. 3.14). В этом случае область М выражена или границей первого порядка с малым перепадом скорости, или переходным слоем.

Т а б л и ц а 3.2

Значения преобладающей частоты докритических отражений для различных районов

Район.	Преобладающая частота, Гц	Источник
Русская платформа	20	Молотова, 1959
Восточная часть Русской платформы, ЦВ Кама	17-18	Тагай, Иванова, 1962 Дружинин и др., 1970 Glowes, Kanasewich, 1970
Канада	15	
Западный Узбекистан		
Бухарская тектоническая ступень	10-11; 16	Давыдова и др., 1972
Центрально-Кызылкумские поднятия	15	Ярошевская, 1973
Юго-Восточное побережье Каспийского моря	35	Вожжова, Чамо, 1971
Венгерская впадина	25-30	Galfi, Stegena, 1960
	20	Mituch, Posgay, 1972
Казахстан	12-14	Ярошевская, Фурсов, 1964
Туркмения	10-12	Белоусов и др., 1962 Старобинец, 1972
Украинский кристаллический щит	13-15	Чекунов, Пустовалова, 1964
ФРГ	12, 15, 20	Dohr, Fuchs, 1967

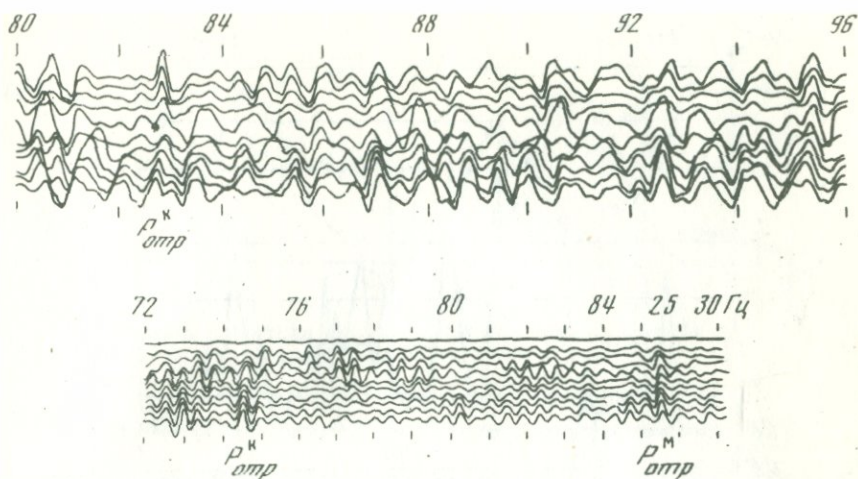
Частотные особенности. Для докритических глубинных отражений чаще характерны более высокие значения преобладающей частоты, чем для критических отражений; для разных районов и даже соседних участков одного профиля получены различные значения преобладающей частоты. Как видно из табл. 3.2, особенно высокие частоты докритических отражений отмечены около Каспия и в Венгерской низменности — 35 Гц. Можно предположить, что высокая частота связана с тонкой слоистостью области М. В Каспийской впадине отмечается также аномально высокое залегание слоя повышенной электрической проводимости. Возможно, что тонкая слоистость и проводящие свойства глубинного вещества в этом районе обусловлены особенностями активных глубинных процессов.

Структура волнового пакета. Записи докритических отражений по структуре волнового пакета можно разделить на три основных типа: 1) сравнительно компактные волны (рис. 3.15); 2) квазисинусоидальный цуговый характер записи (рис. 3.16, 3.17, вклейка) и 3) сложные волновые пакеты (см. рис. 3.14).

Докритические отражения обычно выделяются в виде коротких осей синфазности (3-5 км), реже наблюдается большая их протяженность (Дружинин и др., 1970).

Форма записи внутри каждого волнового пакета может быть правильной, почти квазисинусоидальной, или сложной, искаженной интерференцией.

Компактные записи могут быть как в случае простой границы первого порядка, так и в случае сравнительно тонкослоистой инверсионной



Р и с. 3.15. Записи докритических глубинных отраженных волн $P_{отр}^K$ и $P_{отр}^M$; Венгерская впадина (Calfi, Stegena, 1960)

пачки; цуговый длительный характер записи (если он не обусловлен таким характером падающей волны) и особенно сложные волновые пакеты можно объяснить, вероятнее всего, сложным строением тонкослоистой инверсионной пачки.

Свойства преломленных волн $P_{пр}^M$

Свойства преломленных волн $P_{пр}^M$, связанных с областью М, изучены не очень хорошо. Записей волн $P_{пр}^M$ получено не так много, как $P_{отр}^M$ докритических, так как регистрировать их трудно из-за малой интенсивности.

Интенсивность. Амплитуды волн $P_{пр}^M$, как правило, меньше амплитуд $P_{отр}^M$ (рис. 3.18 и см. табл. 1.5). Довольно часто волны $P_{пр}^M$ резко затухают.

Структура волнового пакета. В виде компактной волны $P_{пр}^M$ регистрируются редко, чаще их запись имеет вид длительного цуга квазисинусоидальных колебаний (рис. 3.19), который может служить признаком градиентной зоны с резкой верхней границей. В ряде случаев этот длительный цуг можно разделить на отдельные компактные волны небольшой протяженности — с несколькими различными V^* .

$$A(P_{отр}^M) / A(P_{пр}^M)$$

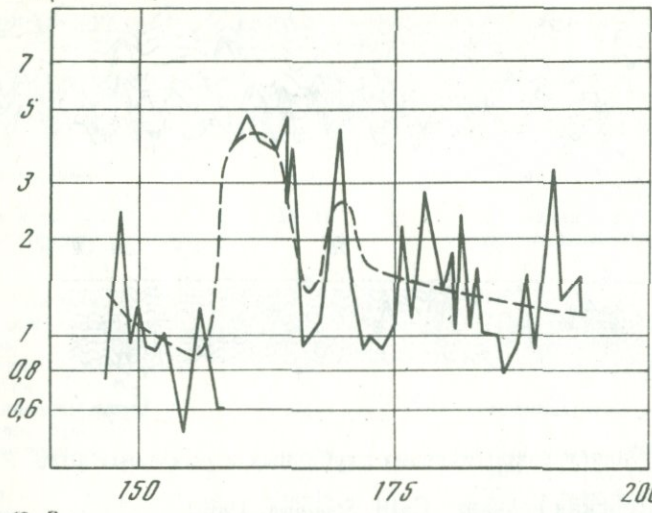


Рис. 3.18. Зивисимость величины отношения амплитуд отраженной и преломленной волн от расстояния; ПВ Кама, восточная окраина Русской платформы (Дружинин и др., 1970)

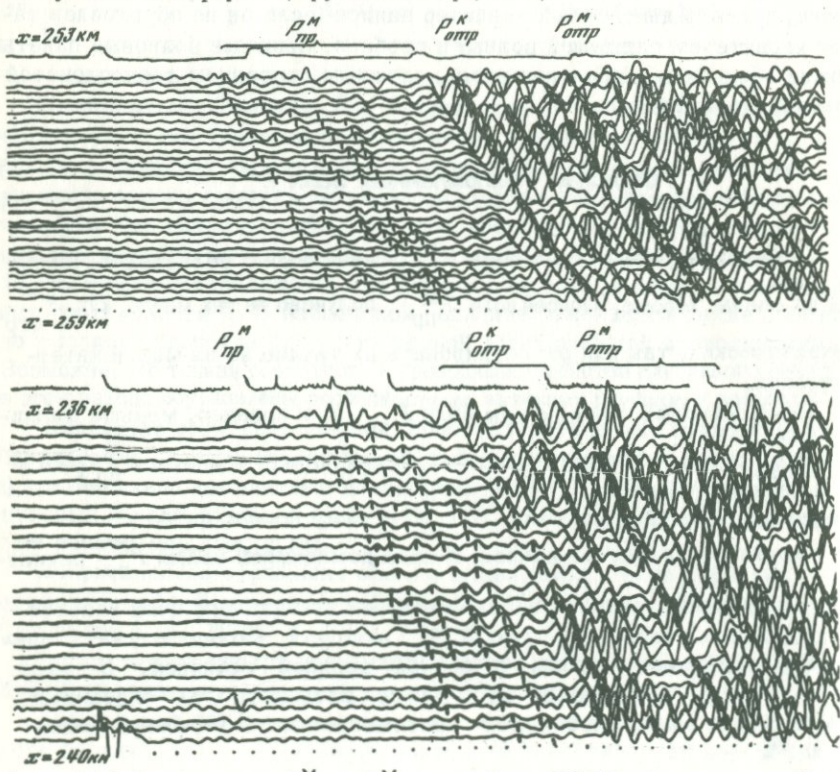


Рис. 3.19. Записи волн $P_{пр}^M$ и $P_{отр}^M$; профиль ГСЗ Черное море – Каспийское море, $x = 236-259$ км

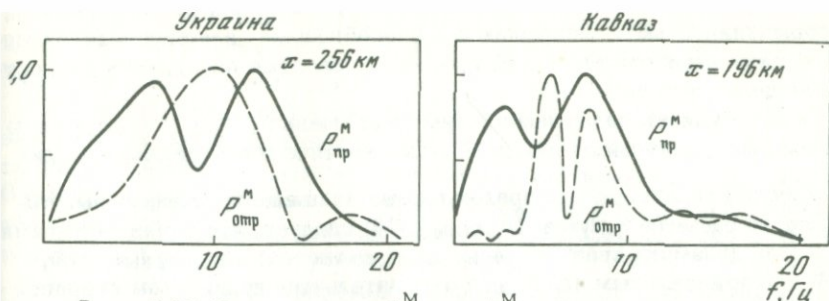


Рис. 3.20. Спектры волн $P^M_{\text{пр}}$ и $P^M_{\text{отр}}$ (Михота, 1968)

Частоты. На записях волн $P^M_{\text{пр}}$ довольно часто видно наложение высокочастотных и низкочастотных колебаний. Преобладающая частота волн $P^M_{\text{пр}}$, как правило, выше, чем $P^M_{\text{отр}}$ (рис. 3.20).

§ 4. МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ОБЛАСТИ М

Основные положения и этапы методики определения скоростных моделей глубинных границ

Используемые свойства волн P^M . Из обобщения данных наблюдений и из сводки теоретических данных о динамике при разных моделях границ следует, что нужно использовать: 1) сам факт регистрации волн данного типа; 2) прослеживаемость волн — протяженность зон непрерывной корреляции; 3) доминирование волн по интенсивности на определенных участках; 4) структуру волнового пакета; 5) частотные свойства; 6) амплитудные характеристики; 7) скорости (V^* , V_{Γ} , $V_{\text{эф}}$, V_{Π} и т.д.), т.е. необходимо согласование интерпретации динамических характеристик волн с результатами обработки годографов.

Информативность и диагностические возможности разных типов волн. При определении модели глубинных сейсмических границ следует иметь четкое представление о том, какими диагностическими возможностями обладают разные волны.

Продольные отраженные волны в закритической области могут характеризовать факт существования границы, но по их свойствам нельзя установить тип ее модели (I, II или III, см. табл. 2.2), они характеризуют особенности строения покрывающей среды, а не самой границы. Однако их очень полезно иметь, так как они легко регистрируются, интересны для соизмерения с амплитудами докритических отражений и преломленных волн. При интерпретации наблюдаемых закритических волн $P^M_{\text{отр}}$ следует выяснить, обусловлены ли их свойства особенностями строения самой верхней части коры или ее низов.

В докритической области отраженные волны обладают наибольшей информативностью и разрешающей способностью для определения моделей глубинных сейсмических границ и позволяют определить скоростную модель границы.

Продольные преломленные волны дают очень полезную информацию о величине граничной скорости V_r . Диагностические возможности динамических характеристик преломленных волн еще не очень ясны. Например, из расчетов К.Фукса (Fuchs, 1970) следует, что эквивалентными в смысле динамики квазиголовных волн являются: однородный слой, слой с положительным или слой с отрицательным градиентом скорости — так называемый X-эксперимент (см. рис. 1.12).

Приведенный обзор исследований динамических характеристик показывает, что есть надежда выявить диагностические признаки квазиголовных волн при использовании структуры волнового пакета и формы записи. Так, искаженная форма записи или ее изменение с расстоянием являются признаком того, что волна является квазиголовной. Реверберационный характер записей с практически одинаковыми V^* всех фаз в группе является, по-видимому, признаком градиентной переходной зоны, а при разных V^* разных фаз — признаком тонкослойной инверсионной модели (Fuchs, 1970).

Отношение амплитуд преломленных и отраженных волн является также одним из существенных признаков, хотя для использования этой характеристики нужны дополнительные данные о характере амплитудного графика $A(x)$ для отраженной или преломленной волн, так как изменение амплитуд $P^M_{отр}$ в закритической области обусловлено в основном свойствами покрывающей среды, а волн $P^M_{пр}$ — свойствами подстилающей среды. Поэтому для выявления свойств подстилающей среды нужны дополнительные сведения о свойствах покрывающей среды, например график $A(x)$ для $P^M_{отр}$.

Поперечные отраженные волны для тонкослойных инверсионных моделей имеют те же особенности в структуре волнового пакета и амплитудных графиков, что и продольные, и отличаются только частотными особенностями: $\Delta f(SS) < \Delta f(PP)$ и $f_{рез}(SS) < f_{рез}(PP)$, где Δf — ширина основного максимума спектра.

Для границ первого порядка и переходных слоев возможны те же соотношения свойств волн PP и SS , как и для тонкослойных инверсионных моделей, однако само наличие волн SS для I и II типов моделей труднее обнаружить в докритической области, так как коэффициенты отражения для SS волн меньше, чем для PP .

