МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР ТЕРРИТОРИИ СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS

SEISMIC MODELS OF THE LITHOSPHERE FOR THE MAJOR GEOSTRUCTURES ON THE TERRITORY OF THE USSR

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1980

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

551.1

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР ТЕРРИТОРИИ СССР

3367

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1980

УДК 551.1:550.34

В книге приведены результаты обобщения материалов ГСЗ по территории СССР в связи с советской программой международного Геодинамического проекта. В отличие от прежних работ такого плана обобщение основано на пересмотре первичных материалов с единых методических позиций и переинтерпретации данных прошлых лет. Широко использованы также данные новейших работ. Сейсмические модели охарактеризованы по закону изменения скорости с глубиной, мощности и числу основных слоев в коре, различающихся скоростями сейсмических волн, градиентами скоростей, степенью подчиненной слоистости или особенностями сейсмических границ. Рассмотрено распределение перечисленных характеристик в основных геотектонических структурах СССР и обоснованы обобщенные сейсмические модели древних и молодых платформ, впадин, древних и молодых складчатостей, рифтовых зон. Выводы иллюстрируются фактическими данными по наиболее представительным сечениям с обоснованием проведенных построений, оценкой их достоверности и возможных погрешностей.

Табл. 3. Ил. 85. Библ. 186 назв.

Ответственные редакторы:
С.М. ЗВЕРЕВ, И.П. КОСМИНСКАЯ

С $\frac{20802-300}{055\,(02)-80}$ 115–80, кн. 2.1904030000

© Издательство "Наука", 1980 г.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие в сейсмологии четко сформировалось два самостоятельных направления: структурная и очаговая сейсмология. Структурная сейсмология в свою очередь разделилась на прикладную область (сейсморазведку) и планетарную сейсмологию. В конце 50-х годов для изучения земной коры Г.А. Гамбурцев [35] на базе сейсморазведки развил метод ГСЗ, для этой же цели использовались и промышленные взрывы – появилось название "взрывная сейсмология" [163, 166, 172]. В то же время сейсмологи начали серьезно задумываться о замене взрывов другими источниками – возник термин "сейсмология контролируемых источников" [166, 183].

Метод ГСЗ внес в планетарную структурную сейсмологию корреляционные принципы прослеживания волн, которые требовали осуществления специальных, определенным образом скомбинированных элементарных систем: источник–приемник. Новое название – "сейсмология контролируемых источников" – подчеркивает значимость применения управляемых источников для изучения строения Земли. Пока это управление осуществляется только в смысле выбора места, силы и формы возбуждаемого импульса. Последнее разработано еще только для слабых источников (эйрган, искровой разряд, вибросейс). Нет сомнения, что способы управления формой импульса для повышения эффективности чувствительности аппаратуры и соответственно глубинности и разрешающей способности метода будут совершенствоваться и приведут к созданию более универсальных модификаций просвечивания земных недр на все большие и большие глубины [111].

В настоящее время главным методом исследования строения земной коры и верхних слоев мантии остается метод глубинного сейсмического зондирования в его разнообразных вариантах: от непрерывного профилирования до дифференциальных зондирований и наблюдений на длинных профилях с использованием больших взрывов.

В СССР этим методом изучено строение земной коры основных геоструктур европейской части СССР, Средней Азии, Западной и отчасти Восточной Сибири, Приморья и Дальневосточной переходной зоны, Каспийского, Черного и Баренцевого морей [31, 32, 42–44, 68, 94, 133–135]. Плотность, детальность и глубинность этих наблюдений различны (рис. 1). Они возрастали из года в год. Изменялась методика наблюдений, развивалась теория метода, менялись подходы к интерпретации данных ГСЗ (табл. 1).

В дополнение к методу ГСЗ с 1960 г. в СССР интенсивно развивались структурные модификации сейсмологии, использующие волны, возбуждаемые местными и удаленными землетрясениями и регистрируемые сетью специально устанавливаемых станций.

Обобщение этой разнородной информации по строению коры для обоснования тектонического районирования территории СССР представляло огромные трудности. В начале 60-х годов по инициативе секции ГСЗ и при поддержке В.В. Федынского во ВНИИИГеофизике была создана специальная группа во главе с Н.А. Беляевским и И.С. Вольвовским, которая собрала материал по всем профилям ГСЗ на уровне авторских вариантов разрезов [31, 32]. Геологическая интерпретация геофизических данных для конкретных геоструктур территории СССР с обсуждением карт глубинных границ и историческим анализом формирования разных типов коры

Таблица 1

Сведения о профилях, приведенных в сборнике

Номер профиля на рис. 1	Профиль	Организация, выполнившая работы	Год	Основные исполнители работ и авторы первых публикаций	Авторы последующих вариантов интерпретации	Номер рисунка с разрезом
1а	Белгород – Ново-Алексеевка – Шевченково – Близнецы	Институт геофизики АН УССР	1961–1964	В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, Н.И. Павленкова, Т.В. Смелянская, Л.А. Хилинский [129, 155]	Н.И. Павленкова, Т.В. Смелянская [99]	13
1б	Тума – Кинешма	Трест Спецгеофизика	1964–1966	С.С. Чамо, Р.Г. Берзин, Г.Б. Голионко [153]	Ю.Г. Юров	24*)
1в	Московская – Печорская синеклизы	Специальная региональная геофизическая экспедиция (СРГЭ) НПО, Союзгеофизика МГ СССР	1972–1973	Е.А. Попов, А.В. Егоркин, Э.Г. Данилова, Н.М. Чернышев и др.	А.В. Егоркин, Ю.А. Бурмаков [23]	83
2	Воркута – Тикси	То же	1974–1975	А.В. Егоркин, Н.М. Чернышев, Э.Г. Данилова, В.В. Кун, Л.Б. Щилова		27*)
3	Уренгой – о. Шокальского	"	1974–1975	То же		26*)
4	Долина – Берегово	Институт геофизики АН УССР	1964–1967	В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, Л.П. Ливанова, В.С. Гейко [130]	Н.И. Павленкова, Е.П. Баранова	19*)
5	Царичанка – Богодухов	Киевская экспедиция треста Укргеофизразведки	1962	Л.М. Спихина, М.Г. Манюта, Е.Н. Мельник [32]	Е.П. Баранова, Н.И. Павленкова	41*)
6	Полтава – Луганск	Институт геофизики АН УССР	1973–1974	В.В. Дзюба, Н.И. Павленкова, Е.П. Баранова [11]		40
7	Песчанокопская – Суровкино	Экспедиция Центрального геофизического треста МГ РСФСР	1973–1974	Ю.Б. Коновальцев, Е.А. Мауравова, А.Н. Кингольц [67]		43*)
8	Элиста – Бузулук	СРГЭ НПО Союзгеофизика	1970	А.В. Егоркин, Е.А. Попов		46
9	Челкар – Волгоград	Трест Казгеофизразведка МГ КазССР	1967	В.П. Комаров, Б.А. Хрычев, В.А. Циммер [32]	В.А. Циммер [83], М.И. Разинкова	45
10	Свердловское сечение Урала	Баженовская геофизическая экспедиция МГ РСФСР, Институт геофизики УО АН СССР	1965	В.С. Дружинин, В.М. Рыбалка, Н.И. Халевин [32]	В.С. Дружинин [53, 54], Н.И. Халевин [148]	52
11	Актюбинское сечение	Трест Казгеофизразведка, Институт геологических наук АН КазССР	1970	А.Н. Антоненко, Г.К. Дубровин, О.В. Сергеев [8]		53
12	Волгоград – Нахичевань	Трест Спецгеофизика МГ СССР	1964	Л.Б. Кибалов, Г.В. Краснопевцева, Е.А. Попов [71, 73]	Ю.Г. Юров, Г.В. Краснопевцева, Е.П. Баранова, Н.И. Павленкова	54*)
13	Сухуми – Массалы	Спецгеофизика МГ СССР ИГ АН ГССР, Азморнефтегеофизика МНП СССР, ИФЗ АН СССР	1962	Н.И. Дехнич, Н.И. Давыдова, И.С. Вольвовский, Г.В. Краснопевцева, Г.К. Твалтвадзе, Р.Р. Ригер [74]	Г.В. Краснопевцева, Е.П. Баранова, Н.И. Павленкова, М.М. Раджабов [120]	55*)

Таблица 1 (продолжение)