По отношению величин $f_{рез}$ и Δf спектров PP и SS волн можно получить данные о V_s и пересчитать их в коэффициент Пуассона σ , т.е. получить дополнительную характеристику упругих свойств глубинного вещества. Может оказаться, что получить данные о средней скорости \bar{V}_s

поперечных волн в коре трудно. Легче определить значение кажущейся скорости V_s^* и отношение V_p/V_s , которое, по-видимому, можно считать за характеристику слоя, примыкающего сверху к отражающей границе.

Таким образом, диагностические возможности поперечных отраженных волн несколько слабее, чем продольных, из-за меньшей интенсивности докритических отраженных волн и малой вероятности их обнаружения. Однако сам факт наличия SS волн в сколокритической и закритической областях и данные об их динамике и кинематике представляют дополнительную информацию о глубинном веществе.

Основные этапы интерпретации динамических характеристик волн.

Методика определения моделей границ должна состоять из нескольких этапов: 1) качественный анализ свойств волн; 2) количественная обработка — определение скоростных, частотных и амплитудных характеристик волн и 3) интерпретация свойств волн, подбор скоростной модели границы.

Первый этап — качественный анализ таких свойств волн, как:

1) факт регистрации волн определенного типа (особенно докритических отражений и SS волн); 2) прослеживаемость; 3) сравнительная интенсивность — выявление доминирующих волн; 4) структура волнового пакета и ее изменение с удалением от источника; картирование этих свойств волн для каждого пункта взрыва и сопоставление свойств волн из разных ПВ с отнесением их к соответствующему участку границы (с учетом того, что свойства волн определенного типа различны при разных удалениях от источника). В результате этого этапа обработки составляются схемы качественных характеристик волн по профилю, на основании которых исследованный профиль разбивается на отдельные блоки, характеризующиеся определенными особенностями рассмотренных свойств волн. Например, выделяются блоки с аномальным доминированием волн $P_{i\text{отр}}^K$ над $P_{\text{отр}}^M$ в критической и закритической областях. Сопоставление закартированных особенностей структуры волнового пакета закритических отражений $P_{\text{отр}}^M$, зарегистрированных из разных ПВ, но соответствующих одним и тем же участкам границы, может позволить выявить влияние различий в строении верхней части коры на структуру волнового пакета P^M и выделить особенности записей, обусловленные строением нижней части коры.

Второй этап — построение скоростных графиков, графиков изменения с расстоянием преобладающих частот, амплитуд, определение резонансных частот и построение спектров волн, определение отношений амплитуд $A_0/A_{кр}$, $A_{пр}/A_{отр}$. Полученные результаты сопоставляются с результатами первого этапа для того, чтобы учесть разделение среды на блоки и возможные осложнения в установленных зависимостях за счет того, что волны проходили через блоки с разными свойствами границ.

Третий этап — выбор модели глубинной границы, удовлетворяющей наблюдаемым свойствам волн.

Прежде всего должны быть использованы наиболее информативные классы волн — продольные отраженные. В главе II была приведена сводка динамических характеристик отраженных волн, диагностические признаки для трех типов скоростных моделей отражающих границ и качественные оценки степени неоднозначности в определении типа модели. Если тип скоростной модели определяется уверенно по совокупности динамических характеристик отраженных волн, то далее можно предпринять попытки для определения параметров ожидаемой модели. Например, задавшись возможными пределами значений скоростей в низах коры и верхах мантии, определить возможные мощности тонких слоев в пачке, мощность всей пачки и т.п. Для этого можно воспользоваться одним из описанных ранее способов (Худзинский, 1961; Кац, Михайлова, 1970; Sjolwes, Kanasewich, 1970; Берзон и др., 1975). Выбранная модель не должна противоречить и всему комплексу свойств всех зарегистрированных волн.

Для того чтобы согласовать выбранную скоростную модель отражающей границы со свойствами других волн, можно воспользоваться сводкой о свойствах глубинных волн и возможном соответствии их свойствам среды, составленной на основании систематизации и обобщения имеющихся теоретических данных о динамике волн при разных моделях границ.

Возможные соответствия свойств волн P^M и особенностей в строении среды

Для удобства использования сводка приведена в виде табл. 3.3, которая должна модернизироваться каждым интерпретатором в соответствии с новым уровнем знаний. По-видимому, довольно скоро работа по согласованию свойств разных волн и среды будет поручена ЭВМ.

Приведем описание возможной интерпретации каждого из наблюдаемых свойств волн P^M и P^M .
отр пр

Наличие или отсутствие волн определенного типа. Сам факт наличия или отсутствия волн определенного типа свидетельствует о свойствах среды. Так, наличие четких докритических отражений можно расценивать как свидетельство того, что отражающая граница является границей первого порядка или инверсионной тонкослоистой зоной; градиентную переходную зону ожидать здесь нельзя.

Наличие или отсутствие волн S^M также свидетельствует о типе скоростной модели границы.
отр

Прослеживаемость волн — прослеживаемость границ. О прослеживаемости границы мы можем судить только по прослеживаемости волн. Однако надо помнить, что наличие на сейсмограммах или исчезновение разных типов волн имеет разный смысл.

Преломленные волны неудобны для характеристики прослеживаемости границы в тех случаях, когда их трудно регистрировать и когда они резко затухают.

Докритические отраженные волны очень резко реагируют на изменение структуры границы. Так, изменение мощности тонких слоев в инверсионной пачке обуславливает резкое затухание и исчезновение докритических отражений (Fuchs, 1968). Поэтому прерывистость корреляции докритических отражений часто может означать не прерывистость границы, а некоторые изменения в ее структуре.

Закритические отраженные волны регистрируются в большинстве районов, но прослеживаемость их разная. Иногда их можно непрерывно прокоррелировать на сотню километров и более, иногда они прерываются через 5–10 км. Судя по теоретическим данным, непрерывное прослеживание $P_{отр}^M$ закритических еще не означает сохранения даже типа модели границы, так как для всех трех основных типов моделей закритические отражения имеют близкие динамические свойства. Это свойство закритических отраженных волн может быть причиной ошибочного представления об исключительной стабильности свойств границы M (Давыдова и др., 1970). Впервые о возможности такой ошибочной интерпретации свойств закритических отражений от границы M было указано в работе И.С.Берзон и др. (1969).

Разрыв в корреляции закритических отраженных волн может быть обусловлен или исчезновением границы, или провалом в спектральной характеристике на данных частотах, возможность которого обнаружена при расчетах сложных границ. Кроме того, разрыв в корреляции может быть обусловлен особенностями структуры покрывающей среды. Как показывают расчеты спектральных характеристик для проходящих волн, для некоторых моделей границ могут быть резкие провалы в спектральных характеристиках, а следовательно, резкое ослабление проходящих волн. Так может быть объяснено исчезновение волн $P_{отр}^M$ закритических на профиле ГСЗ на рис. 3.3, б.

Кроме прерывистости в корреляции отраженных волн, в ряде районов отмечается довольно резкое затухание амплитуд волны $P_{отр}^M$ и фактическое прекращение ее существования. Это может быть связано, судя по теоретическим расчетам, с градиентом скорости в покрывающей среде или с наличием слоя пониженной скорости.

Таким образом, протяженность непрерывной корреляции закритических отраженных волн $P_{отр}^M$ можно принять только как грубую характеристику прослеживаемости границы (вне зависимости от ее скоростной модели).

Доминирование волн. Докритические отраженные волны редко доминируют по интенсивности среди других волн, но все же это встречается (см. рис. 3.14).

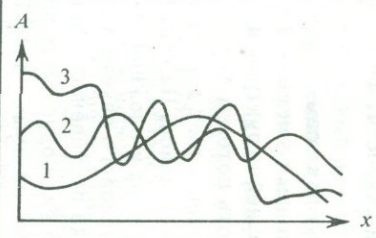
Это означает хорошие отражающие свойства границ и, главное, слабость волн, отраженных от границ в вышележащей толще (чаще это бывает при отсутствии осадочной толщи или ее очень малой мощности).

Закритические отраженные от границы M волны, как правило, доминируют в волновом поле.

Т а б л и ц а 3.3

Возможные соответствия между свойствами волн и среды

Свойства волн	Свойства среды		
	Покрывающая среда ($P_{отр}^M$ закритические)	Граница ($P_{отр}^M$ докритические)	Подстилающая среда ($P_{пр}^M$)
Прослеживаемость волн (протяженность непрерывной корреляции, предельные точки)	Разрывы корреляции обусловлены "провалами" в спектральных характеристиках, вызванными или особенностями покрывающей среды, или сложным инверсионным характером границы. Предельная точка свидетельствует о градиенте скорости в покрывающей среде	Малая протяженность – признак инверсионной изменчивой модели Большая протяженность – маломощная инверсионная модель, слабоизменяющаяся (стохастическая) модель или граница первого рода	Малая протяженность – инверсионная тонкослоистая модель или слой промежуточной мощности Большая протяженность – градиентный толстый слой или слой промежуточной мощности
Доминирование волны	$A(P_{отр}^M) > A(P_{iотр}^K)$ – нормально; $A(P_{отр}^M) < A(P_{iотр}^K)$ – аномально (в низах коры либо слой высокой скорости с границей первого порядка, либо инверсионная сильная отражающая граница)	Отражающие свойства границы самые хорошие. Модель – либо тонкослоистая инверсионная, либо граница первого порядка	$A(P_{пр}^M) > A(P_{отр}^M)$ – может быть переходная зона из однородных слоев, довольно мощная, например, 4,5 км (Hellberger; 1968)
Структура и длительность волнового пакета	Сложная структура волнового пакета, большая длительность – за счет кратных отражений в покрывающей среде или внутри переходной зоны	Сложная длительная запись – тонкослоистая инверсионная модель. Короткая запись – граница первого порядка, тонкий переходный слой, маломощная инверсионная или стохастическая модели	Простая запись рефрагированной волны – толстый градиентный слой Интерференционная запись – слой промежуточной мощности Ревверберационная запись: при одинаковых V^* – градиентная зона над M , при разных V^* – тонкослоистая инверсионная зона

Частотные свойства	Наложение низких и высоких частот – интерференция – показатель сложного строения покрывающей среды	$f_{рез}$ – тонкослоистая инверсионная модель $A(f_{н.ч}) > A(f_{в.ч})$ – переходный слой A не зависит от f – граница первого порядка	Наложение высоких и низких частот – ограниченная промежуточная мощность слоя ($h/\lambda \cong 1 \div 5$)
Амплитудные характеристики		1 тип $A(x)$ – граница первого порядка или переходный слой ($A_0/A_{кр} < 1$) 2 и 3 тип $A(x)$ – тонкослоистая инверсионная модель, $A_0/A_{кр} \geq 1$	$A(P_{пр}^M)/A(P_{отр}^M) = \Phi(x) > 0,1$ – градиентный или однородный слой конечной мощности ($h/\lambda = 1-5$)
Скоростные характеристики (V^* , V_{Γ} , V_{II})	$V^* \approx V_{\Gamma}$ при $x \approx x_{кр}$ Если V_{ac}^* (при $x > 200$ км) малые: 1) анизотропия, 2) волновод над M , ошибка в корреляции	(V_{-}^*) – показатель зоны разлома	V_{Γ} – физическая характеристика вещества

Наличие доминирующих волн $P_{отр}^M$ (или P_i^K) в закритической области очень помогает в интерпретации волнового поля глубинных волн, являясь как бы репером среди них.

Аномальные случаи соотношения интенсивностей глубинных волн, когда $A(P_{отр}^M) < A(P_i^K)$ (см. рис. 3.5–3.7), могут свидетельствовать об аномалии в строении низов коры и о наличии там слоя с высокой (7,2–7,5 км/с) скоростью.

Преломленные волны при наблюдениях на суше доминируют очень редко. При наблюдениях на море встречаются такие случаи, когда квазиголовные волны имеют интенсивность такую же, как закритические отражения, или даже больше (Helmberger, 1968; Тулина, 1965, 1973; Тулина, Ярошевская, 1976).

Структура волнового пакета. Отраженные волны. Докритические отражения, имеющие длительный характер записи, сложную форму волнового пакета, с большей вероятностью можно трактовать как соответствующие сложной инверсинной модели, чем записи, имеющие компактную форму. Из сопоставления расчетов, приведенных на рис. 1.18, можно видеть, что структура волнового пакета докритической отраженной волны повторяет структуру инверсинной модели границы. На рис. 3.14 приведены полевые сейсмограммы, на которых докритические отражения имеют такую же структуру волнового пакета, и, следовательно, можно предположить, что они соответствуют модели, аналогичной изображенной на рис. 1.18.

Компактная форма докритических отражений может быть связана с границей первого порядка или с инверсинной моделью с одним–двумя слоями повышенной или пониженной скорости, а также с переходной зоной очень малой мощности.

Закритические отраженные волны для самых различных моделей границ (границ первого рода, переходных зон разной мощности, тонкослоистых инверсионных моделей разной структуры и разной мощности) имеют вид одной волны, компактность которой зависит от компактности падающей волны. Если падающая волна имеет длительную запись, то и закритическая волна имеет такую же запись. На рис. 1.18 видно, что даже в случаях мощной переходной зоны и сложной структуры инверсионной модели сложная структура волнового пакета в докритической области по мере удаления от источника постепенно стягивается и в закритической области прослеживается в виде одной интенсивной волны.

Как показывают расчеты и анализ полевых записей, длительный групповой характер записей закритических отражений может быть связан с частично-кратными отражениями интенсивной волны $P_{отр}^M$ в верхней части разреза. Поэтому для интерпретации группового характера записей закритических отражений необходим тщательный анализ их с точки зрения возможного влияния покрывающей толщи. Нужно сопоставить временной интервал Δt между фазами или волнами и мощность осадков h ; выяснить характер поляризации волн с целью выявления боковых волн.

Преломленные волны. Для головных волн от границы полупространств форма записи является интегралом по времени от формы падающей волны. Практически она мало изменяется с расстоянием и мало отличается от падающей волны (Малиновская, 1957).

Для рефрагированной волны в градиентном полупространстве форма записи практически совпадает с формой падающей волны и характеризуется большой стабильностью, неизменностью при удалении от источника.

Изменение формы записи с удалением от источника головной интерференционной волны может служить признаком того, что она связана с переходным однородным или градиентным слоем промежуточной мощности $h/\lambda = 2 \div 5$ (Юхнин, 1973).

Реверберационный длительный характер записи волн $P_{\text{пр}}^M$ при практически одинаковых V^* всех фаз может быть, если над границей M имеется сильноградиентная зона с резкой верхней границей (см. рис. 1.18). Как следует из исследований методом стационарной фазы (Fuchs, 1970), в случае такой модели характер записи изменится с расстоянием, причем изменяется по-разному, в зависимости от резкости верхней границы и мощности градиентной зоны.

Реверберационный характер записи волн $P_{\text{пр}}^M$ при некотором различии V^* фаз может быть связан с инверсионной тонкослоистой структурой области M (Fuchs, 1970; см. рис. 1.22).

Частотные свойства волн. Отраженные волны. Докритические отражения. Если амплитуды докритических отражений максимальны при некоторой $f_{\text{рез}}$ и $f_{\text{рез}}$ выше, чем $f_{\text{пр}}$ рефрагированной в фундаменте волны, то это довольно сильный признак того, что соответствующая граница может быть представлена тонкослоистой моделью. Из результатов определения $f_{\text{пр}}$ по синтетическим сейсмограммам (глава II, § 3) следует, что $f_{\text{пр}}$ докритических отражений несколько ниже $f_{\text{рез}}$ спектральной характеристики инверсионной модели, но и выше $f_{\text{рез}}$ спектра падающей волны (см. рис. 2.16).

Если амплитуда докритических отражений тем меньше, чем выше частота, — это признак переходной зоны. Впрочем экспериментальные примеры такого характера нам пока неизвестны.

Широкий спектр является признаком границы первого порядка или тонкослоистой инверсионной модели со случайной структурой (при небольших флуктуациях структуры).

Закритические отражения имеют широкий спектр. Только некоторые инверсионные модели сложной структуры имеют резкие провалы в спектральных характеристиках отраженных волн в закритической области в диапазоне частот $5 \div 30$ Гц (см. рис. 2.12), используемом при ГСЗ. Сложные изрезанные резонансные спектры, полученные при экспериментальных работах (Meissner, 1967a, b; Dragashevič, 1970; Михота, 1968, 1969), по-видимому, можно объяснить влиянием покрывающей среды, срезающей высокие частоты, или сложными моделями сред, для которых еще не выполнены расчеты.

Нормальная дисперсия закритических отражений; предсказываемая К.Фуксом (Fuchs, 1971), для моделей области М в виде переходных градиентных зон экспериментально исследована мало.

Преломленные волны. Для головных волн $P_{\text{пр}}^M$, связанных с границей полупространств, $f_{\text{пр}}$ больше, чем для волн $P_{\text{отр}}^M$, закритических отраженных, но ниже, чем у падающей и докритической отраженной волн.

Частотные особенности интерференционной головной волны, связанной с однородным или градиентным слоем промежуточной мощности, сложно изменяются с удалением от источника в связи с изменением условий интерференции с волной, отраженной от нижней границы слоя, или с кратными рефрагированными волнами (Юхнин, 1973). Преобладающая частота интерференционной головной волны тем больше, чем больше мощность однородного переходного слоя (Михота, 1968) и чем меньше мощность градиентного слоя (Hirasawa, Berry, 1971).

Для рефрагированной волны (Cervený, Ravindra, 1971) преобладающая частота на больших расстояниях (более 200 км) может быть даже больше $f_{\text{пр}}$ в падающей волне.

Для квазиголовных волн, возникающих в инверсионной тонкослоистой модели области М, отмечается наличие аномальной дисперсии, т. е. $V_{\text{гр}} < V_{\text{фаз}}$ (Fuchs, 1971).

Амплитудные особенности волн. Амплитудные графики $A(x)$ отраженных волн встречаются разных типов: 1) с четко выраженным максимумом в критической области при $A_0/A_{\text{кр}} < 1$; 2) в виде почти незатухающих осциллирующих кривых; 3) в виде осциллирующих затухающих кривых при $A_0/A_{\text{кр}} > 1$. Графики первого типа соответствуют либо границе первого порядка, либо градиентной переходной зоне, второго и третьего типа — тонкослоистым инверсионным моделям.

Амплитудные графики преломленных волн при сухопутных исследованиях используются редко, а при морских наблюдениях — чаще. По характеру затухания можно судить о природе волны — рефрагированная она или квазиголовная.

Отношение амплитуд преломленных и отраженных волн используют либо в виде дискретных значений, либо в виде графика $A(P_{\text{пр}}^M)/A(P_{\text{отр}}^M)(x)$. Для головных волн это отношение должно изменяться от 0,1 до 0,01; для рефрагированных и квазиголовных от 0,1 до 0,2.

Изменения отношения $A(P_{\text{пр}}^M)/A(P_{\text{отр}}^M)$ можно относить чаще всего за счет преломленной волны. В самом деле, закритические отражения почти не чувствительны к модели границы и очень слабо отражают особенности покрывающей среды, если только вблизи границы нет слоя с повышенной скоростью. Спектральные характеристики закритических отражений чаще всего широкие. Таким образом, $A(P_{\text{отр}}^M)$ является сравнительно стабильным знаменателем.

Весьма полезными для практики были бы данные теоретических исследований отношения $A(P_{\text{пр}}^M)/A(P_{\text{отр}}^M)$ для сложных моделей границ — переходных зон промежуточной мощности и тонкослоистых моделей.

Скоростные характеристики волн P^M . Приведем сводку физического смысла скоростных параметров, определяемых по годографам отраженных и преломленных волн.

По годографам отраженных волн определяются следующие значения скорости.

V^* — кажущиеся скорости. В области докритических расстояний значения V^* очень велики и они почти не могут быть использованы. В околокритической области $V^* \approx V_{\Gamma}^M$. Однако эти определения V_{Γ}^M не всегда достаточно точны. При очень больших закритических расстояниях $V^* = V_{ac}^* = V_{\Pi}$, где V_{ac}^* — асимптотическая скорость; V_{Π} — пластовая скорость в покрывающем слое в предположении однородной модели для земной коры.

А.В.Егоркин (1966) обнаружил, что для девяти профилей ГСЗ в Средней Азии характерно очень низкое значение $V_{ac}^* = 6,2 - 5,9$ км/с, которое он объяснил анизотропией скоростей в земной коре. Однако это может быть связано и с ошибками в корреляции волн $P_{отр}^M$ на больших расстояниях, когда прослеживалась по существу волна, отраженная от вышележащей границы.

\bar{V} — средняя скорость в покрывающей среде — в кристаллической земной коре (если годограф спущен на поверхность фундамента) или во всей коре, включая и осадочную толщу. Более надежно \bar{V} определяется по докритическим отраженным волнам и менее надежно пересчетом $V_{эф}$ или $V_{луч}$, определенным по закритической части годографа.

$V_{эф}$, $V_{луч}$ — эффективная и лучевая скорости, определяются по удаленным закритическим кускам годографа отраженных волн.

V_{Π} — пластовая скорость, определяется по годографам волн, отраженных от двух границ, в предположении однородно-слоистой модели коры.

По годографам преломленных волн определяются кажущиеся V^* и граничные V_{Γ} скорости.

V^* — кажущаяся скорость, определяемая по одиночным годографам. В случае горизонтально-слоистой модели $V^* = V_{\Gamma}$. В случае однородно-слоистой модели с наклонными границами: V^* (по подъему границы) $> V_{\Gamma}$, а V^* (по падению границы) $< V_{\Gamma}$. Тогда $V_{\Gamma} = (V^* + V^*) / 2$.

Если V^* определяется по годографам рефрагированной волны, то это истинные значения скорости для соответствующей глубины проникновения лучей.

V_{Γ} — граничная скорость, определяемая по встречным годографам. Физический смысл этой величины меняется в зависимости от модели коры и типа волн.

1. Если V_{Γ} определяется по годографам головных волн, то либо $V_{\Gamma} = V_{\Pi}$, если волна соответствует слою конечной мощности, либо $V_{\Gamma} = V_{мас}$, если волна связана с однородным полупространством или очень толстым слоем.

2. Если V_{Γ} определяется по рефрагированным волнам, то она приблизительно равна истинной скорости на глубине максимального проникания в неоднородной среде (в соответствии с длиной обоих встречных годографов).

3. Если V_{Γ} определяется по годографам квазиголовных волн (в случае инверсионной тонкослойной модели области М), то $V_{\Gamma} = V_{||}$, а

$$V_{||} = \sqrt{\frac{1+4S\bar{S} \frac{(\mu - \bar{\mu})[\lambda + \mu - (\bar{\lambda} + \bar{\mu})]}{(\lambda + 2\mu)(\bar{\lambda} + 2\bar{\mu})}}{\bar{\rho} [S/(\lambda + 2\mu) + \bar{S}/(\bar{\lambda} + 2\bar{\mu})]}}$$

где $S = h_1/(h_1 + h_2)$; $\bar{S} = h_2/(h_1 + h_2)$;

$\bar{\rho} = S\rho + \bar{S}\bar{\rho}$ (Бреховских, 1957).

4. Если ошибочно используются годографы отраженных волн в среде со слабой скоростной дифференциацией, то в докритической области V_{Γ} будут завышены, а в послекритической — занижены по сравнению с истинными значениями V_{Γ} в однородно-слоистой среде.

§ 5. ПРИМЕРЫ ВОЗМОЖНОГО ИСТОЛКОВАНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛН P^M ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ОБЛАСТИ М

Районами наиболее полного изучения комплекса динамических характеристик глубинных волн в настоящее время являются: 1) Бухарский и Центрально-Кызылкумский участки профиля Фараб — Тамды-Булак в Западном Узбекистане и 2) ПВ Кама свердловского пересечения Урала (Дружинин и др., 1970). На их примере можно проиллюстрировать интерпретацию совокупности динамических характеристик продольных и поперечных глубинных волн.

Бухарский и Центрально-Кызылкумский участки профиля Фараб — Тамды-Булак в Западном Узбекистане

Качественный анализ интенсивности околокритических и закритических отраженных волн $P^M_{отр}$ и $P^K_{4отр}$ позволил выделить блок с аномальными свойствами вещества в низах коры в пределах Бухарского участка (см. рис. 3.6); граница d^K_4 здесь является более резкой, чем граница М, так как по записям глубинных волн из ПВ 503, ПВ 850, ПВ 1650 и ПВ 2054 закритические отражения $P^K_{4отр}$ имеют большую интенсивность, чем волна $P^M_{отр}$ (см. рис. 3.2, 3.3, 3.5).

Наличие волн определенного типа. На Бухарском участке на вертикальных приборах выделены $S^K_{4отр}$ и не выделены $S^M_{отр}$; зарегистриро-

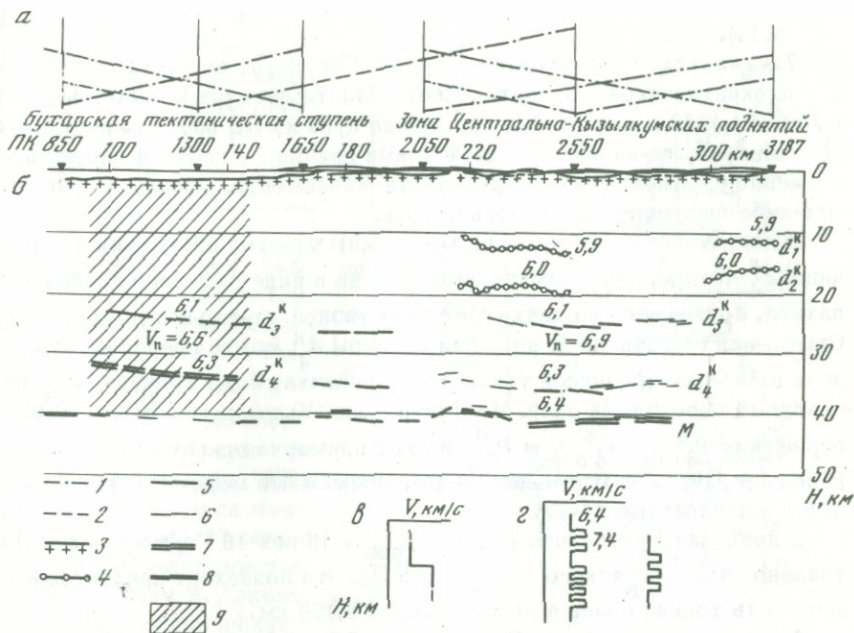


Рис. 3.21. Система наблюдений (а), сейсмический разрез земной коры вдоль профиля Фараб – Тамды-Булак (б), модель сейсмических границ первого порядка между толстыми слоями (в) и предполагаемые тонко-слоистые инверсионные модели границы d_4^K (z)

Возможные параметры моделей (z), удовлетворяющих динамическим характеристикам докритических волн P_4^K из ПВ 1300: $l_1 = 0,110$ км, 4 отр. $V_1 = 6,4$ км/с; $l_2 = 0,115$ км, $V_2 = 7,4$ км/с

1 – система наблюдений при регистрации глубинных отражений; 2 – данные треста "Спецгеофизика"; 3 – поверхность фундамента (по данным треста "Спецгеофизика"); 4 – участки границ в кристаллической коре, построенные по преломленным волнам; 5 – участки глубинных границ, построенные по уверенным отражениям; 6 – то же, по неуверенным отражениям; 7 – участки границы d_4^K , построенные по доминирующим отражениям; 8 – участки границы М, построенные по доминирующим отражениям; 9 – блок с аномальными свойствами низов коры и верхов мантии

ваны четкие докритические отражения P_4^K в пределах аномального блока; докритических отражений от М нет, хотя фон помех невелик; явно, что для закритических отражений $A(P_4^K \text{ отр}) > A(P_4^M \text{ отр})$. Возможно, что граница М представлена переходным градиентным слоем.