Номер профиля на рис.1	Профиль	Организация, выполнившая работы	Год	*Основные исполнители работ и авторы первых публикаций*	*Авторы последующих вариантов интерпретации*	Номер рисунка с разрезом
14	Атрек – Сагиз	Спецгеофизика МГ СССР	1964	С.С. Чамо, Н.Н. Важжова и др. [32]	Ю.Г. Юров	15*)
15	Теджен-Карабекаул – Койташ	Управление геологии при СМ ТССР, ВНИИГеофизика	1958–1959	К.Е. Фоменко [147], М.И. Разинкова, И.С. и Б.С. Вольвовские [32]	Ф.Х. Зуннунов [63, 64], Ю.Г. Юров	12*), 38а,б
16	Арысь – Балхаш	Геофизический трест МГ КазССР	1965	А.П. Иванов, С.В. Липская, И.К. Пушкарев, В.И. Шацилов [32, 117]	Ф.Х. Зуннунов [63, 64]	36
17	Ленинабад – Караунгур	ВНИИГеофизика, трест Казгеофизика МГ КазССР		Ю.Н. Годин [45], И.С. и Б.С. Вольвовские [32]	То же	37
18	Петропавловск – Темиртау Балхаш	ИГН АН КазССР, трест Казгеофизика	1962	А.Б. Остапов, А.А. Попов, А.Н. Антоненко, В.В. Аргентов [32, 42, 152]	Б.А. Хрычев [151]	34
19	Каскеленский	Трест Казгеофизика	1967	В.А. Контов, В.И. Шацилов [32]	В.И. Шацилов	57–59*
20	Казахстанский	СРГЭ НПО Спецгеофизика		А.В. Егоркин, Э.Г. Данилова, Е.А. Попов, Л.Н. Старобинец		84*
21	Зоркуль – Токтогул	Институт геологии и геофизики АН УзССР, Ферганская экспедиция МГ УзССР	1973–1975	И.Х. Хамрабаев, Е.М. Бутовская, В.А. Пак, Б.Б.Тальвирский, И.С. Вольвовский, Г.В.Краснопевцева [25, 30]		62
22	Термез – Алмалык	То же	1969	В.А. Пак, Б.Б.Тальвирский, А.М. Насыров, В.З. Ахмаров [136]		61
23	Фараб – Бабатаг	Трест Спецгеофизика МГ СССР	1962	Р.И. Абрамсон, А.В. Егоркин, М.И. Астафьева [56]	Б.Б. Тальвирский, Ф.Х. Зуннунов, А.М.Насыров	60
24	Свердловск – Барабинск – Кузнецк	Новосибирское территориальное ГУ, ИГиГ СО АН СССР	1968–1969	С.В. Крылов, Д.В. Суворов, А.Л. Крылова, А.Л. Рудницкий [134]		30
25	Ханты-Мансийск–Колпашево – Енисейск	То же	1962–1965	С.В. Крылов, А.Л. Крылова, Б.П. Мишенькин, З.Р. Мишенькина, А.Л. Рудницкий [114, 134]		31
26	Богучаны – Тунгуска	»	1975–1976	В.Н. Кузнецов, Ю.Г. Зайцев [82]		49*)
27	Ботуоба – Тунгус-Хая	СРГЭ НПО Спецгеофизика	1977	А.В. Егоркин, Э.Г. Данилова, С.К. Зюганов, В.В. Кун		47*)

Таблица 1 (окончание)

Номер профиля на рис. 1	Профиль	Организация, выполнившая работы	Год	Основные исполнители работ и авторы первых публикаций	Авторы последующих вариантов интерпретации	Номер рисунка с разрезом
28	Профили вдоль Байкала	ВГТ МГ РСФСР, ИГиГ СО АН СССР	1971	С.В. Крылов, Б.П. Мишенькин, З.Р. Мишенькина, Е.В. Петрик, Г.В. Крупская [78, 92, 116]		65
29	Селенгинский маршрут	То же	1973	То же [78, 79, 116]		66
30	Диксон – Байкал	СРГЭ НПО Спецгеофизика	1978	А.В. Егоркин, Н.М. Чернышев и др.		83*
31	Спасск – Тедеуши	СахКНИИ, Институт вулканологии АН СССР	1967	Ю.А. Трескова	В.В. Аргентов	70
32	Безымянный	То же	1970–1971	В.К. Утнасин, Е.А. Аносов, В.И. Федорченко, С.Т. Балеста [2, 7, 142]		71

*) Разрезы публикуются впервые.

проводилась В.В. Белоусовым [13], Н.А. Беляевским [14] и др. [15, 52, 73, 74, 84, 124, 131, 155].

Названные книги сыграли значительную роль в развитии глубинных исследований в СССР. Они подвели итог сделанному, так как в них использован почти весь материал ГСЗ и МОВЗ, полученный в СССР до 1970 г. Но приведенные в них данные обобщения позволяют вскрыть ряд совершенно явных противоречий, неувязок и просто ошибок, последующий анализ которых имеет принципиальное значение для развития метода ГСЗ.

Противоречия в первую очередь касаются дискуссионных проблем о слоистости коры, целесообразности ее деления на "гранитный" и "базальтовый" слои, возможности разделения коры континентов на конечное (небольшое) количество типов и т.д. Неувязки и ошибки в большинстве случаев вызваны более глубокими причинами и связаны с развитием и изменением идейных подходов к интерпретации данных ГСЗ. Выяснение этих причин требовало пересмотра первичных данных, т.е. полной переинтерпретации старых материалов с новых позиций. Это было сделано лишь для некоторых профилей ГСЗ [63, 73, 99, 140, 186].

Создавшаяся в последние годы в некотором смысле критическая ситуация с обобщением старых и новых разрезов ГСЗ вызвала ряд острых дискуссий при обсуждении плана и задач настоящей монографии о сейсмических моделях для основных геоструктур территории СССР. Было ясно, что дальше нельзя просто наращивать количество данных и делать по ним какие-либо геолого-геофизические заключения без оценки возможных идейных и технических ошибок, которые могли иметь место в старых вариантах интерпретации. Нужно было провести полную переинтерпретацию хотя бы нескольких профилей, пересекающих наиболее важные геоструктуры, и взаимно увязать между собой данные разных авторов на основе современных подходов к обработке волновых полей. Необходимо было устранить внутреннюю несогласованность сейсмических разрезов по пластовым и граничным скоростям [32], невязки с наблюденными годографами и дополнить сейсмические разрезы данными о распределении скоростных характеристик между сейсмическими границами.

Книга возникла в основном на базе результатов этой переинтерпретации. Кроме того, в ней широко использованы материалы новейших работ, главным образом

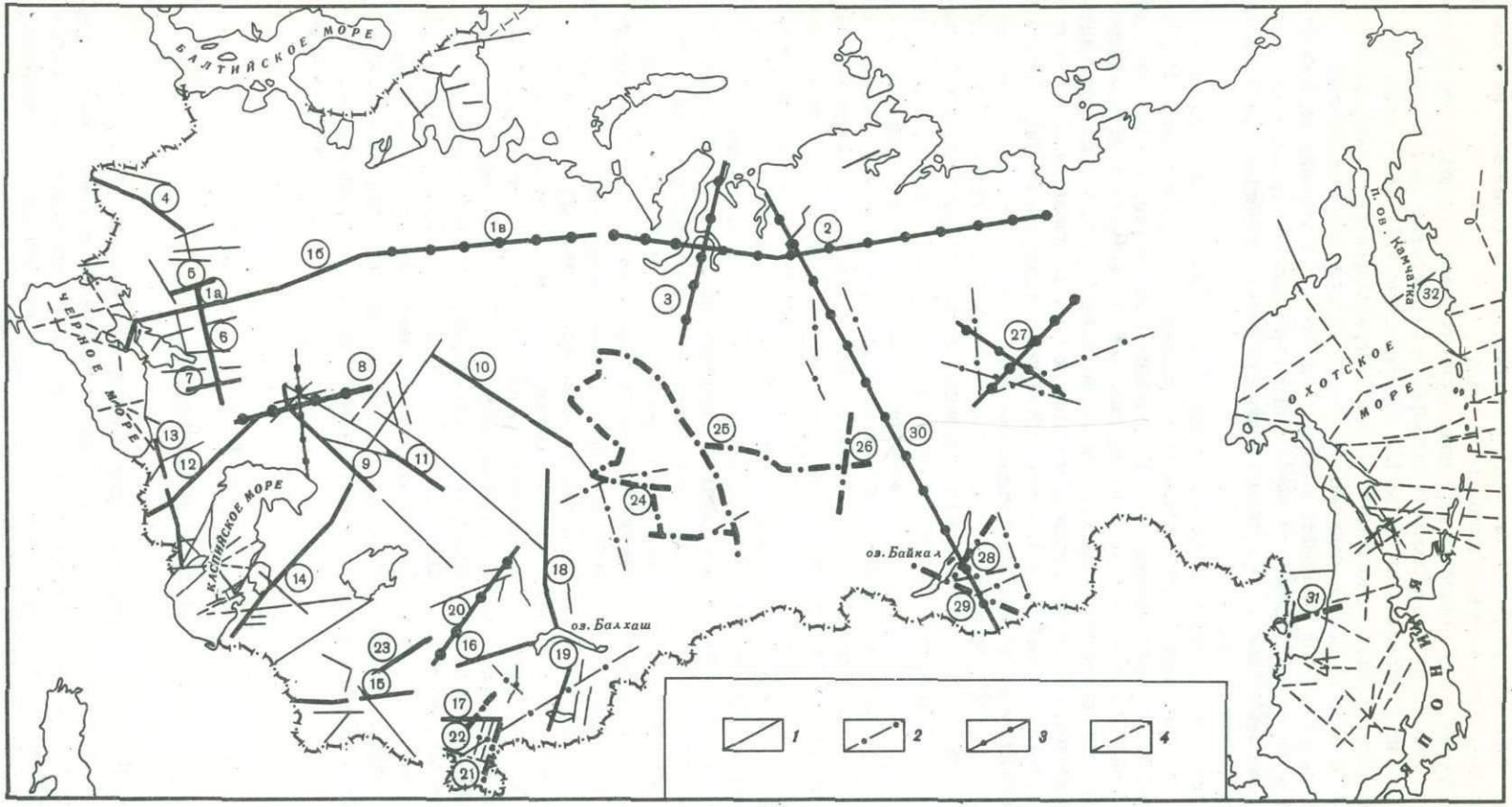


Рис. 1. Схема профилей ГСЗ, отработанных на территории СССР

1 – непрерывное или кусочно-непрерывное профилирование; *2* – точечное (дифференциальное) зондирование; *3* – профильные наблюдения монотипных и обменных волн от больших взрывов; *4* – точечное профилирование на море. Жирными линиями показаны профили, по которым представлены разрезы (*см. табл. 1*)

исследований на длинных профилях в Сибири. Особенностью этих работ является существенно большая глубинность. Они позволяют охарактеризовать не только структуру земной коры, но и всю толщу литосферы.