На Центрально-Кызылкумском участке выделены волны S_4^M отр и нет S_4^K отр. Есть докритические отражения P_4^K отр и P_4^M отр, они примерно

одинаковы по интенсивности, структуре волнового поля и частоте (см. рис. 3.16).

Динамические характеристики волн. Структура волнового пакета – в околокритической и за критической области две–три компактные волны из ПВ 1650 (см. рис. 3.2) или в виде цуга из ПВ 850 (см. рис. 3.3, а) – обусловлена, по-видимому, свойствами границы в верхней части коры, а именно отражениями от поверхности фундамента. О модели границы что-либо определенное сказать нельзя.

В докритической области на Бухарском участке отражения от границы d_4^k четкие, чаще компактные, иногда в виде сложного волнового пакета, состоящего из двух–трех волн разной длительности (см. рис. 3.14). Отражения от границы М нет. Для границы d_4^k можно предположить модель в виде инверсионной тонкослоистой пачки, а для границы М – градиентный переходный слой. На Центрально–Кызылкумском участке отражения $P_{3\text{отр}}^k$, $P_{4\text{отр}}^k$ и $P_{\text{отр}}^M$ имеют примерно одинаковую запись, довольно длительную (см. рис. 3.16). Возможные модели – инверсионные тонкослоистые пачки.

В пределах Бухарского участка $f_{\text{рез}} = 10$ или 16 Гц; в пределах Центрально–Кызылкумского – $f_{\text{рез}} = 15$ Гц. Это позволяет предположить мощность тонких слоев в пачке порядка 0,120 км.

Амплитудные графики $A(x)$ для волн PP и SS (см. рис. 3.12) при сопоставлении их с теоретическими свидетельствуют в пользу предположения об инверсионной тонкослоистой модели для глубинных границ d_4^k и М.

Разрез. На приведенном разрезе, в отличие от обычно приводимых, показаны: прерывистость глубинных границ, их скоростные модели, выделен аномальный блок (рис. 3.21 и см. рис. 3.6).

Участок восточной окраины Русской платформы на свердловском пересечении Урала, ПВ Нама

Наличие четких докритических отраженных волн от границ внутри консолидированной коры $d_1^k - d_4^k$ и от области М (Дружинин и др., 1970) позволяет предположить модель в виде границ первого порядка или инверсионных тонкослоистых со случайной структурой при несильных ее флуктуациях.

Амплитудный график $A(x)$ волны $P_{\text{отр}}^M$ (см. рис. 3.9) имеет максимум при $x = 100 - 110$ км; $A_0(P_{\text{отр}}^M) / A_{\text{кр}}(P_{\text{отр}}^M) = 1,2 \div 1,5$. Вероятная модель, удовлетворяющая этому свойству волн $P_{\text{отр}}^M$, – периодическая инверсионная с небольшим числом слоев (три–четыре) или пачка со случайной структурой при слабой ее флуктуации.

Наличие предельной области регистрации волны $P_{\text{отр}}^M$ при $x = 190$ км позволяет предположить градиент в коре над областью М.

Рис. 3.22. Разрез земной коры (а), принятый при расчетах, и примеры возможных моделей тонкослоистой пачки (б) для области М (Берзон и др., 1975)

На основании очень подробного изучения экспериментальных данных об особенностях записей докритических отражений $P_{отр}^M$ из ПВ Кама сделана попытка количественной оценки структуры области М (Берзон и др., 1975). Для определения вида модели были построены 12 различных вариантов тонкослоистых моделей области М. Для них проведены теоретические расчеты спектральных харак-

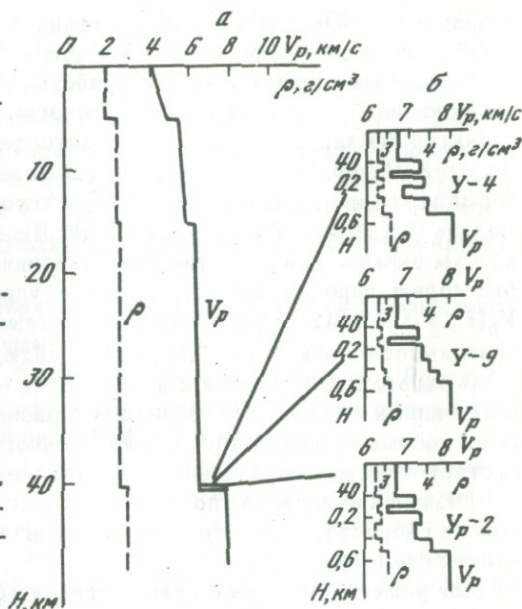
теристик и теоретических сейсмограмм для упругих сред с учетом поглощения. Выбрана модель Ур-2 (рис. 3.22), для которой амплитудная спектральная характеристика и форма записи отраженной волны при наиболее вероятных значениях декремента поглощения $\delta = 0,008 \div 0,016$ ($Q = 400 \div 200$) качественно близки к наблюдаемым.

На рис. 3.18 был приведен график изменения отношения амплитуд преломленных и отраженных волн от области М с расстоянием от источника. Величины $A(P_{пр}^M)/A(P_{отр}^M)$ изменяются от 1 до 0,2. Это позволяет предположить наличие градиента под областью М в верхней мантии или тонкослоистую структуру М (Fuchs, 1970).

Таким образом, по совокупности всех данных вероятнее всего предположить для области М инверсионную тонкослоистую модель со случайной структурой при несильной флуктуации структуры пачки по профилю.

§ 6. ОБ ИЗУЧЕНИИ ПРИРОДЫ ГРАНИЦЫ М И ИЗМЕНЕНИИ ВО ВРЕМЕНИ ЕЕ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ

В литературе обсуждаются два основных предположения о природе границы М: химической или фазовой. История возникновения этих представлений подробно изложена, например, в книге Р.А.Магницкого (1965). Для решения этого вопроса первостепенное значение имеют сведения о вещественном составе и физических свойствах верхних частей мантии Земли и основных слоев земной коры. Первые поставляются в



результате геологических, петрографических и геохимических исследований свойств пород коры и верхней мантии и PT -условий их существования.

В последнее время появились работы, в которых обсуждаются петрологические модели коры и верхней мантии для разных тектонических структур Земли. Для океанической литосферы предложены несколько моделей. Наиболее интересной представляется модель Д.Грина и Р.Либберманна (Green, Liebermann, 1976), в которой обобщенная пиrolитовая модель С.Кларка и А.Рингвуда (Clark, Ringwood, 1964) применена к условиям океана. Для удобства сопоставления с геофизическими данными эта модель пересчитана в зависимости упругих параметров от глубины — $V_p(z)$, $V_s(z)$ и $\rho(z)$ — для разных возрастных зон океанической коры. Эти зависимости в общем согласуются с наблюдаемыми данными.

В работе В.С.Соболева и др. (1975) на основании обобщения данных о глубинных ксенолитах, собранных в разных районах Земли, предлагаются восемь основных типов вещественного состава верхней мантии, соответствующих определенным тектоническим условиям.

Физические свойства пород коры и мантии, в первую очередь сейсмические скорости, изучаются путем геофизических наблюдений в разных частях планеты.

Для решения вопроса о природе границы M разные авторы пользовались различными исходными данными о сейсмических свойствах низов коры и верхов мантии. Ниже кратко рассматриваются различные подходы при решении вопроса о природе границы M .

Скачок скоростей ΔV на границе M

Р.А.Магницкий (1965) рассмотрел линейную зависимость скорости продольных волн от плотности при постоянной температуре и постоянном среднем атомном весе. При этом было получено, что в случае химической природы границы M скачок скоростей ΔV продольных волн должен иметь величину около 1,2 км/с, а в случае фазовой природы — порядка 1,3—1,8 км/с.

На основании сопоставления этих значений с наблюдаемыми данными сейсмологии и ГСЗ о величинах ΔV на границе M Р.А.Магницкий сделал предположение, что на континентах граница M преимущественно химическая по природе (габбро или эклогит — перидотит) и только в ряде областей молодой тектонической активности эта граница может быть фазовой (габбро — эклогит).

Значения граничной скорости V_r^M на поверхности M

В пределах Советского Союза к настоящему времени выполнен большой объем глубинных сейсмических исследований. Результаты обобщения этих данных опубликованы в ряде работ (Беляевский и др., 1967, 1972; Беляевский, Рябой, 1969; Вольвовский, 1969, 1973; Беляевский, Вольвовский, Рябой, 1971; Беляевский, Вольвовский, Разинкова, Рябой, 1971; Беляевский, 1974).

Вопрос о скоростных характеристиках верхней мантии на территории СССР особенно подробно исследован в работе В.З.Рябого (1975). Им построены и проанализированы схемы распределения на территории Советского Союза наблюдаемых величин V_{Γ}^M и $V_{\Gamma}^{\prime M}$, пересчитанных к нормальным PT -условиям на границе M в пределах платформ ($P = 12$ кбар, $T = 400^{\circ}C$). После введения поправок за различия в гидростатическом давлении P и температуре T на поверхности M все же остались существенные различия в величинах $V_{\Gamma}^{\prime M}$ для разных тектонических зон, которые В.З.Рябой объясняет различным вещественным составом верхов мантии.

На схеме исправленных значений $V_{\Gamma}^{\prime M}$ выделены зоны с нормальными, повышенными и пониженными значениями $V_{\Gamma}^{\prime M}$.

Нормальные значения $V_{\Gamma}^{\prime M} = 8,1 \div 8,2$ км/с оказались под Европейской платформой, Западно-Сибирской плитой (где значения практически не изменились), Байкальской рифтовой зоной и Памиром.

Повышенные значения $V_{\Gamma}^{\prime M} = 8,3 \div 8,6$ км/с и более отмечены для восточных районов Европейской платформы, Предуральяского прогиба, отдельных районов Балтийского щита, в пределах южных и восточных областей Туранской плиты, а также в Черноморской, Охотоморской и Японской депрессиях и в западных районах Тихого океана. Меньшие по размерам участки повышенных значений $V_{\Gamma}^{\prime M}$ выделены на Карпатах и Кавказе.

Пониженные значения $V_{\Gamma}^{\prime M} = 8,0$ км/с и меньше соответствуют районам северного Тянь-Шаня (к югу от оз. Балхаш), области к востоку от Байкальской рифтовой зоны, Курило-Камчатской дуге, отдельным районам Балтийского щита, например к югу от Финского залива.

Схемы распределения значений $V_{\Gamma}^{\prime M}$ представляют сейсмические данные, которые удобно сопоставлять с петрологическими моделями коры разной детальности. В частности, их можно сопоставить с типами петрологических моделей верхней мантии, выделенными на основании изучения глубинных ксенолитов (Соболев и др., 1975). Перечень и краткая характеристика этих типов приведены в табл. 3.4. Сопоставление значений $V_{\Gamma}^{\prime M}$ и типов петрологических моделей позволяет предположить, что в областях с повышенными значениями $V_{\Gamma}^{\prime M}$, верхняя мантия характеризуется ультраосновным составом (типы I, III, VI), а в областях с нормальными и пониженными значениями — основным или промежуточным дифференцированным составом (типы V и VIII).

По-видимому, такие схемы значений $V_{\Gamma}^{\prime M}$ можно сопоставлять и с более конкретными данными о петрологических моделях, справедливых для локальных участков.

Интересны попытки В.Г.Лутца (1975) сопоставить данные ГСЗ о сейсмических свойствах верхов мантии с результатами изучения вещественного состава мантии по глубинным ксенолитам из кимберлитовых трубок взрыва Сибирской платформы.

Таблица 3.4

Типы петрологических моделей верхней мантии (Соболев и др., 1975)

Общий состав	Фация под поверхностью М		
	графит-пироповая	шпинель-пироксеновая	анортит-форстеритовая
Ультраосновной (перцолитовый)	I. Пироп-перидотитовый (ПП): Ia. ПП ("Жимберлей") I б. Эклогит-ПП ("Мир") I в. Гроспидит-ПП ("Удачная")	III. Шпинель-перидотитовый (Минуса, Приморье, Австралия)	VI. Плаггиоклаз-верлитовый, шпинель-перцолитовый (океанические острова)
Промежуточный слабодифференцированный (базит - гипербазиты)	II а. Перидотит-гроспидитовый ("Загадочная") II б. Перидотит-гроспидит-эклогитовый (Роберто Виктор) II в. Перидотит-эклогитовый (Урал)	IV. Шпинель-пироксенит-перидотитовый ("Обнаженная", Минуса, Забайкалье)	VII. Анортит-пироксенит-перидотитовый, обычно с амфиболом (Казахстан, Тяньшань, Дрейзер-Вейхер, Итиномегата)
Основной или промежуточный дифференцированный (базиты + гипербазиты)		V. Гранат-шпинель-пироксенитовый (Гиссар, Памир)	VIII. Верлит-горнблендит-троктолитовый (островные дуги типа Курильских)

Сопоставление таких данных для района г. Мирный (по данным трубки "Мир", расположенной между двумя крупнейшими платформенными структурами - Анабарской антеклизой и Тунгусской синеклизой) позволило Б.Г.Лутцу высказать предположение, что граница M_1 , расположенная в этом районе на глубине 30 км, представляет собой химическую границу между кристаллическими сланцами низов коры и шпинелевыми перидотитами верхней мантии. Относительно более глубокой границы M_2 , расположенной на глубине более 42 км, высказано предположение, что она "представляет собой границу фазового перехода шпинелевых перидотитов в гранатовые перидотиты" (Лутц, 1975, с. 15).

В ксенолитах трубки "Обнаженная" (расположенной в бассейне р. Оленек, Куойкский район) преобладают породы основного состава - пироксениты и эклогиты (а в трубке "Мир" - породы ультраосновные). Б.Г.Лутц предполагает, что в этом районе верхняя мантия сверху сложена шпинелевыми, а глубже 75 км - гранатовыми перидотитами. Последние переслаиваются с многочисленными линзами и прослоями эклогитов и пироксенитов. Эти представления согласуются с данными ГСЗ, по которым нередко область перехода от коры к мантии представляется слоистой.

Приведенные попытки сопоставления результатов анализа мантийного материала с данными ГСЗ очень интересны. По-видимому, это

сопоставление было бы еще более полезным, если в соответствующих местах были бы проведены достаточно детальные исследования по ГСЗ: с определением значений скоростей V_p и V_s в низах коры и верхах мантии, с использованием докритических глубинных отражений и их динамических характеристик для определения тонкой структуры области перехода от коры к мантии.

Совокупность скоростных и других физических параметров

Определение вещественного состава коры и верхней мантии, а следовательно и природы границы М, производится более надежно, если используется совокупность физических параметров, характеризующих глубинное вещество и его состояние.

В работе Н.И.Халевина (1975) сделана попытка определения вещественного состава верхней мантии на основании использования величин V_p , V_s , V_p/V_s , предполагаемой величины плотности ρ и величины k/ρ , где k — модуль объемного сжатия породы. Для осевой части Урала и западной части Западно-Сибирской плиты Н.И.Халевин определяет состав верхней мантии как дунитовый, а для восточной окраины Русской платформы и Предуральяского прогиба — как гранатовый или шпинелевый перидотит или эклогит. Аналогичная работа выполнена для некоторых провинций Канадского щита (Christensen, Fountain, 1975).

Наиболее полно использованы физические параметры глубинного вещества в работе С.В.Крылова (1976) при обсуждении существующих гипотез о глубинных процессах в зонах современного рифтогенеза и объяснении наблюдаемого в этих зонах аномального уменьшения скорости V_p (7,3–7,8 км/с) на глубинах, соответствующих верхней мантии окружающих рифт областей. Для основных гипотез — разогрев верхнемантийного вещества, частичное плавление, серпентинизация, эклогитизация и коромантийная смесь — С.В.Крылов строит многопараметрические геофизические модели (скорости V_p и V_s , плотность, удельное электрическое сопротивление) и сравнивает их с экспериментальными данными, полученными в рифтовых зонах. В результате сделан, например, вывод, что "в районах Байкальского, Кенийского и Исландского рифтов аномальный сейсмический слой, по всей видимости, соответствует частично расплавленной мантии, содержащей не более 5–10% жидкого базальта" (Крылов, 1976).

Тонкая структура области перехода от коры к мантии

Выше были приведены результаты обсуждения вопроса о природе границы М на основании использования скоростных характеристик среды, получаемых при глубинных сейсмических исследованиях в предположении, что скоростная модель границы М представлена границей первого порядка между однородными или градиентными толстыми слоями.

Ниже приводятся результаты очень детального изучения кинематических и динамических свойств преломленных и отраженных волн, свя-

занных с границей М, в результате чего предложена более сложная скоростная модель области перехода от коры к мантии. Это стало возможным благодаря постановке очень детальных глубинных сейсмических исследований в Баварском молассовом бассейне (Meissner, 1967а, б; Мейсснер, 1972). Были проведены непрерывные наблюдения на профиле с применением метода общей глубинной точки (ОГТ). Это позволило получить более надежные данные о законе изменения скорости с глубиной $V(z)$ по голографам отраженных и рефрагированных волн. Кроме того, были использованы динамические характеристики зарегистрированных волн, в том числе и докритических глубинных отражений.

В результате детального анализа полученных данных Р. Мейсснер предложил считать в качестве границы М область перехода от коры к мантии (см. рис. 2.2) мощностью около 5 км, в пределах которой скорость возрастает с глубиной сначала медленно, а на протяжении нижних 2–3 км — с очень большим градиентом; кроме того, здесь предполагается наличие линзовидных и пластинчатых слоев с повышенной и пониженной скоростью.

Сейсмическая аргументация предложенной модели представляется в настоящее время вполне убедительной. Модели подобного типа с линзовидной или пластинчатой (тонкослоистой инверсионной) структурой для области перехода от коры к мантии могут быть приняты и для многих районов территории Советского Союза (см. с. 123), а также для некоторых территорий Венгрии и Канады.

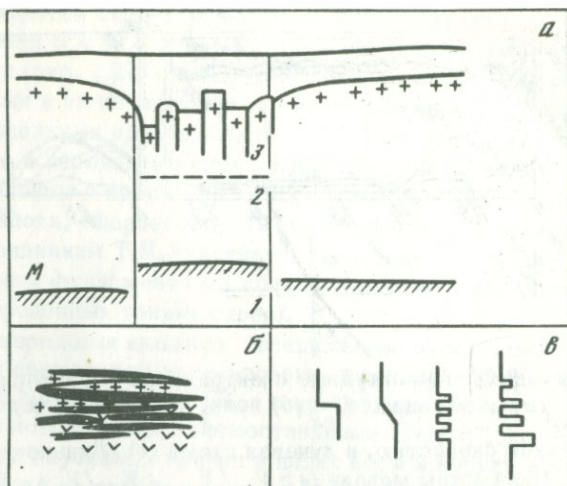
Приведенная на рис. 2.2 модель является также результатом подробной физической и петрографической интерпретации сейсмических данных и, по-видимому, не противоречит современным представлениям о глубинных процессах, свойствах и условиях существования глубинных пород в низах коры и верхах мантии.

Изучение изменений во времени тонкой структуры области перехода от коры к мантии

Изучение изменений состояния среды в зонах, где современные глубинные процессы происходят на сравнительно небольшой глубине, в низах коры и верхах мантии, представляет собой весьма актуальную задачу, особенно в свете проблемы Международного геодинамического проекта. Поэтому необходимо организовать детальные глубинные сейсмические исследования с целью получения данных о свойствах докритических отражений в рифтовых, вулканических и очаговых зонах (зонах очагов землетрясений), причем существенно: 1) определить тип модели глубинных границ в низах коры или области М и 2) организовать повторные наблюдения за динамикой докритических глубинных отражений.

При изучении очаговых зон в связи с разработкой проблемы прогноза землетрясений уже были организованы долгосрочные наблюдения за состоянием среды путем изучения изменений во времени скоростей V_p и V_s или их отношения V_p/V_s (Нерсесов и др., 1962, 1969, 1971). При долгосрочном изучении очаговой зоны на Дальнем Востоке (Мушч-

Рис. 3.23. Схема образования (а) глубинного разлома (по С.И.Субботину и др., 1968); схема строения области М (б) и примеры ее скоростных моделей (в)
Объяснения в тексте



kin et al., 1972) были обнаружены изменения в волновой картине преломленных и закритических отраженных волн, связанных с областью М. Использование докритических глубинных отражений с этой целью является более перспективным, так как они наиболее чувствительны к изменениям тонкой слоистости и их легче интерпретировать.

В качестве физического обоснования для постановки повторных наблюдений за динамическими характеристиками глубинных докритических отражений можно принять современные представления о схеме образования глубинного разлома, четко сформулированные, например, в работе С.И.Субботина с соавторами (1968). Согласно этой гипотезе, зона глубинного разлома состоит из трех элементов (рис. 3.23): области изменения объема и, возможно, тонкой слоистости глубинного вещества, происходящего вследствие каких-то физико-химических процессов (1), области напряжений и сдвиговых деформаций (2) и области трещин и раскодов (3). Если трещины и разрывы концентрируются на внутрикоровых глубинах, например на глубине 20–25 км в Байкальской рифтовой зоне, то можно предположить, что вызвавшие их изменения объема и, возможно, тонкой слоистости глубинного вещества, происшедшие вследствие физико-химических процессов, происходят глубже, в низах коры или в области М.

Тогда, наблюдая за изменениями во времени динамических характеристик докритических отражений от поверхности М или от границы в низах коры (как в Западном Узбекистане), мы имели бы возможность наблюдать за изменениями в тонкой слоистости области М, т.е. изучать некоторые прямые следствия глубинных процессов. Например, такие наблюдения стоило бы поставить в Западном Узбекистане на том участке профиля Фараб – Тамды-Булак, где обнаружено аномальное строение низов коры и верхов мантии (см. рис. 3.6, пк 1000–1500 – приблизительно под Газлинским выступом). Динамические свойства четких интенсивных докритических отражений $P_{4\text{отр}}^K$ (см. рис. 3.14) позволили

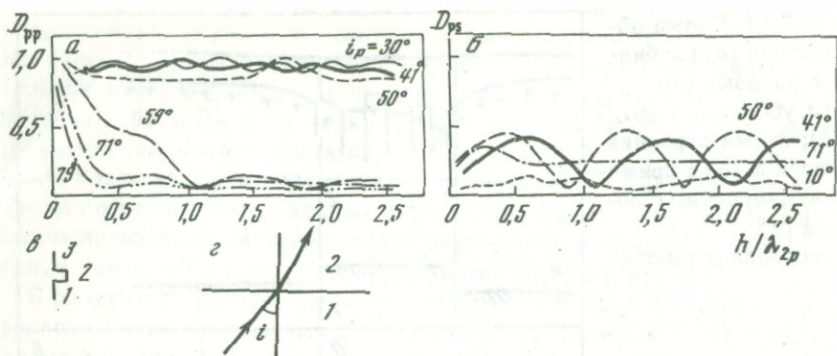


Рис. 3.24. Амплитудные спектральные характеристики продольных D_{pp} (а) и обменных D_{ps} (б) волн, проходящих через слой (v, 2) с повышенной скоростью, и лучевая схема (v) (Линькова, 1973, 1974)

Параметры модели (v): $V_1/V_2 = V_{s1}/V_{s2} = 0,8$, $\rho_1/\rho_2 = 0,81$;

$V_2/V_3 = V_{s2}/V_{s3} = 1,25$, $\rho_2/\rho_3 = 1,24$; $V_{p1}/V_{s1} = V_{p2}/V_{s2} = V_{p3}/V_{s3} = 1,73$; λ_{2p} — длина продольной волны в слое

предположить, что отражающая граница d_4^k отр здесь имеет тонкослоистую инверсионную структуру примерно такого типа, как на рис.3.21, z. В связи со сравнительно простыми условиями регистрации глубинных докритических отражений (см. рис. 3.14) — здесь нет интенсивных волн-помех — стоит провести повторную их регистрацию в этом месте (при взрывах из ПВ 1300 и приеме колебаний на пк 1550–1670). Если структура волнового пакета P_4^k отр изменилась по сравнению с той, что была получена в 1965 г. (см. рис. 3.14), это будет свидетельством изменения тонкой структуры в области границы d_4^k . Постановка такой повторной регистрации интересна еще и тем, что сильное землетрясение в 1976 г. в районе Газли могло быть вызвано изменением тонкой слоистости глубинного вещества в низах коры (например, увеличением мощности слоев с пониженной скоростью в связи с плавлением). Особенно перспективным при изучении тонкой слоистости глубинного вещества и ее изменений во времени представляется комбинирование наблюдений по методике ГСЗ (при регистрации закритических и докритических отражений от одного и того же участка границы) с наблюдениями проходящих обменных волн землетрясений, регистрируемых сейсмостанциями "Земля". Судя по имеющимся расчетам, информативные возможности проходящих обменных волн для изучения моделей границ довольно обнадеживающие.

Динамические характеристики проходящих обменных волн PS довольно ярко выражены, если волна претерпевает обмен на тонком ($h/\lambda = 0,3 \div 0,8$) слое с повышенной и пониженной скоростью или на пачке с

инверсионной тонкослоистой структурой. Так, в некотором оптимальном диапазоне углов падения ($i = 40 \div 70^\circ$) теоретические спектральные характеристики PS волн (рис. 3.24) отличаются четко выраженными резонансными свойствами и их интенсивность соизмерима или даже больше интенсивности продольных проходящих волн PP . При обмене на границах первого порядка и переходных слоях относительная интенсивность волн PS мала по сравнению с продольными проходящими волнами (Линькова, 1973, 1974; Линькова, Щербакова, 1973; Щербакова, Линькова, 1973а, б). По таким признакам Т.М.Линьковой определена структура области М и поверхности фундамента в Сибири и Армении (либо тонкий слой, либо пачка инверсионных тонких слоев).

Поэтому очень интересными являются специальные экспериментальные исследования при совместном использовании глубинных докритических отражений, регистрируемых при ГСЗ, и проходящих обменных волн от землетрясений, регистрируемых сейсмостанциями "Земля", для изучения тонкой структуры глубинных границ в низах коры и верхах мантии и для изучения изменений во времени состояния среды на этих глубинах.

Для современной системы интерпретации данных непрерывных профилей наблюдений при ГСЗ характерна многоступенчатость, т.е. использование простых скоростных моделей на первой стадии обработки данных и переход к более сложным моделям на последующих стадиях.

Интерпретация кинематических характеристик волн ведется в настоящее время чаще всего с использованием ЭВМ в рамках двумерных классов моделей (в том числе и довольно сложных).

Интерпретация динамических характеристик волн может быть выполнена преимущественно в рамках одномерных интерпретационных моделей, так как особенности динамических характеристик волн в случае двумерных моделей теоретически изучены пока слабо.

При использовании динамических характеристик глубинных волн для определения тонкой структуры области М необходим всесторонний качественный и количественный анализ динамики волн разных классов, учет различий в их информативных возможностях. Наибольшей разрешающей способностью отличаются продольные докритические отраженные волны. При наличии всех ярких диагностических признаков тонкослойный инверсионный тип модели области М определяется с наибольшей достоверностью. Закритические отраженные волны обладают малой разрешающей способностью для определения типа моделей; для этих волн эквивалентными являются по крайней мере три типа скоростных моделей глубинных границ: границы первого порядка, переходные градиентные зоны и многие виды тонкослоистых инверсионных моделей.