Под литосферой сейчас понимают верхнюю оболочку Земли, включающую земную кору и верхи мантии до поверхности астеносферы, т.е. верхний слой толщиной от 120 до 200 км на материке и от 80 до 150 км на океане [131, 161]. Несмотря на невыразительность астеносферного слоя по сейсмическим данным во многих регионах, в книге и в ее названии использован термин "литосфера". Под подошвой литосферы, или астеносферой, понимается область глубин с *P-T* условиями, обеспечивающими если не отрицательчый, то очень малый вертикальный градиент скорости. Это в свою очередь позволяет предполагать наличие на этих глубинах ослабленного по параметру вязкости слоя.

В обсуждении плана книги и ее подготовке принимали участие многие члены секции ГСЗ при Комитете по комплексным исследованиям коры и мантии. На заседании секции была выбрана редколлегия. В нее вошли С.М. Зверев, И.П. Косминская, Н.И. Павленкова, Н.Н. Пузырев, М.И. Разинкова, Б Б. Таль-Вирский, Н.И. Халевин. Сбор материалов, первое редактирование и согласование текста с авторами выполнено Н.И. Павленковой, в обсуждении некоторых глав книги принимали участие С.В. Крылов, Н.Н. Пузырев, И.А. Рязанов, Ю.В. Тулина. Содержание общих глав обсуждалось на специальных заседаниях секции.

ЧАСТЬ I

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Данная часть монографии является методической. Она составлена как введение ко второй результативной части. Главная ее задача – не дальнейшее развитие основ метода ГСЗ, а изложение в краткой форме возможностей и ограничений этого метода при детальных исследованиях земной коры и верхов мантии. Этот раздел *призван помочь читателям, в том числе и неспециалистам в области* ГСЗ, понять причину представления сейсмических материалов в разной форме, геофизический смысл основных параметров сейсмических разрезов и оценить возможную достоверность выполненных построений. Вопросу достоверности результативных данных, их неоднозначности уделено особое внимание.

С этой целью ниже рассмотрены классы сейсмических моделей, для которых решены прямые и обратные сейсмические задачи. Особое внимание обращено на многозначность решения обратных задач и на возможность ее сокращения при введении новой информации.

С тех же позиций рассмотрены и экспериментальные волновые поля. При их анализе важно установить, какие классы волн и в какой области прослеживания наиболее информативны для определения структуры сейсмических границ и детального изучения скоростного разреза, какие характерные особенности волновых полей отражают общие свойства среды, типичные для всех регионов. При этом необходимо учитывать методы полевых исследований, искажающее влияние регистрирующей аппаратуры и разные возможности ГСЗ при плотных и редких системах наблюдений.

Для того чтобы понять, как зависит результативный материал от использовавшихся методов его обработки, в данном разделе проведено сопоставление нескольких сейсмических разрезов, полученных в разные годы разными авторами по одному и тому же волновому полю. Эти примеры позволяют понять особенности подходов, применявшихся ранее к интерпретации материалов ГСЗ, и установить возможные погрешности старых разрезов. Здесь же изложена и новая система интерпретации, которую можно рекомендовать для того, чтобы извлечь из наблюденного поля максимальную информацию о скоростном разрезе и чтобы этот разрез количественно с заданной точностью соответствовал главным кинематическим и динамическим характеристикам поля.

Глава 1

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Земная кора и верхняя мантия – сложная геологическая среда. Изучение ее с помощью сейсмических волн разных типов и разных частотных диапазонов позволяет выявить некоторые свойства этой среды и описать их системой сейсмических параметров. Это описание или модель существенно зависит от методики исследований, и поэтому в каждом сейсмическом методе используются различные классы моделей и иногда различные определения термина модели.

Понятие сейсмической модели. Под сейсмической моделью мы будем понимать пространственную (одно-, двух- и трехмерную) совокупность сейсмических параметров, которая объясняет главные черты наблюденных волновых полей. Главные параметры сейсмической модели – скорость распространения P- и S- волн (продольных, поперечных), а также коэффициенты вязкости, добротности, прозрачности. В ГСЗ для скоростей волн P обычно используют обозначение v, для $S - v_S$.

В сложной, неоднородно анизотропной, неидеально упругой реальной геологической среде скорость является векторной величиной. Однако часто выделяются блоки с однородными сейсмологическими условиями, в пределах которых главные изменения геофизических параметров, в том числе скоростей, происходят только с глубиной z. Эта особенность земных недр обусловила широкое распространение в сейсмологии одномерных скоростных моделей, выражаемых функцией $v(z)$. В сейсморазведке эта функция получила название скоростной колонки, или скоростной кривой. Скоростная колонка обычно содержит совокупность данных о разных видах скоростей: истинных $v(z_i)$ для каждой глубины z_i; пластовых $v_{пл}$ или интервальных в интервале глубин $z_{i-1}-z_i$ (слой $i-1$, i); граничных $v_г$ вдоль сейсмических границ.

Одномерная модель $v(z)$ широко используется на всех этапах сейсмического эксперимента: при планировании работ для выбора систем наблюдений; в процессе интерпретации при решении обратной задачи; для определения общих черт скоростного разреза для однородных блоков; на этапе обобщения при сравнении разных блоков для геолого-геофизических построений.

Двумерные модели $v(z, x)$ являются основным содержанием сейсмических разрезов вдоль профилей. Трехмерные скоростные модели используются редко, так как пространственные системы наблюдений выполнены пока в малом объеме.

Модели могут быть теоретическими и экспериментальными. Теоретические модели представляют собой заданное распределение сейсмических параметров в пространстве, для которого можно решить прямую задачу. Экспериментальные модели – это распределение сейсмических параметров в пространстве, воссозданное по кинематическим и динамическим особенностям наблюдаемых волн на основании определенных подходов к распознаванию их природы и свойств.

В сейсмологии и ГСЗ существуют еще понятия статистических и обобщенных моделей. Статистические модели строятся по данным, полученным в пределах разных структур одного типа при помощи аналогичных методик наблюдения и интерпретации. Статистические модели имеются, например, для коры океанического типа [69].

Под обобщенной сейсмической моделью литосферы понимают синтез представлений о пространственном распределении основных параметров среды, созданный на основании количественной и качественной интерпретаций типовых сейсмических полей. При этом могут быть использованы и статистические модели, а также имеющиеся данные о градиентах скорости в слоях, зонах инверсии скоростей и тонкой структуре границ. Обобщенные сейсмические модели земной коры континентального и океанического типов обсуждаются, например, в работах [51, 70, 99] и в заключительной части книги.

Основные классы скоростных моделей. Рассмотрим, какие классы моделей используются в настоящее время в ГСЗ и каковы возможности метода в смысле выявления главных параметров сейсмических полей, свойственных этим моделям. В целом скоростные модели можно разделить на две группы: изотропные и анизотропные. В дальнейшем мы будем рассматривать только изотропные модели, хотя изучение анизотропии приобретает важное значение и в этом направлении уже много сделано [167].

Изотропные модели разделены в свою очередь на детерминированные и стохастические. В данном случае нас будут интересовать в основном детерминированные модели, но для объяснения некоторых общих особенностей волнового поля, например его прерывистости, приходится прибегать к понятиям прозрачности среды [96], случайных пачек [19, 51], определяемым в классе стохастических моделей.

Наиболее часто употребляется деление одномерных моделей на слоистые и градиентные. При этом среди слоистых моделей выделяют толсто- ($h/\lambda \geqslant 3$), средне- ($h/\lambda \simeq 1 \div 2$) и тонкослоистые ($h/\lambda \ll 1$) ($h$ – толщина слоев, λ – длина сейсмических волн). Градиентные модели представляются в виде монотонных скоростных функций. По особенностям сейсмических волн тонкослоистые модели мало отличаются от градиентных и поэтому используются для аппроксимации последних даже при решении динамических задач [19].

По характеру общего изменения скорости с глубиной среди одномерных моделей часто выделяют нормальные (монотонное увеличение скорости с глубиной), с выпадающими слоями, с зонами инверсии скоростей [99].