В настоящее время для изучения природы границы М намечились довольно заманчивые возможности. Интересно сопоставить петрологические модели низов коры и верхов мантии, полученные при изучении ксенолитов глубинного вещества, с наиболее полными сейсмическими данными для конкретного района — скоростными характеристиками V_p и V_s коры и верхов мантии (такого типа, как в работе С.М.Альтера и др., 1973) и данными о тонкой структуре границы М.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. К настоящему времени в литературе имеется довольно много попыток определения тонкой структуры области перехода от коры к мантии. В случае использования для этой цели динамических характеристик докритических отраженных волн определения можно считать достаточно надежными. Такие данные имеются для ряда районов ФРГ, Венгрии, Канады, Берингова моря и некоторых других мест. В нашей стране они получены на востоке Русской платформы, Украинском кристаллическом щите, на профиле Магадан – Колыма, в межгорной Закавказской впадине, на юге восточного побережья Каспийского моря, в Западном Узбекистане, Казахстане, Туркмении.

К данным о структуре области М, полученным на основании интерпретации только закритических отражений, очевидно, следует относиться как к слабо обоснованным в методическом смысле или ошибочным.

2. Для получения надежных данных о модели области М необходимо разрабатывать методику интерпретации динамических характеристик глубинных волн на основе наиболее полного использования теоретических результатов и совокупности экспериментальной информации о волновом поле. В настоящей работе на основании систематизации литературных данных и приведенных расчетов по динамике глубинных отраженных волн (проведенных в рамках одномерных моделей) сформулированы диагностические признаки определения типов моделей границ по докритическим отражениям. Необходимы дальнейшие теоретические исследования динамических характеристик отраженных и квазиголовных волн для сложных моделей сред (IV и V классы в приведенной классификации одномерных моделей) и исследования динамики волн для двумерных моделей.

3. Так как данные о тонкой структуре области М могут представлять существенный интерес при изучении природы границы М и глубинных процессов, необходима постановка специальных экспериментальных работ (с получением максимально детальных данных о скоростных характеристиках V_p и V_s для коры и верхов мантии, с изучением динамических характеристик докритических отраженных волн) в ряде районов. Особенно интересны районы, для которых имеются данные о вещественном составе коры и верхов мантии (например, по данным кимберлитовых трубок), и районы активных глубинных процессов (вулканические, рифтовые и сейсмоактивные зоны).

- Аверьянов А.Г.* О выявлении рефрагированных волн при ГСЗ в северо-западной части Охотского моря. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Аверьянов А.Г.* Моделирование сейсмических волн в слоисто-неоднородных средах на двумерных дырчатых моделях. М., "Наука", 1969.
- Аверьянов А.Г., Косминская И.П., Ярошевская Г.А.* Динамические характеристики глубинных волн для некоторых моделей земной коры. — В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Алексеев А.С.* О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Алексеев А.С., Вольвовский И.С., Ермилова Н.И., Крауклис П.В., Рябой В.З.* К вопросу о сейсмической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1963, № 11; 1964, № 1,2.
- Альтер С.М., Кукин Н.Я., Лысяков Л.М.* и др. Результаты и дальнейшее направление комплексных геофизических исследований сейсмоопасного района Алма-Аты. — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия, № 11. М., "Наука", 1973.
- Артемов В.В.* Строение земной коры Приморского края по данным глубинного сейсмического зондирования. Автореф. канд. дис. Новоалександровск, 1973.
- Белюсов В.Г., Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С., Рябой В.З.* Экспериментальные исследования по регистрации глубинных отраженных волн. — "Изв. АН СССР, Сер. геофиз.", 1962, №8.
- Беллевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.
- Беллевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С.* Глубинное строение территории СССР. — "Сов. геология", 1967, № 11.
- Беллевский Н.А., Борисов А.А., Лопатина Н.П. и др.* Основные геофизические параметры земной коры и верхней мантии. — В кн.: Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х гг. М., "Недра", 1974.
- Беллевский Н.А., Вольвовский И.С., Разинкова М.И., Рябой В.З.* Средние сейсмические скорости продольных волн в земной коре территории СССР. — ДАН СССР, 1971, 198, № 1.
- Беллевский Н.А., Вольвовский И.С., Разинкова М.И., Рябой В.З.* Средние скорости распространения продольных сейсмических волн в земной коре территории СССР и сопредельных морей. — В кн.: Земная кора материков и внутренних морей М., "Наука", 1975.
- Беллевский Н.А., Вольвовский И.С., Рябой В.З.* Сейсмическая расслоенность земной коры и верхней части мантии. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971.

- Беллевский Н.А., Вольвовский И.С., Рябой В.З.* О природе глубинных сейсмических границ раздела. — В кн.: Методика и результаты геофизических исследований земной коры. Верхняя мантия, № 8, М., "Наука", 1972.
- Беллевский Н.А., Рябой В.З.* Скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича для территории СССР, — ДАН СССР, 1969, 186, № 2.
- Беллевский Н.А., Рябой В.З., Смирнов Я.Б.* Горизонтальные неоднородности вещественного состава верхней части мантии территории СССР, 1975, 223, № 6.
- Берзон И.С.* О некоторых спектральных особенностях волн, отраженных от тонких слоев. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1959, № 5.
- Берзон И.С.* Об определении модели тонкослоистой среды при совместном использовании амплитудных и фазовых спектральных характеристик слоя. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1965, № 6.
- Берзон И.С.* Анализ спектральных характеристик тонкослоистых пачек. — В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., "Наука", 1967.
- Берзон И.С.* Сейсмические модели реальных сред. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, "Наука", 1973.
- Берзон И.С., Вейцман П.С., Капустян Н.К.* Опыт построения тонкослоистой модели области границы Мохоровичича. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1975, № 2.
- Берзон И.С., Вейцман П.С., Пасечник И.П., Ратникова Л.И.* Волновые поля для тонкослоистых моделей области перехода от коры к мантии. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1969, вып. 31.
- Берзон И.С., Епинатъева А.М., Парицкий Г.Н., Стародубровская С.П.* Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Берзон И.С., Кац С.А., Костенко В.И., Ратникова Л.И.* Отраженные и проходящие волны от пачек слоев со случайной структурой в квазиоднородной среде. — В кн.: Сейсмические волны в тонкослоистых средах. М., "Наука", 1972.
- Бессонова Э.Н., Мизота Г.Г.* Об интерференционных головных волнах. — В кн.: Некоторые прямые и обратные задачи сейсмологии. Вычислительная сейсмология, вып. 4, М., "Наука", 1968.
- Брезовских Л.М.* Волны в слоистых средах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Буньков А.М., Долгих В.В., Халевин Н.И.* Применение пространственных сейсмических зондирований (МПЗ) для изучения земной коры на Урале. — "Геол. и геофиз.", 1967, № 3.
- Бурмаков Ю.А., Егоркин А.В., Попов Е.А., Рябой В.З.* Строение верхней мантии северо-восточных районов Европейской платформы по сейсмическим данным. — ДАН СССР, 1975, 224, № 1.
- Бурмаков Ю.А., Рябой В.З.* Определение по материалам ГСЗ скоростного разреза верхней части мантии при наличии горизонтальных неоднородностей среды. — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология, вып. 6, М., "Наука", 1973.
- Вейцман П.С.* Корреляция сейсмических волн при глубинном сейсмическом зондировании земной коры. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1957, № 12.
- Вожжова Н.Н., Чамо С.С.* Отражающие свойства сейсмических границ в Западно-Туркменской депрессионной области. — В кн.: Природа сейсмических границ. М., "Наука", 1971.
- Вольвовский И.С.* Обобщение и анализ разрезов ГСЗ. — Материалы Междунар. совещ. экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка", 1969.

- Вольвовский И.С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., "Недра", 1973.
- Галкин И.Н., Николаев А.В., Старшинова Е.А.* Флуктуации волновых характеристик и мелкая неоднородность земной коры. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1970, № 11.
- Гальперин Е.И.* Об интенсивности головных и запредельно-отраженных волн. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1966, № 10.
- Гамбурцев Г.А.* Сейсмические методы разведки, ч. 2. М., 1938.
- Гамбурцев Г.А.* Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Гаркаленко И.А., Левенштейн М.Л., Павленкова Н.И., Смелянская Т.В.* Результаты глубинных сейсмических зондирований по профилю Негайск — Константиновка — Сватово. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1970, вып. 37.
- Гельчинский Б.Я.* Некоторые задачи теории распространения и методы интерпретации сейсмических объемных волн. Автореф. докт. дис. Л., 1969.
- Гильберштейн П.Г., Гуревич И.И.* Изучение на двумерных моделях головных волн от слоев различной мощности. — "Изв. АН СССР, Сер. геофиз.", 1963, № 11.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Головченко Г.И., Сивков Н.П.* Некоторые свойства реальных акустических разрезов. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1967, № 12.
- Гурвич И.И.* Об отражениях от тонких пластов в сейсморазведке. — В кн.: Прикладная геофизика, вып. 9. М., Гостоптехиздат, 1952.
- Гутенберг Б.* Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.
- Давыдова Н.И.* Возможности метода ГСЗ при изучении свойств глубинных сейсмических границ. В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972.
- Давыдова Н.И., Зверев С.М., Михота Г.Г., Тулина И.В.* Особенности волн от границы Мохоровичича по данным взрывной сейсмологии. — Труды X Генеральной ассамблеи ЕСК, Ленинград, 3—11. IX 1968. М., 1970.
- Давыдова Н.И., Иванов Ю.Ф., Таль-Вирский Б.Б.* и др. Свойства глубинных сейсмических границ в Западном Узбекистане. — В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972.
- Давыдова Н.И., Косминская И.П., Капустян Н.К., Михота Г.Г.* Модели земной коры и границы М. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1973, вып. 51.
- Давыдова Н.И., Краснопева Н.И., Манилов С.А.* и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., "Наука", 1966.
- Давыдова Н.И., Михота Г.Г.* Изучение тонкой структуры границы Мохоровичича на суше. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, "Наука", 1973.
- Давыдова Н.И., Шеварц Я.Б., Ярошевский Г.А.* Волновая картина при глубинном сейсмическом зондировании на профиле Магадан—Колыма. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Дружинин В.С., Беликова Д.А., Рыбалка В.М.* Отражающие свойства границы Мохоровичича на восточной окраине Русской платформы. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1970, № 8.
- Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М., "Недра", 1976.
- Егоркин А.В.* Способы определения скоростных параметров разреза земной коры по годографам отраженных волн. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1966, № 11.

- Егоркин А.Е.* К вопросу о скоростной характеристике кристаллической части коры. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971.
- Епинатьева А.М.* Изучение продольных сейсмических волн, распространяющихся в некоторых реальных слоистых средах. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Епинатьева А.М.* Отраженные и рефракированные волны в земной коре. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1969, № 3.
- Епинатьева А.М.* Определение мощности преломляющего слоя. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1972, вып. 50.
- Епинатьева А.М., Фарус Е.В.* Головные волны от тонких слоев по данным полевого эксперимента. — В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., "Наука", 1967.
- Епинатьева А.М., Куценко Э.Я.* Сейсмические волны в реальных средах с малым градиентом скорости. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1968, № 5.
- Епинатьева А.М., Чернобыльская А.М.* Влияние параметров на границе на амплитуды отраженных и головных волн при больших удалениях от источника. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1970, вып. 33.
- Епинатьева А.М., Чернобыльская А.М.* Многократные отражения волны вдали от источника. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 3.
- Епинатьева А.М., Южин Н.Ф.* Головные волны от границы с переходным слоем. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1970, вып. 36.
- Зверев С.М.* Проблемы сейсмических исследований земной коры и океанов. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1970, № 4.
- Здоровенин В.В.* К вопросу об отражении сейсмических колебаний от неоднородных слоев с плавным изменением скорости. — "Океанология", 1971, XI, вып. 4.
- Иванова Т.Г.* О влиянии соотношения плотностей на границах сред на форму спектральных характеристик тонкого слоя. — В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., "Наука", 1967.
- Калинина Т.Б., Гольцман Ф.М.* Номографический метод определения сигнала на выходе линейных фильтрующих систем. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1959, № II.
- Карп Б.Я.* Теоретические сейсмограммы отраженных волн для моделей океанического осадочного слоя. — "Океанология", 1972, XII, вып. 1.
- Кац С.А., Кондратович Ю.В., Исаев В.С., Вилкова Э.С.* Влияние случайной структуры пачки слоев на динамические характеристики отраженной волны. — "Прикладная геофизика", 1969, вып. 57.
- Кац С.А., Михайлова Н.Г.* О возможности решения обратной задачи для пачки тонких слоев с учетом косвенных данных о разрезе. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1970, вып. 37.
- Кондратьев О.К.* Аналитическое решение задачи об отражении от некоторых неоднородных слоев. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1965, № 8.
- Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А.* Экспериментальное моделирование ритмической кристаллизации в системе пироксен-плагиоклаз в связи с происхождением ритмически расслоенных магматических тел. — "Геохимия", 1970, № 6.
- Косминская И.П.* Современные проблемы ГСЗ. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1966, вып. 15.
- Косминская И.П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. Развитие основ метода. М., "Наука", 1968.
- Косминская И.П., Зверев С.М.* Проблемы сейсмических исследований в зонах перехода от континентов к океанам. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., "Наука", 1969.