Двумерные модели могут содержать либо один из элементов неоднородностей, либо разные сочетания их.

Простейший вид – слоистые модели с плоскими наклонными или криволинейными границами. Границы могут быть простыми непрерывными или сложными прерывистыми. Модели могут быть толсто- или среднеслоистыми и по характеру изменения скорости с глубиной разделяться на те же типы, какие выделены для одномерных моделей.

Градиентные модели характеризуются непрерывным изменением скорости в плоскости z, x. По сгущению изолиний скоростей выделяются переходные зоны – сейсмические преломляющие и отражающие границы, по разрежению – области пониженных градиентов.

Вертикально-слоистые модели содержат участки с субвертикальной слоистостью: ступени, грабены; крутопадающие слои с разной скоростью и горизонтальной мощностью.

При различных сочетаниях перечисленных элементов горизонтальных неоднородностей можно образовать очень сложные двумерные модели.

Не все одно- и двумерные классы моделей, перечисленные выше, теоретически изучены достаточно исчерпывающе. Среди одномерных слабо изучены среднеслоистые модели. Из двумерных моделей динамические характеристики волн изучены мало даже для сравнительно простых моделей, например для слоистых с криволинейными границами. Особенности динамики волн для моделей с субвертикальной слоистостью выявлены только экспериментально, и еще нет теоретического аппарата, при помощи которого можно было бы их исследовать.

Сейсмические границы и их модели. До недавнего времени к сейсмическим границам относили только границы I рода. В последнее десятилетие понятие о сейсмических границах расширилось. Теперь это некоторая область скоростного разреза, занимающая относительно небольшой (до одной-двух длин волн) интервал, в котором происходит резкое, скачкообразное (граница I рода) или непрерывное изменение физических параметров.

Свойства границ – их морфология и модели (тонкая структура) – изучают по главным компонентам волнового поля: по отраженным и преломленным объемным волнам. При этом данные о морфологии границ (их рельефе и глубине залегания) получают при использовании кинематики волн (годографов и полей времен). Модели границ – их тонкую структуру – изучают на основании анализа динамики волн.

По форме границы разделяют на плоские, слабоволнистые и криволинейные. Они могут залегать горизонтально, наклонно или почти вертикально, образуя горизонтально-слоистые или вертикально-слоистые среды.

Сейсмические границы по скоростным моделям и физическим свойствам делятся прежде всего на простые и сложные. Простые границы в свою очередь разделяются на резкие (I рода) и нерезкие (II рода); среди первых по скачку или отношению скоростей на границе различают сильные и слабые. На основании анализа зависимости амплитуд отраженных и преломленных волн от параметров среды границы называются (см., например, [16]) слабыми, если $v_1/v_2 > 0{,}75$, и сильными, если $v_1/v_2 < 0{,}75$. К очень слабым относят границы при $v_1/v_2 > 0{,}98$. При таких величинах отношения скоростей в лучевой теории для описания динамики отраженных и преломленных волн приходится применять формулы второго приближения. Резкие границы делятся на зеркальные и шероховатые.

В зависимости от доминирования преломленных, обменных или отраженных волн границы называют преломляющими, обменными или отражающими. Границы I рода являются прежде всего отражающими и обменными. Наличие градиента под такой границей превращает ее в хорошую преломляющую. Границы II рода, на которых происходит только изменение градиента скорости, являются в основном преломляющими, так как отраженные и обменные волны в этом случае очень слабые.

Сложные границы представляют собой некоторые области разреза или зоны, общая мощность которых h соизмерима с длиной волны λ. Волны, формирующиеся в таких зонах, всегда имеют интерференционный характер. Сложные границы можно разделить на две подгруппы: переходные и тонкослоистые инверсионные пачки. Переходные зоны могут быть представлены одним или несколькими однородными или градиентными слоями. Инверсионные тонкослоистые пачки могут состоять из однородных и неоднородных слоев, переходных и градиентных зон. Чаще всего при расчетах используются пачки, состоящие из однородных тонких слоев (толщина слоя $h/\lambda \simeq 0{,}25$). Они различаются внутренней структурой: могут быть периодическими или квазипериодическими, непериодическими и со случайной структурой. Некоторые авторы [140] представляют границы-зоны в виде инверсионной пачки, состоящей из слоев промежуточной мощности ($h/\lambda = 1 \div 3$). Модели сейсмических границ могут представляться так же, как и модели всей среды: как детерминированные и стохастические [69].

Связь между скоростными моделями и сейсмическими разрезами. Современный сейсмический разрез обычно строится как совокупность разных классов моделей. Увязка всех этих моделей, их внутреннее согласование составляют смысл выбранной исследователем системы интерпретации.

Разные типы моделей, используемые при построении разреза коры, связаны с разными возможностями их определения по отдельным характеристикам волнового поля и с разной их информативностью. Так, первые волны позволяют определить изменчивость с глубиной скоростей волн в верхах коры и верхней мантии, и для этих интервалов глубин составляются градиентные модели, представляемые на разрезах в изолиниях скоростей. Средняя и нижняя части коры обычно изучаются по отраженным волнам, и на разрезе строится поле отражающих границ. Для границы М часто удается воссоздать сложно построенные слоистые модели, или переходные зоны, которые на разрезах изображаются сгущением изолиний скоростей, или системой отражающих площадок, или группой точек обмена. Внутри коры во многих районах удается выделить еще и прерывистые отражающие границы. В дополнение к этому при обработке результатов ГСЗ на разрез наносят все данные о скоростях в осадочной толще и геологическую информацию о разломах, тектоническом районировании и т.д.

Такой разрез, естественно, представляет некую обобщенную двумерную модель, которая характеризует регион, его общие и индивидуальные особенности и представление автора о возможной геолого-геофизической трактовке отдельных его элементов. На сейсмических разрезах часто отображаются также результаты их геологической интерпретации. Это относится прежде всего к выделению зон глубинных разломов, которые обычно трудно определить как составной элемент двумерной сейсмической модели и гораздо легче провести на разрезе, используя косвенные признаки.

При построении сложной модели важно оценить надежность и точность определения сейсмических параметров, имеющих значение для глобальных обобщений, т.е. отражающих макронеоднородность среды (например, толщину коры, среднюю скорость в ней, разделение на скоростные этажи), и макро- или микронеоднородность, свойственную только изучаемому региону.

При современном состоянии теории и методов интерпретации можно представлять сейсмические разрезы, насыщая их достаточно полной и надежной информацией о среде: изолиниями скоростей, отражающими и преломляющими границами, областями развития слоев пониженных и повышенных скоростей, средними значениями параметров затухания, коэффициентов Пуассона, прозрачности (мутности) и т.д.

Вся эта информация достижима и надежна в том случае, если на каждом этапе интерпретации доказана количественно и качественно сходимость свойств полученной модели с наблюденными компонентами поля, взятыми для построения данного параметра на данном участке разреза. Именно в этом сейчас главная практическая задача структурной сейсмологии.

Разработка строго контролируемых приемов подбора моделей в принципе позволяет оценить степень многозначности решений в разных сейсмогеологических ситуациях и улучшить системы наблюдений, что дает возможность более глубоко подойти к вопросам обобщения и расширить количество параметров, которые можно использовать для определения свойств коры и мантии разных геоструктур.

Поднятые вопросы развиты в последующих главах, в основном применительно к методике непрерывного профилирования, однако их принципиальное решение можно использовать и при других системах, учитывая, конечно, специфику регистрируемых полей.

Глава 2

ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ

Основная задача приведенной ниже характеристики волновых полей ГСЗ – выявление таких черт, которые могли бы, с одной стороны, определить главные свойства обобщенной модели коры, с другой – служить основой для выбора единых принципов обработки этих полей. Анализ первичного материала ГСЗ показал возможность сопоставления волновых полей, полученных в разных регионах и по разной методике полевых наблюдений. Несмотря на значительную зависимость характеристик полей от типа регистрирующей аппаратуры и детальности систем наблюдений, намечается ряд устойчивых особенностей полей, типичных для всех континентальных регионов [42–44, 99, 166, 172].

Общие свойства волновых полей ГСЗ. Поля ГСЗ представляют собой сложные сочетания волн с разными кажущимися скоростями, с разной выразительностью и длительностью прослеживания. Четко выражены общий интерференционный характер записи и прерывистость в корреляции отдельных волн. Вследствие этого поле годографов имеет штриховой характер [68] при длине отдельных осей синфазности 20–30, реже 50–70 км. Оси синфазности могут иметь как закономерное, так и незакономерное распределение на плоскости годографов и объединяться в довольно протяженные группы (рис. 2). В области первых вступлений штриховой характер поля выражается в постоянной смене волн, затухании первых фаз и появлении новых.

В соответствии со степенью упорядоченности отдельных осей синфазности и характером их распределения по времени прихода поля ГСЗ можно разделить на три типа: регулярные, штриховые и хаотичные [99]. К первому типу относятся поля с наиболее протяженными областями регистрации отдельных волн (50–70 км), образующих достаточно выразительные группы, ко второму – с короткими (20–30 км) осями синфазности, но распределенными закономерно в плоскости годографа и также образующими группы, к третьему – поля со сложным пересечением волновых пакетов.

Наиболее часто встречаются поля с закономерным распределением осей синфазности. Это свидетельствует о том, что среди всего многообразия регистрируемых от взрыва волн существуют доминирующие классы, создающие эти закономерности. Например, поле последующих вступлений обычно образует довольно закономерную систему годографов, кажущиеся скорости которых постепенно уменьшаются при удалении от источника от бесконечных до скоростей, характерных для первых волн (см. рис. 2). Осредняющие их кривые имеют форму, близкую к годографам отраженных волн. Это и ряд других признаков дают основание отнести бо́льшую часть последующих вступлений к волнам именно этого класса [5, 37, 99, 106].

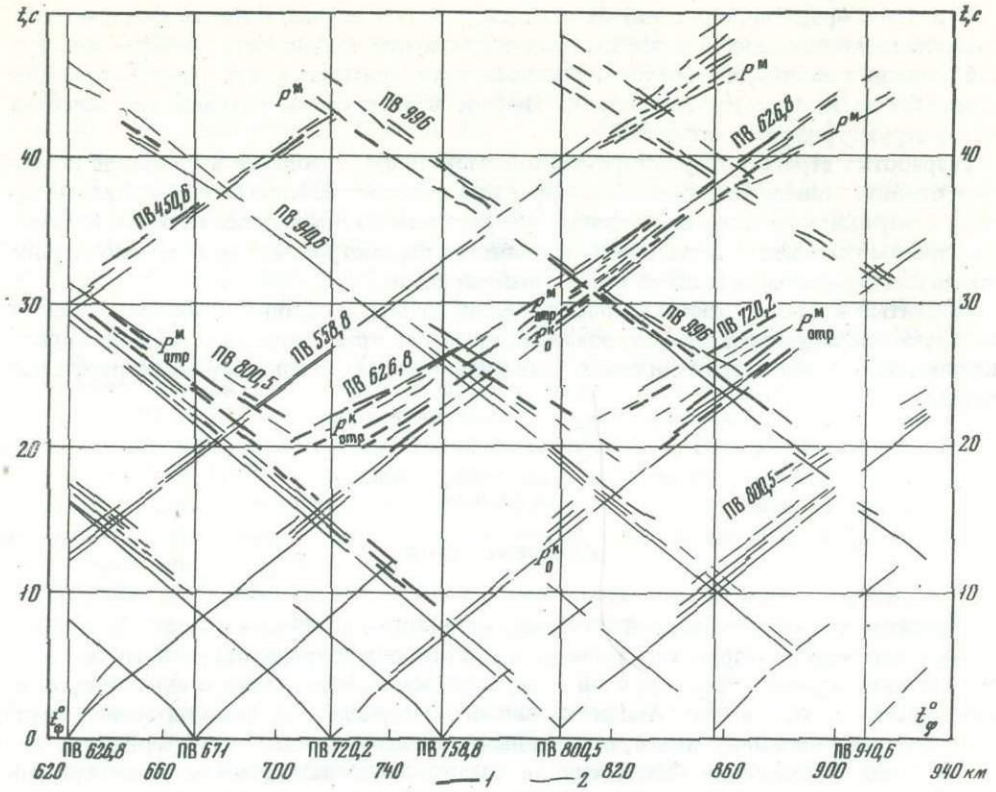


Рис. 2. Годографы волн по профилю Тума–Кинешма, иллюстрирующие штриховой характер полей ГСЗ

Фазы волн: *1* – с большой амплитудой, *2* – с меньшими амплитудами, но коррелирующиеся однозначно

Соотношение между годографами и амплитудными графиками первых и последующих волн в большинстве случаев указывает на то, что первые на записи волны формируются как совокупность колебаний, связанных главным образом с рефрагированными и квазиголовными волнами [1, 5, 152]. Квазиголовными мы называем волны, образованные на границах со скачком скоростей и слабым градиентом в подстилающем слое. Эти волны обладают практически теми же свойствами, что и чисто головные (например, параллельностью нагоняющих годографов), но имеют значительно большую, чем головные, интенсивность. На практике последнее может объясняться не только влиянием слабой рефракции, но и интерференцией головных волн с закритически отраженными [60].

В полях ГСЗ выделяется несколько опорных волн, представляющих собой сложные группы, часто со значительной интенсивностью. Последнее очень важно при любых сейсмических исследованиях, тем более региональных, так как опорные волны позволяют определить изменчивость изучаемой среды от региона к региону непосредственно в процессе анализа волновых полей. К опорным волнам можно отнести прежде всего отраженную волну от границы М–$P^{м}_{отр}$, бóльшая амплитуда которой позволяет проследить ее даже при малодетальных точечных наблюдениях (рис. 3). Благодаря уверенной корреляции к опорным волнам можно отнести и первые волны до расстояний 150–250 км, где регистрируются в основном коровые преломленные волны $P^{к}_{0}$. Опорными мы считаем и преломленные волны от верхов мантии – $P^{м}$, хотя они часто бывают и слабыми по интенсивности. Ниже дана более детальная характеристика динамических и кинематических особенностей этих волн. Здесь хотелось бы отметить некоторые их общие свойства, типичные для континентальных регионов.

Группа первых волн $P^{к}_{0}$ регистрируется обычно до удалений 170–200 км, ее кажущаяся скорость постепенно возрастает с увеличением расстояния от источника,

но не превышает, как правило, 6,4–6,5 км/с. С выходом в первые вступления волн от границы М наблюдается резкий излом годографа со сменой кажущихся скоростей с 6,5 на 7,8–8,2 км/с. Некоторые характерные величины можно назвать и для отраженной волны от мантии – $P^{м}_{отр}$. Эффективные скорости, определяемые по ней после введения поправки на влияние осадочного чехла, изменяются в узких пределах – 6,3–6,6 км/с; асимптотические кажущиеся скорости составляют примерно те же величины. Выдержанность кинематических свойств основных волн для больших территорий свидетельствует об их соответствии некоторой типовой модели земной коры и о наличии определенного компенсационного эффекта в распределении скоростей в ее верхней и нижней частях, которое приводит к сохранению средних величин скоростей.

Общий характер распределения осей синфазности штрихового поля и особенности опорных волн позволяют предполагать, что основную роль в формировании волновых полей ГСЗ, по-видимому, играют отраженные и преломленные монотипные волны. Но в целом поле формируется большим числом волн разного типа: продольными и поперечными, монотипными и обменными, преломленными и отраженными, одно-, многократными и частично-кратными. Эти волны чаще всего различаются областями регистрации, но некоторые из них записываются в виде сложных интерференционных колебаний. Наиболее четко разделяются области регистрации продольных и поперечных волн (рис. 4,*а*), обменные волны записываются с промежуточными временами прихода. Преломленные волны формируют область первых вступлений. Среди них выделяются рефрагированные, образующиеся в градиентных слоях, и головные, связанные с резкими границами однородных слоев. В последующих вступлениях регистрируются отраженные волны и петли рефрагированных. Годографы последних имеют общие точки. Существенный вклад вносят кратнорефрагированные (рис. 4,*б*) [66, 99] и каналовые волны, образующиеся в зонах инверсии скоростей (рис. 4,*в*) и обладающие, как показали расчеты, кинематикой кратных волн и значительной интенсивностью.

Характеристика основных групп продольных волн. При наблюдениях ГСЗ наиболее четко прослеживаются волны от осадочных горизонтов с малыми кажущимися скоростями (2–5 км/с) (их мы рассматривать не будем) и коровые, связанные с верхней (скорости 5,5–6,5 км/с) – $P^{к}_{0}$ и $P^{к}_{отр}$ и нижней (скорости выше 6,8 км/с) – $P^{к}_{n}$, $n = 1, 2 \ldots$ частями консолидированной коры; волны, связанные с верхней мантией (скорости 7,8–8,2 км/с) – $P^{м}_{отр}$ и $P^{м}_{0,1,2}$. В иностранной литературе [166, 173] волны $P^{к}_{0}$ и $P^{м}$ обозначаются соответственно P_g и P_n.

3367

В о л н ы $P^{к}_{0}$. Кинематические и динамические характеристики волн $P^{к}_{0}$ изменяются от района к району. В большинстве случаев для них характерно штриховое поле с аномальным разрастанием и затуханием амплитуд и изменением частотного спектра для отдельных фаз. Последнее связано с выходом в первые вступления волн от более глубоко залегающих объектов. Однако все эти динамически непохожие друг на друга фазы характеризуются простой кинематикой, выражающейся в приблизительной параллельности нагоняющих годографов первых волн. Это дает возможность аппроксимировать их головной или слабо рефрагированной волной. Кажущееся противоречие между сравнительно простой кинематикой и сложной динамикой волн, связанных с консолидированной корой, послужило основной причиной различных точек зрения на их природу [1, 5, 36, 152].

В целом амплитуды волн $P^{к}_{0}$ для платформ уменьшаются с расстоянием приблизительно по экспоненциальному закону; эффективный коэффициент затухания обычно $(1–2) \cdot 10^{-3}$ 1/м. Видимые частоты колебаний в большинстве случаев 8–12 Гц и незначительно (на 1–2 Гц) уменьшаются при удалении от источника на 100–150 км.