- Косминская И.П., Кракшина Р.М., Павлова И.И.* Северная и центральная части Охотского моря. — В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Крауклис П.В., Молотков Л.А.* О низкочастотных колебаниях пластины на упругом полупространстве. — Прикл. мат. и мех., 1963, вып. 5.
- Крылов С.В.* Пространственные системы точечных сейсмических наблюдений. — "Геол. и геофиз.", 1968, № 2.
- Крылов С.В.* Глубинное сейсмическое зондирование в Сибири. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1971.
- Крылов С.В.* О причинах аномальных свойств мантии в рифтовых зонах. — "Геол. и геофиз.", 1976, № 4.
- Крылов С.В., Голенецкий С.И., Петрик Г.В.* Согласование данных сейсмологии и ГСЗ о строении верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне. — "Геол. и геофиз.", 1974, № 12.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Петрик Г.В.* Об изучении верхов мантии методом ГСЗ в Байкальской рифтовой зоне. — В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири, ч. 1. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.* Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта. — "Геол. и геофиз.", 1975, № 3.
- Крылов С.В., Пузырев Н.Н.* Учет влияния криволинейности преломляющей границы при интерпретации данных сейсмических зондирований. — "Геол. и геофиз.", 1963, № 11.
- Кузнецов В.В., Гамбурцев А.Г.* Методика регистрации прямых продольных волн на поверхности и во внутренних точках среды. — В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., "Наука", 1967.
- Кун В.В., Подъяпольский Г.С.* Особенности сейсмических волн, соответствующих слою конечной мощности. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1973, № 6.
- Лаври М.* Преломленные волны от слоев с повышенной скоростью и эффект экранирования глубинных горизонтов. — "Геофиз. разведка", 1966, 14, № 4.
- Линькова Т.М.* Продольные и обменные проходящие волны, образовавшиеся на тонком слое с пониженной или повышенной скоростью — В кн.: Теоретические и экспериментальные исследования обменных волн землетрясений. М., ВНИИгеофизика, 1973.
- Линькова Т.М.* Исследование границ раздела земной коры по динамическим характеристикам обменных волн. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Линькова Т.М., Щербакова Б.Е.* Продольные и обменные проходящие волны, образовавшиеся на тонком неоднородном слое. — В кн.: Теоретические и экспериментальные исследования обменных волн землетрясений. М., ВНИИгеофизика, 1973.
- Литвиненко И.В., Платоненкова Л.Н., Суворова Н.И.* О макро- и микрорельефе поверхности Мохоровичича на Балтийском щите. — "Зап. Ленингр. горн.-та им. Плеханова", 1974, XVI, вып. 2.
- Луцк Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., "Наука", 1975.
- Магницкий Р.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., "Недра" 1965.
- Малиновская Л.Н.* К методике расчета динамических особенностей сейсмических волн. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1957, № 4.
- Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн, т. I, II. Под ред. Г.И. Петрашеня. Изд-во МГУ, 1957.

- Мейсснер Р.* Результаты исследований земной коры по методике общей глубинной точки в Баварском молассовом бассейне. — В кн.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. Новосибирск, 1972.
- Меламуд А.Я.* О переходных процессах в сейсморазведочной аппаратуре. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1958, № 4.
- Метод эффективной сейсмической модели. Авт.: *Гельчинский Б.Я., Белозеров А.А., Верденникова Н.И.* и др. Изд-во ЛГУ, 1975.
- Митух Е.* О результатах сейсмических исследований, проведенных на участках международных профилей ГСЗ, проходящих на территории Венгрия—Аста Geodætica, Geophysica et Montanistica, 1968, 3, Fascic 3—4.
- Михайлова Н.Г., Парийский В.С.* Расчет теоретических сейсмограмм для простейших случаев строения среды при нормальном падении. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1964, № 1.
- Михайлова Н.Г., Парийский В.С., Сакс М.В.* Частотные характеристики пачек слоев. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1968, № 1.
- Михота Г.Г.* Спектры микросейсм и глубинных волн. Автореф. канд.дис. М., 1968.
- Михота Г.Г.* Спектры и интенсивность глубинных волн. — Материалы Междунар. совещ. экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Мишенькин Б.П.* Теоретические сейсмограммы отраженных волн от линейного переходного слоя при произвольном угле падения. 1— В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири, вып. 93. М., "Наука", 1970.
- Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Селезнев В.С.* Глубинные сейсмические исследования на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. — "Геол. и геофиз.", 1975, № 3.
- Молотков Л.А., Крауклис П.В.* Об образовании низкочастотной головной волны в тонких слоях. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1963, № 6.
- Молотова Л.В.* О регистрации глубинных отражений в сейсморазведке. — "Труды ИФЗ АН СССР", 1959, № 6.
- Чезолова Э.А., Халевиц Н.И.* О характере раздела Мохоровичича на Урале. — В кн.: Строение земной коры Урала. ("Геофиз. сб.", № 5), Свердловск, 1967.
- Нерсесов И.Л., Кондратенко А.М.* и др. Некоторые результаты изучения изменения скоростей продольных волн и отношения скоростей продольных и поперечных волн в очаговой зоне. — "Труды ИФЗ АН СССР", 1962, вып. 25/192.
- Нерсесов И.Л., Семенов А.Н.* Сейсмическое районирование Гармского района по отношениям скоростей объемных волн. — В кн.: Сейсмический режим. М., "Наука", 1969.
- Нерсесов И.Л., Семенов А.Н., Симбирева И.Г.* Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., "Наука", 1971.
- Николаев А.В.* Сейсмическая мутность реальных сред и возможность ее исследования. — ДАН СССР, 1967, 177, № 5.
- Николаев А.В.* Сейсмические свойства мутной среды. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1968, № 2.
- Облогина Т.И., Пийп В.Б.* Основы кинематики сейсмических лучей в неоднородных средах. — В кн.: Геофизические исследования, вып. 2. Изд-во МГУ, 1966.
- Павленкова Н.И.* Регистрация поперечных волн от границ земной коры. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1968, вып. 26.

- Павленкова Н.И.* О слоях пониженных скоростей в земной коре Украинского щита. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1969, вып. 30.
- Павленкова Н.И.* Применение обменных и поперечных волн при ГСЗ. — "Развед. геофиз.", 1971, вып. 47.
- Павленкова Н.И.* Волновые поля и модель континентальной земной коры. Автореф. докт. дис. М., 1973.
- Павленкова Н.И., Смелянская Т.В.* Природа групповой записи отраженных волн от подошвы земной коры. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1970, №1.
- Павленкова Н.И., Смелянская Т.В.* Характеристика сейсмических границ в земной коре. — В кн.: Природа сейсмических границ. М., "Наука", 1971.
- Петрашень Г.И.* Распространение нестационарных волн в упругих многослойных средах. — "Учен. зап. ЛГУ", 1951, вып. 162.
- Петрашень Г.И.* Общая количественная теория отраженных и головных волн, возбуждающихся в слоистых средах с плоскопараллельными границами раздела. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Подъяпольский Г.С.* Распространение упругих волн в слоистой среде. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1959, № 8,9.
- Полшков М.К.* Об искажениях в сейсмической аппаратуре. — "Прикладная геофизика", 1948, вып. 4.
- Полшков М.К.* Основные вопросы сейсморазведочной аппаратуры. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Полшков М.К., Булин Н.К., Дербачева Б.Е.* Использование обменных волн от землетрясений для изучения земной коры и верхней мантии. — "Прикладная геофизика", 1972, вып. 68.
- Померанцева И.В.* Геологическая интерпретация глубинных сейсмических разрезов земной коры и верхней мантии. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Померанцева И.В., Можженко А.Н., Соколова И.А., Егоркина Г.Г.* Применение сейсмологических станций "Земля" при изучении строения юго-востока Русской платформы. — ДАН СССР, 1965, 163, № 1.
- Пузырев Н.Н.* О фазовых искажениях и амплитудных характеристиках при группировании сейсмографов на больших базах. — "Прикладная геофизика", 1957, вып. 17.
- Пузырев Н.Н.* Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Пузырев Н.Н.* К теории интерпретации точечных сейсмических наблюдений. — "Геол. и геофиз", 1963, № 3.
- Пузырев Н.Н.* Об условиях выпадения слоев при регистрации первых вступлений. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1972, вып. 18.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапов С.В.* Преобразования поля времен при точечных сейсмических наблюдениях. — "Геол. и геофиз.", 1965а, № 4.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапов С.В.* Точечные сейсмические зондирования. — В кн.: Методика сейсморазведки. М., "Наука", 1965б.
- Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В.* и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе. — В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Ратникова Л.И.* Методы расчета сейсмических волн в тонкосоистых средах. М., "Наука", 1973.

- Ратникова Л.И., Левшин А.Л.* Расчет спектральных характеристик тонкослоистых сред. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1967, № 2.
- Ризниченко Ю.В.* О расхождении и поглощении сейсмических волн. — "Труды Геофиз. Ин-та АН СССР", 1956, № 35 (162).
- Ризниченко Ю.В.* Почему сейсмология? — "Земля и Вселенная", 1969, № 4, 5.
- Ризниченко Ю.В., Шамина О.Г., Ханушина Р.В.* Упругие волны с обобщенной скоростью в двумерных биморфных моделях. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1961, № 4.
- Рябой В.З.* Измерение абсолютных амплитудных характеристик волн в ГСЗ и КМПВ. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1965, № 6.
- Рябой В.З.* Кинематические и динамические характеристики глубинных волн, связанных с границами в земной коре и верхней мантии. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1966, № 3.
- Рябой В.З.* Сигналы, регистрируемые при ГСЗ, и основные параметры аппаратуры. — Материалы Междунар. совещ. экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Рябой В.З.* Исследование неоднородностей строения верхней мантии территории СССР сейсмическими методами. Автореф. докт. дис. М., 1975.
- Рябой В.З., Старобинец Л.Н.* Сейсмические исследования верхней мантии за рубежом (обзор). М., ВИЭМС, 1973.
- Смелянская Т.В.* Возможности метода ГСЗ в изучении сейсмических границ (на материалах исследований на территории Восточной Украины). Автореф. канд. дис. Киев, 1972.
- Смирнова Н.С.* Вычисление волновых полей в окрестности особых точек. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, № 6. Изд-во ЛГУ, 1962.
- Смирнова Н.С., Ермилова Н.И.* О построении теоретических сейсмограмм в окрестности начальных точек. — В кн.: Вопросы динамической теории распределения сейсмических волн, № 3. Изд-во ЛГУ, 1959.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. М., "Наука", 1975.
- Соллоуб В.Б.* Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы, № 5. М., "Наука", 1967.
- Соллоуб В.Б., Калужная Л.Т., Гонтовая Л.И., Вовченко В.П.* Строение земной коры северо-западной части Украинского щита по профилю ГСЗ Шепетовка — Чернигов. — "Геофиз. сб. АН СССР", 1970, вып. 35.
- Соллоуб В.Б., Калужная Л.Т., Гонтовая Л.И.* Об использовании докритических отражений для изучения глубинного строения северо-западной части Украинского щита. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1971, вып. 41.
- Соллоуб В.Б., Калужная Л.Т., Трипольский А.А.* О глубинном строении Украинского щита по данным ГСЗ. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, "Наука", 1973.
- Соллоуб В.Б., Павленкова Н.И., Чекунов А.В., Хилинский Л.А.* Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1966 вып. 15.
- Соллоуб В.Б., Чекунов А.В., Павленкова Н.И., Калужная Л.Т.* Некоторые особенности волновой картины в зонах разломов земной коры на территории УССР. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1965, вып. 1(12).
- Старобинец А.Е.* Об отраженных от поверхности Мохоровичича волнах в докритической области вблизи начальной точки, регистрируемых попутно при региональных исследованиях КМПВ. — "Разведочная геофизика", 1972, вып. 54.

- Стародубровская С.П., Макушкина Т.С., Вилкова Э.В. Физические предпосылки использования динамики отраженных волн для изучения некоторых пачек слоев. — В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., "Наука", 1967.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому Океану. М., "Наука", 1964.
- Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев. "Наукова думка", 1968.
- Татай Е.Д., Иванова Н.П. Опыт использования отраженных волн для исследования глубинного строения земной коры. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Татай Е.Д., Падурец Г.С. Изучение глубинного строения регионов с использованием последующих записей на сейсмограммах региональных исследований КМПВ. — "Прикладная геофизика", 1968, вып. 51.
- Тейтл Х.Е., Тьюв М.А. Сейсмические исследования континентальной коры. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Тулина Ю.В. Сопоставление магнитных аномалий с сейсмическими свойствами границы Мохоровичича — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1965, № 3.
- Тулина Ю.В. Особенности волновых полей и глубинного строения в областях сочленения земной коры разных типов (на примере Дальневосточной переходной зоны). Автореф. канд. дис. М., 1973.
- Тулина Ю.В., Ярошевская Г.А. Внутренняя структура земной коры. М., "Наука", 1976.
- Унасия В.К. Сейсмические модели и глубинное строение земной коры района Ключевской группы вулканов. Автореф. канд. дис., Новоалександровск, 1974.
- Файзуллин И.С., Епинатьева А.М. Отраженные и головные волны от тонких слоев по наблюдениям на твердых трехмерных моделях. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1967, № 6.
- Фурсов А.Н., Ярошевская Г.А. Опыт регистрации глубинных волн станций промежуточной магнитной записи. — В кн.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. М., "Наука", 1965.
- Халевин Н.И. Сейсмология взрывов на Урале (методика и результаты исследований). Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1974.
- Халевин Н.И. Сейсмология взрывов на Урале (методика и результаты исследований). М., "Наука", 1975.
- Халевин Н.И., Незоленова Э.А., Дроздова Н.Н. Изучение раздела Мохоровичича при дискретно-непрерывных системах наблюдения ГСЗ. — В кн.: Строение земной коры Урала, № 5. Свердловск, 1967.
- Худзинский Л.Л. Об определении некоторых параметров слоев промежуточной мощности по спектрам отраженных волн. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1961, № 5.
- Чехунов А.В., Пустовалова Г.М. Использование докритических отражений при глубинном сейсмическом зондировании на южном склоне Украинского щита. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1964, № 2.
- Червечи В.Ф., Епинатьева А.М. Амплитуда отраженных и головных волн при слоистой покрывающей среде. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1968, № 3.
- Шоу Сюэ-чжун. Особенности сложной волны в области начальной точки для условий ГСЗ. Автореф. канд. дис. М., 1966.
- Щербачева Б.Е., Линькова Т.М. Продольные и обменные проходящие волны, образовавшиеся на переходном слое. — В кн.: Теоретические и экспериментальные исследования обменных волн землетрясений. М., ВНИИГеофизика, 1973а.