Интервал регистрации волн $P^{к}_{0}$ в первых вступлениях очень сильно зависит от мощности консолидированной коры и может изменяться от 10 (Прикаспийская впадина) до 250–300 км в горных районах.

Граничные скорости обычно колеблются, как указывалось, в пределах 5,5–6,5 км/с; нагоняющие годографы примерно параллельны или характеризуются

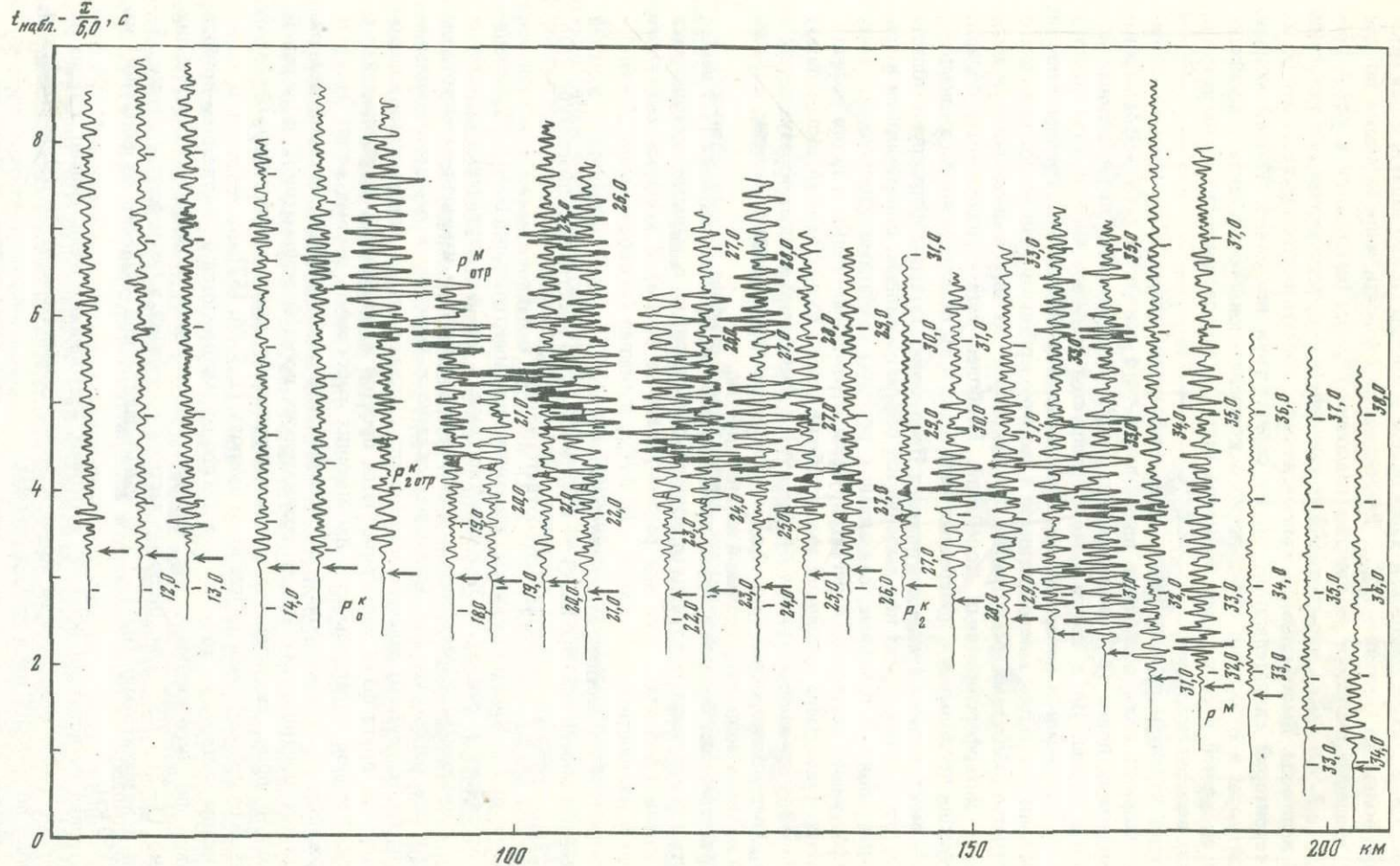


Рис. 3. Монтаж сейсмограмм по профилю Волгоград–Нахичевань

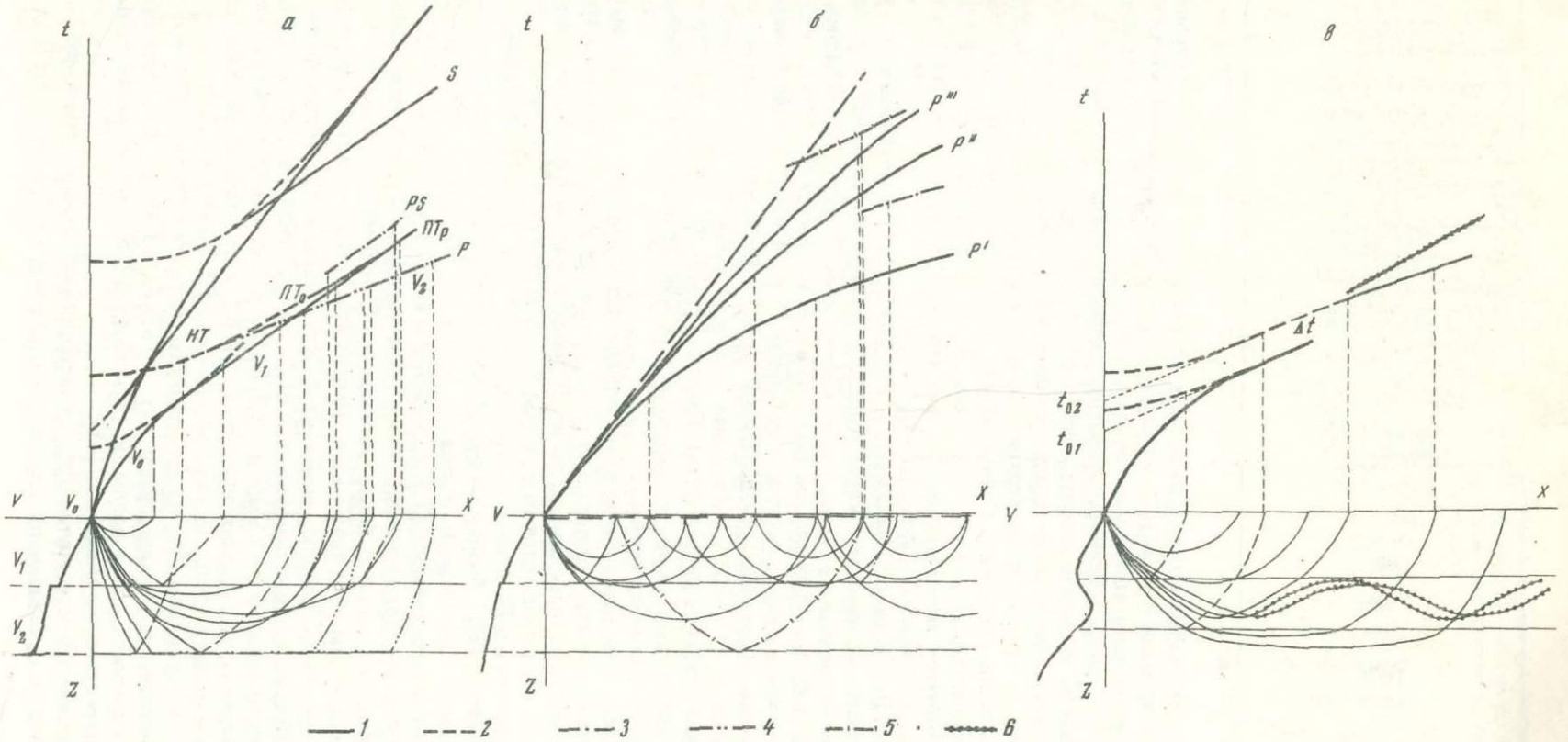
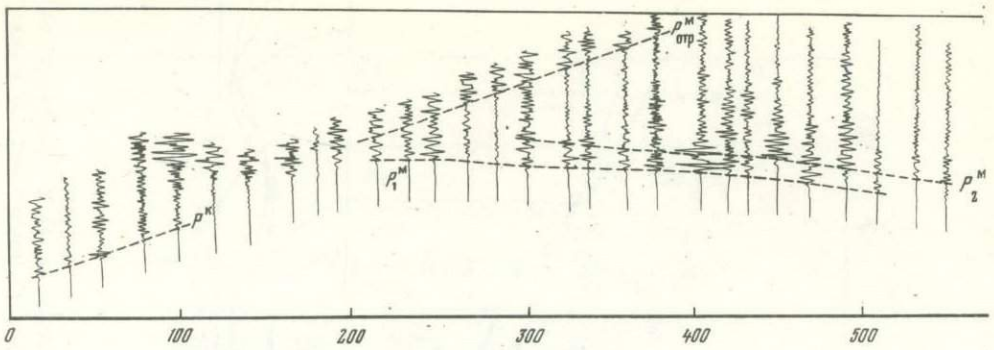


Рис. 4. Типы регистрируемых при ГСЗ сейсмических волн, их лучи и годографы

Волны в двуслойной среде: *а* – рефрагированные (*1*), отраженные (*2*), головные (*3*), обменные (*4*), продольные (*P*), поперечные (*S*); *б* – рефрагированные и кратнорефрагированные (*1*), кратноотраженные (*5*); *в* – волны в слое с пониженной скоростью: рефрагированные (*1*), отраженные (*2*) и каналовые (*6*)



небольшим схождением, которое указывает на увеличение скорости с глубиной; эффективный градиент скорости в верхней части консолидированной коры платформ в соответствии с этим схождением составляет 15–25 м/с на 1 км глубины: $\beta = (2-4) \cdot 10^{-3}$ 1/км. Величина градиента скорости обычно уменьшается с глубиной. Граничные скорости довольно резко изменяются вдоль профиля, что указывает на существование блоков пород с различным вещественным составом.

Отраженные волны от границ верхней части консолидированной коры, как правило, недостаточно устойчивы. Однако можно назвать ряд регионов, где поверхность фундамента K_0 и граница внутри коры K_1 со скоростями порядка 6,5 км/с являются опорными отражающими горизонтами (Днепровско-Донецкая впадина, Украинский щит, Туранская плита) [31, 63, 99, 128].

В о л н ы $P^{к}_{n}$. В большинстве случаев волны, связанные с нижней высокоскоростной частью консолидированной коры, выпадают из годографа первых вступлений. Однако имеются редкие примеры, когда в первых вступлениях наблюдаются обе волны – $P^{к}_{0}$ и $P^{к}_{n}$ – с интервалом прослеживания последней 30–50 км. Условия существования волны $P^{к}_{n}$ в первых вступлениях – либо малая мощность верхней низкоскоростной части консолидированной коры (Днепровско-Донецкая и Куринская впадины) [11, 120], либо малая скорость волны $P^{к}_{0}$ (вал Карпинского, север Западно-Сибирской низменности). Скорость волны $P^{к}_{n}$ обычно 6,6–7,2 км/с. В связи с малым интервалом прослеживания ее кинематические и динамические особенности недостаточно изучены.

Для средней части коры характерно большое число довольно выдержанных отражающих границ, ряд из которых в отдельных регионах является опорным. Наиболее устойчивые отраженные волны, по интенсивности иногда сравнимые с волнами от границы М, прослеживаются от границы K_2 со скоростями 6,8–7,0 км/с (Узбекистан, Предкавказье, Русская и Туранская плиты [38, 73, 106]). Отличаются они от отраженных волн $P^{м}_{отр}$ более низкими эффективными скоростями – 6,1–6,4 км/с.

М а н т и й н ы е в о л н ы. В настоящее время на территории СССР выполнен большой объем исследований ГСЗ с регистрацией волн на удалениях до 1500–2000 км. Это позволяет довольно полно охарактеризовать отраженные волны не только от границы М, но и от более глубоких частей мантии до глубин 100–150 км.

Отраженные волны от границы кора–мантия $P^{м}_{отр}$ образуют интенсивную, доминирующую группу с хорошо выраженной криволинейностью годографов (см. рис. 2, 3). Начинают они прослеживаться обычно с удалений 80–100 км при кажущейся скорости порядка 8–9 км/с и следятся до расстояний 250–300 км. Их кажущаяся скорость на больших удалениях 6,4–6,5 км/с, амплитуда уменьшается с расстоянием незначительно, но часто выделяется предельная точка. Малые асимптотические скорости группы $P^{м}_{отр}$ по сравнению со скоростями волны $P^{к}_{n}$ и значительная интенсивность на больших удалениях от источника могут свидетельствовать о наличии акустики у этой волны, и, следовательно, о существовании большего градиента скорости выше границы М [41].

В критической области группа $P^{м}_{отр}$ является обычно сложным интерференционным колебанием, состоящим из нескольких отдельных волн. Амплитуда этих волн

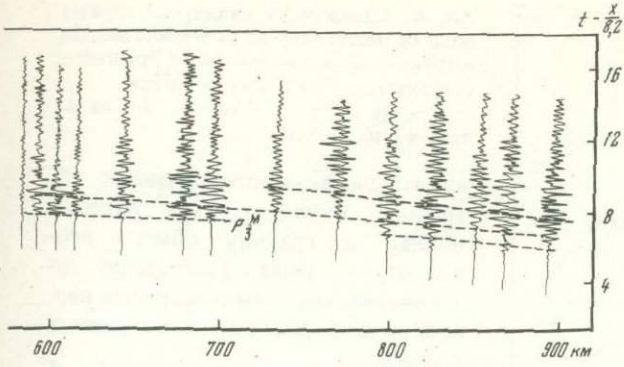


Рис. 5. Монтаж сейсмограмм по профилю Каратау – оз. Тенгиз, иллюстрирующий записи волн от границ внутри мантии

и всей группы в целом меняется с расстоянием очень резко и незакономерно, лишь иногда удается отметить достаточно четкий максимум в критической точке (см. рис. 3). Характерная особенность – значительная интенсивность волн этой группы в предкритической области, что трудно объяснить с позиций резкой границы М первого рода. Все эти особенности дали основание представлять границу М в виде сложно построенной тонкослоистой инверсионной пачки с вероятно нарастающей в целом скоростью с глубиной [17, 50, 51, 102, 177, 179].

Преломленные волны от мантии начинают прослеживаться как первые на удалениях 120–220 км; скорости их (для сглаженных годографов) выдерживаются при значительных перекрытиях в довольно узких пределах – 7,8–8,2 км/с; нагоняющие годографы приблизительно параллельны. При более детальном рассмотрении волновых групп в них отмечаются закономерные смены первых волн (рис. 5). На профилях, расположенных на Русской и Западно-Сибирской плитах, такие смены зафиксированы на расстояниях 300–400 и 700–800 км. На этих же удалениях наблюдаются относительное уменьшение кажущихся скоростей, иногда ослабление амплитуд (рис. 6), после чего регистрируются более интенсивные и более высокоскоростные волны. В некоторых случаях это сопровождается разрывом годографа и смещением его на большие времена.

Поперечные и обменные волны. Данные о поперечных волнах от взрывов весьма ограничены, так как работы по их регистрации проведены пока в очень небольшом объеме. Наиболее полно исследованы поля поперечных волн ГСЗ в Казахстане, где ряд профилей отработан полностью по непрерывной системе с трехкомпонентными сейсмоприемниками [117]. Небольшой объем подобных работ выполнен на Украине [99]. Новые данные о полях обменных и поперечных волн получены в последние годы на длинных профилях с большими взрывами.

Общие черты поля поперечных волн аналогичны: регистрируется большое число преломленных и отраженных волн от границ в коре и мантии, характер поля – штриховой, наиболее устойчивы первые волны группы $S_0^к$, $S^м$ и отражения от границы М – $S_{отр}^м$. Годографы $S_0^к$ почти прямолинейны, кажущиеся скорости –3,4–3,8 км/с. Соотношение времен и соответственно скоростей $S_{отр}^м/P_{отр}^м$ сохраняется обычно в пределах 1,68–1,71. Волны $S_{отр}^м$ обладают наибольшей амплитудной выразительностью, форма их записи, так же как и волн $P_{отр}^м$, сложная, многофазная.

По своим динамическим особенностям поперечные волны отличаются от продольных меньшими частотами. Как правило, их период примерно в 1,5 раза больше, чем у соответствующих продольных волн. Выявляются иногда определенные закономерности в изменении амплитуд продольных и поперечных волн при сложной блокировке фундамента. Для зон инверсии скоростей в коре надежных данных о поведении в них поперечных волн, к сожалению, пока не получено.

Обменные волны образуются на многих границах в земной коре и формируют довольно интенсивные колебания в интервале между первыми вступлениями продольных и поперечных волн (рис. 7, см. вкл.). Изучение отдельных волн в этом поле часто затруднено. Как правило, визуально удается выделить лишь первую волну, образовавшуюся на наиболее мелкой границе обмена. Однако установлен-

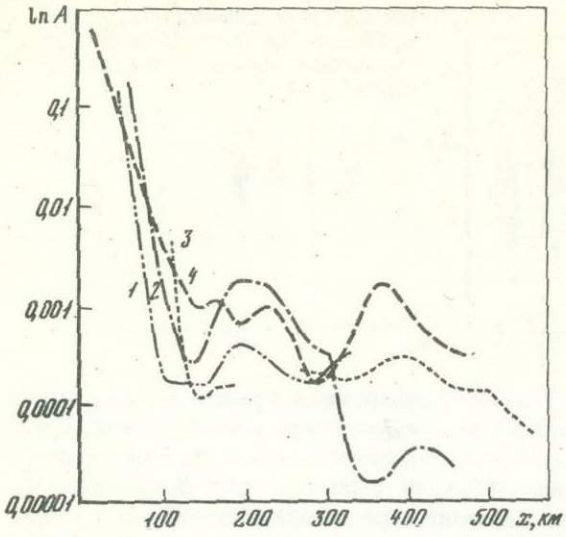


Рис. 6. Зависимость амплитуды первых волн от расстояния до источника для ПВ в точке пересечения профилей Уренгой – о. Шокальского и Воркута–Тикси

1 – на север; *2* – на юг; *3* – на запад; *4* – на восток

ная зависимость интенсивности обменных волн от угла падения волны на границу обмена позволяет, изменяя расстояние до источника, вывести в видимые первые вступления волны от разных границ.