- Щербакова Б.Е., Линькова Т.М. Теоретические сейсмограммы продольных и обменных проходящих волн при некоторых моделях границ раздела. — В кн. Теоретические и экспериментальные исследования обменных волн землетрясений. М., ВНИИгеофизика, 1973б.
- Яров Ю.Ф. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. — "Сов.геология", 1963, № 9.
- Яхнин Н.Ф. Экспериментальные исследования интерференционных преломленных волн. Автореф. канд. дис. М., 1973.
- Ярошевская Г.А. Глубинные отраженные волны и модель земной коры по результатам работ ГСЗ в Западном Узбекистане. Автореф. канд. дис. М., 1973.
- Ярошевский А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. — "Геохимия", 1970, № 5.
- Aki K. Seismological evidences for the existence of soft thin layers in the upper mantle under Japan. — J. Geophys. Res., 1968, 72, N 2.
- Alekseev A.S., Belonosova A.V., Burnakov I.A. et. al. Seismic studies of low velocity layers and horizontal inhomogeneities within the crust and upper mantle of territory of the USSR. — Tectonophysics, 1973, 20.
- Aric K. Reflexionsseismische Messungen im Skagerrak. — Geophysik, 1968, 34, №.
- Berry M.Y., Fuchs K. Crustal structure of the Superior and Grenville provinces of the north-eastern Canadian shield. — Bull. Seismol. Soc. America, 1973, 63, N4.
- Červený V. The amplitude curves of the reflected harmonic waves around the critical point. — Studia geophys. et geod., 1961, 5, N 4.
- Červený V. On the length of the interference zone of a reflected and head waves beyond the critical point and on the amplitudes of head waves. — Studia geophys. et geod., 1962a, 6, N 1.
- Červený V. On The position of the maximum of the amplitude curves of reflected waves. — Studia geophys. et geod., 1962b, 6, N 3.
- Červený V. On some kinematic and dynamic properties of reflected and head waves in the case of a layered overburden. — Geofysikalni Sbornik (Cs. Akad. Ved.), 14, Praha, 1967a.
- Červený V. The amplitude — distance curves for waves reflected at a plane interface for different frequency ranges. — Geophys., J., 13, pp. 137–196, 1967b.
- Červený V., Ravindra R. Theory of seismic head waves. Univ. Toronto Press, 1971.
- Červený V., Zahradník J. Amplitude — distance curves of seismic body waves in the neighbourhood of critical points and caustics — a comparison. — Z. Geophysik, Bd 38, H. 3, 1972.
- Christensen N.J., Fountain D.M. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, 86, N 2.
- Clark S.P., Ringwood A.E. Density distribution and constitution of the mantle. — Rev. Geophys., 1964, 2, N 1.
- Clowes R.M., Kanasevich E.R. Seismic attenuation and the Nature of reflecting horizons within the crust. — J. Geophys. Res., 1970, 75, N 32.
- Conrad V. Laufzeitkurven des Tauernbebens, 28 November, 1923, Mitt. Erdb. Komm. Wiener Akad. Wiss., N 59, 1925.
- Davydova N.J., Kosminskaya J.P., Michota G.G. The thickness and nature of seismic discontinuities based on deep seismic sounding data. — Tectonophysics, 1970, 10, p. 561–571.
- Davydova N.J., Kosminskaya J.P., Kapustian N.K., Michota G.G. Models of the Earth's Crust and M — Boundary. — Z. Geophysik, 1972, 38, N 3.
- Dohr G., Fuchs K. Statistical evaluation of deep crustal reflections in Germany. — Geophysics, 1967, 32, N 6.

- Dohr G.* Reflexionsseismische Tiefensondierung. Reflection Method in Deep Seismic Sounding. — Z. Geophysik, 1972, 38, N 2.
- Dragashevič T.* Earth crust investigation using converted waves. — Geophys. Prospecting, 1970, XVIII, N 2.
- Drake C.L., Nafe Y.G.* The transition from Ocean to Continent from seismic refraction data. — In: Geophys. Monograph. N 12. The crust and upper mantle of the Pacific area. Amer. Geophys. Union, 1968.
- Fuchs K.* Das Reflektions- und Transmissionsvermögen eines geschichteten Mediums mit beliebiger Tiefen-Verteilung der elastischen und der Dichte für schrägen Einfall ebener Wellen. — Z. Geophysik, 1968, 34, N 4.
- Fuchs K.* On the properties of deep crustal reflectors. Zeitschrift für Geophysik, 1969, 35, N 2.
- Fuchs K.* On the determination of velocity depth distribution of elastic waves from the dynamic characteristics of the reflected wave field. — Z. Geophysik, 1970, 36, N 5.
- Fuchs K.* The method of stationary phase applied to the reflection of spherical waves from transition zones with arbitrary depth-dependent elastic moduli and density. — Z. Geophysik, 1971, 37, N 1.
- Galfi J., Stegena L.* Deep reflections and the structure of the Earth's crust in the Hungarian Plain. — Geofys. közl. 1960, 11, N 4.
- Green D.H., Liebermann R.C.* Phase equilibria and elastic properties of a pyrolytic model for the oceanic upper mantle. — Tectonophysics, 1975, 32, N 1/2.
- Gupta R.N.* Reflection of elastic waves from a linear transition layer. — Bull. Seismol. Soc. America, 1966a, 56, N 2.
- Gupta R.N.* Reflection of plane elastic waves from transition layers with arbitrary variation of velocity and density. — Bull. Seismol. Soc. America, 1966b, 56, N 2.
- Guterch A.* Kinematic and dynamic analysis of seismic waves for linearly inhomogeneous models of the earth's crust. — In: Selected problems of upper mantle investigations in Poland. Polish Scient. Publ., 1967.
- Guterch A.* Dynamic analysis of seismic waves for inhomogeneous models of the earth's crust with low-velocity zones. — Sympos. Mohorovicic's Discontinuity, Summary. Zagreb, March, 1968.
- Hales A.L., Hellsley D.E., Nation J.B.* Traveltimes for an oceanic path. — J. Geophys. Res., 1970, 75, p. 7362-7381.
- Helmlinger D.V.* The crust-mantle transition in the Bering Sea. — Bull. Seismol. Soc. America, 1968, 58, N 1.
- Helmlinger D.V., Morris G.B.* A travel time and amplitude interpretation of a marine refraction profile: primary waves. — J. Geophys. Res., 74, 1969.
- Hirasawa T., Berry M.J.* Reflected and head waves from a linear transition layer in a fluid medium. — Bull. Seismol. Soc. America, 1971, 61, N 1.
- Howell B.F.* Lake superior seismic experiment. Frequency Spectra and absorption. — In: Earth beneath the continents. Geophys. Monograph, N 10, Amer. Geophys. Union, 1966.
- Hron F.* Criteria for selection of phases in synthetic seismograms for layered media. — Bull. Seismol. Soc. America, 1971, 61, N 3.
- Hron F., Kanasevich G.R.* Synthetic seismograms for deep seismic sounding using asymptotic ray theory. — Bull. Seismol. Soc. America, 1971, 61, pp. 1169-1200.
- Kosminskaya I.P., Davydova N.I.* Crustal velocity models and structure of the seismic boundaries. — XII Assembly Gen. Commiss. Seismol. Europ., Luxembourg 21-29 sept. 1970.

- Landisman M., Mueller S.* Seismic studies in the crust and upper mantle. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1966, 11, p. 253.
- Lavergne M.* Refraction le long des bancs mices rapides et effect d'ecran your marquers profonds. — *Geophys. Prosp.*, 1966, 14, N 4.
- Levin F.K., Ingram J.* Head waves from a bad of fenite thickness. — *Geophysics*, 1962, 27, N 6.
- Massé R.P.* Compositional velocity distribution beneath central and eastern North America. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 1973, 63, p. 911-935.
- Meissner R.* An interpretation of the wide angle measurements in the Bavarian Molasse Basin. — *Geophys. Prospect.*, 1966, XIV, N 1.
- Meissner R.* Exploring deep interface by seismic wide angle measurements. — *Geophys. Prospect.*, 1967a, XV, N 4.
- Meissner R.* Zum Aufbau der Erdkruste Ergebnisse der Weitwinkelmessungen im Bayerischen Molassenbecken. — *Gerlands Beitr. Geophys.*, 1967b, 76, N 3.
- Merzer A.M.* Head Waves from different transition layers. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1971, 24, N 1.
- Mituch E., Posgay K.* Die Ergebnisse der Seismischen Messungen, Ausgefuhrt an den Ungarischen Abschnitten der Internationalen Erdkrustenforschungsprofile. — *Vesník Pri-meniena Geofizika*, VIII/IX, pp. 217-224, 1967/1968.
- Mituch E., Posgay K.* The results of DSS measurements in Hungary. — *Geofyz. Közl.*, XXI, 2, 1972.
- Müller S., Landisman M.* Detailed crustal studies in continental areas. — *Geophys. Prospect.*, 1965, XIII, N 3.
- Müeller S., Landisman M.* Seismic studies of the Earth's crust in continents, I, II. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1966, 10, N 5.
- Mohorovičić A.* Das Beben vom 8.X. 1909. — *Jahrb. Meteorol. Obs.*, Zagreb, 1910, 2, p. IV, Sect. 1.
- Myachkin V.J., Sobolev G.A., Dolbilkina N.A.* e.a. The study of variations in geophysical fields near focal zones of Kamchatka. — *Tectonophysics*, 1972, 14, N 3/4.
- Nakamura J.* Head waves from a linear transition layer in a liqued. — *Geophys. Res.*, 1964, 69, N 20.
- Nakamura J.* Model experiments on refraction arrivals from a linear transition layers. *Bull. Seismol. Soc. America*, 1964, 54, N 1.
- Nakamura J.* Head waves from a transition layer. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 1968, 58, pp. 963-976.
- Nakamura J., Nowell B.F.* Main seismic experiment frequency spektra of refraction arrivals and the nature of the Mohorovičić in discontinuity. — *Bull. Seismol. Soc. of America*, 1964, 54, N 2.
- Rosenbaum J.H.* Refraction arrivals the rough thin highvelocity layers. — *Geophysics*, 1965, 30, N 2.
- Scholte J.* Oblique propagation of waves in inhomogeneous media. *Geophys., J.R. Astron. Soc.*, 1962, 7, N 2.
- Shor G., Reitt R.* Explosion seismic refraction studied of the crust and upper mantle in the Pacific and Indian oceans. In: *The Earth's crust and upper mantle.* (*Geoph. Monograph*, N 13), Amer., Geophys. Union, 1969.
- Spenser T.B.* Refraction along a leyer. — *Geophysics*, 1965, 30, N 3.
- Tatel H.E., Tuve M.A.* Seismic exploration of a continental crust. — *Geol. Soc. America Spec. Paper.*, 1955, 62, pp. 35-50.
- Tuve M.A., Tatel H.E., Hart P.J.* Grustal structure from seismic exploration. — *J. Geophys. Res.*, 1954, 59, pp. 415-422.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
<i>Глава I</i>	
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ДИНАМИКЕ ВОЛН ПРИ РАЗНЫХ МОДЕЛЯХ ГЛУБИННЫХ ГРАНИЦ	7
1. Факторы, влияющие на динамику волн	8
2. Классификация сейсмических границ по их скоростным моделям	10
3. Динамика волн для сред с простыми границами	13
4. Динамика волн в средах, содержащих сложные границы — переход- ные зоны	19
5. Динамика волн в случае сложных границ — инверсионных тонкосо- истых зон	45
6. Сводка работ по определению модели области М	45
<i>Глава II</i>	
ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ ВОЛН, ОТРАЖЕННЫХ ОТ НЕКОТОРЫХ ИНВЕРСИОННЫХ ТОНКОСЛОИСТЫХ МОДЕЛЕЙ ОБЛАСТИ М	50
1. Геологические, геохимические и геофизические данные о тонкой слоистости в коре и верхах мантии	—
2. Параметры исследуемых моделей и методика расчетов	52
3. Динамика волн, отраженных от периодических и квазипериодических пачек	57
4. Динамика волн, отраженных от модели со случайной структурой	92
5. О геологической интерпретации пачек со случайной структурой	94
6. Волновые диагностические признаки некоторых типов моделей отражающих границ	97
<i>Глава III</i>	
ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАК- ТЕРИСТИК ГЛУБИННЫХ ВОЛН ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТОНКОЙ СТРУКТУ- РЫ ОБЛАСТИ М	101
1. Основные классы скоростных интерпретационных моделей	102
2. Основные этапы интерпретации данных профилейных наблюдений	106
3. Основные свойства волн P^M по экспериментальным данным	110
4. Методика определения скоростных моделей области М	127
5. Примеры возможного истолкования динамических характеристик волн P^M при изучении тонкой структуры области М	138
6. Об изучении природы границы М и изменении во времени ее тонкой структуры	141
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	150
ЛИТЕРАТУРА	151

Д а в ы д о в а Нина Ивановна
ИЗУЧЕНИЕ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ
ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ КОРЫ К МАНТИИ

Утверждено к печати
Ордена Ленина Институтом физики Земли
им. О.Ю. Шмидта

Редактор *Т.С. Барина*
Художник *Л.А. Грибов*
Художественный редактор *Т.П. Поленова*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

Подписано к печати 22/VI-77 г. Т - 12909
Усл. печл. 10,25 + вкл. 0,6. Уч-издл. 12,1
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 900 экз. Тип. зак. 396. Цена 1 р. 20 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 20 к.

2164