На малых удалениях от источника анализ поля обменных волн затруднен интерференцией их с отраженными монотипными волнами. Более благоприятной областью для их изучения являются удаления 300–500 км, на которых за группой колебаний первых волн в течение 6–10 с не регистрируется обычно никаких продольных волн. Подобные же ситуации при существенно увеличенной (до 20–25 с) длине временно́го интервала, свободного от интенсивных продольных волн, имеют место при удалениях более 1000 км. В этом случае, как видно из рис. 7, выделяется несколько отдельных обменных волн, в частности волны от поверхности фундамента, границ в консолидированной коре и поверхности М [59, 107, 156].

Общая характеристика поля обменных волн в целом сводится к следующему: во всех регионах выделяется большое число волн от границ в коре и мантии, но они не являются протяженными, т.е. для обменных волн также характерен штриховой характер записи. Наиболее устойчивы волны от поверхности фундамента и границы М. Форма волны меняется на некоторых границах, свидетельствуя о существовании в коре не только положительных, но и отрицательных скачков скоростей.

Смещение между временами вступлений волн *SV* и *SH* для поверхности фундамента чаще всего близко к нулю; для волны PS^{M}, образовавшейся на поверхности Мохоровичича, оно достигает иногда 0,6 с. Это свидетельствует об анизотропии скоростей волн *S* в консолидированной коре. Спектральные характеристики обменных волн и породивших их продольных в большинстве случаев практически идентичны, максимум частотного спектра при больших взрывах соответствует 2–5 Гц. Амплитуды волн *PS* составляют от 0,1 до 0,9 от амплитуды волны *P*, наиболее часто встречающееся их соотношение 0,7.

Таким образом, поля продольных, поперечных и обменных волн характеризуют земную кору как сложную гетерогенную среду с большим числом границ разнообразной природы. Общий характер волновых полей позволяет сформулировать ряд общих положений о сейсмической модели коры и верхней мантии. Они уже не раз описывались в ряде обобщающих работ по ГСЗ [49, 68, 99, 140], и поэтому мы приводим ниже лишь краткое их перечисление.

1. Регистрация при ГСЗ большого числа отраженных, преломленных и обменных волн свидетельствует о значительной субгоризонтальной расслоенности коры, о существовании в ней сейсмических границ или слоев с разными скоростными свойствами. Расслоенность верхней мантии, особенно в области перехода ее к коре, также значительна. Менее четко она проявляется в волновом поле только из-за относительно малого вертикального градиента скорости.

2. Штриховой характер записи глубинных волн в ГСЗ свидетельствует о том, что границы в коре и верхней мантии большей частью непротяженные или крайне изменчивы по горизонтали.

3. Существование опорных волн в поле ГСЗ свидетельствует о наличии довольно устойчивых сейсмических границ. Главные из них – поверхности, отделяющие оса-

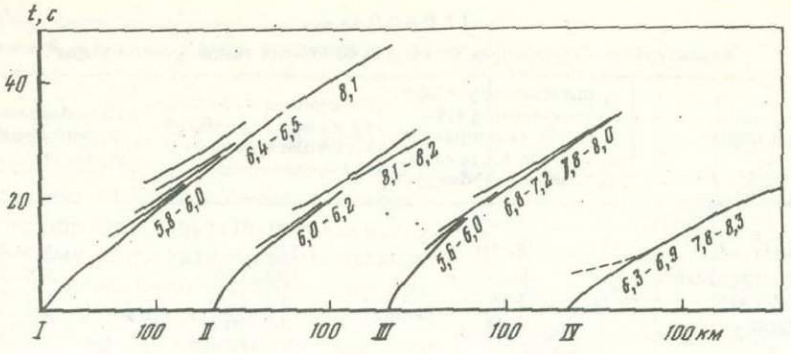


Рис. 8. Типы волновых полей для континентальной (*I*), субконтинентальной (*II*), субокеанической (*III*) и океанической (*IV*) коры

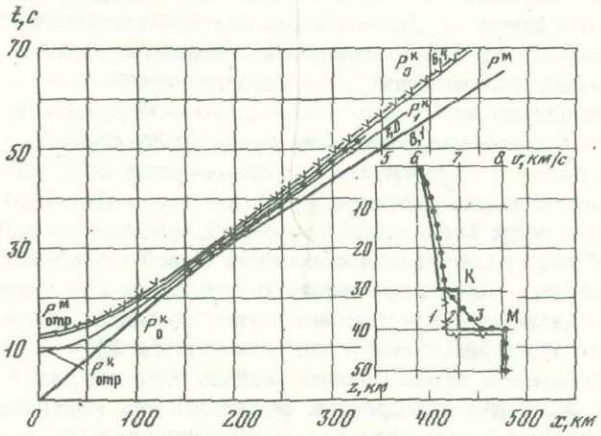


Рис. 9. Модели с выпадающими слоями в низах земной коры, эквивалентные годографу первых волн, и рассчитанные для них годографы последующих вступлений

дочный чехол от консолидированного фундамента и кору – от верхней мантии. Невозможность выделить какие-либо еще опорные волны в поле ГСЗ дает основание считать, что глобальной границы Конрада в коре не существует.

4. Сейсмические границы в коре имеют различную природу: иногда они являются, по-видимому, резкими границами первого рода и образуют четкие обменные и отраженные волны, иногда – переходными зонами или тонкослоистыми пачками, формирующими сложные группы отраженных и преломленных волн.

5. Сходство общих кинематических характеристик основных волн в континентальных регионах свидетельствует о существовании ряда типовых моделей коры, которые могут быть охарактеризованы параметрами этих волн. Такая типизация или классификация моделей по волновым полям, очевидно, наиболее объективна, и поэтому мы остановимся на ней особо.

Типы волновых полей. Классификация волновых полей возможна по различным характеристикам, например по временам прихода опорных волн, форме годографов этих волн или взаимному их расположению, степени штриховатости поля. Выбор тех или иных характеристик для классификации определяется их информативностью относительно поставленной задачи. Для обобщения материалов ГСЗ большой интерес представляет классификация, которая позволяет однозначно приписать тот или иной тип поля определенному классу геоструктур. Это возможно, например, для структур, существенно различающихся по мощности коры. В основу такой классификации могут быть положены времена прихода волн от границы М.

По таким признакам в работе [68] было предложено различать четыре основных типа коры: континентальный, океанический, субконтинентальный и субокеанический.

Таблица 2

Характеристика волновых полей для основных типов земной коры

Тип коры	t_0 преломленных волн со скоростями 7,8–8,2 км/с (с поправкой за осадки, а для океана – за его глубину), с	Расстояние от источника до выхода мантийных волн в первые вступления, км	Преобладающие скорости коровых волн, км/с
Континентальный	8–10	180–220	5,8–6,4
Субконтинентальный	6–8	100–180	5,8–6,4
Субокеанический	4–6	50–120	6,4–7,2
Океанический	2–4	30–50	6,5–7,2

Данная работа посвящена континентальной коре, поэтому подобная классификация полей для нее слишком общая. Но для определения понятий континентальной коры и встречающихся внутри континентов субокеанического и субконтинентального типов есть смысл дать им краткую характеристику.

Признаки континентальной коры – большая ее мощность и относительно небольшие скорости в консолидированной ее части (преобладание скоростей, характерных для кислых пород, – 5,8–6,4 км/с). Океаническая кора тонкая и высокоскоростная (в ней преобладают скорости более 6,5 км/с). По этим определениям к субконтинентальной коре есть смысл относить низкоскоростную кору с промежуточной между континентальной и океанической корой мощностью, а к субокеанической – высокоскоростную кору также с промежуточной мощностью. Соответственно можно выделить четыре основных типа волновых полей, различающихся кинематическими характеристиками главных волн (табл. 2).

В качестве примеров волновых полей разных типов на рис. 8 приведены годографы основных волн для конкретных регионов: для континентального типа – годографы, полученные в пределах Русской плиты, для субконтинентального – годографы севера Западной Европы, для субокеанического – годографы Прикаспийской впадины, для океанического – типовой годограф океанического плато Тихого океана.

Более дробное деление полей на подтипы внутри каждого выделенного класса возможно по форме годографов основных волн. Последние дают возможность охарактеризовать общий вид скоростной функции и тем самым определить ее тип. С методической точки зрения представляет интерес выделение таких видов скоростных функций, которые позволяют получить однозначное решение задачи при определенном наборе данных о волновом поле. Основа для такой классификации изложена в работе [99]. В ней все модели делятся на три типа: нормальные, с выпадающим слоем и с зоной инверсии скоростей. Каждому из этих типов моделей соответствует определенная форма годографов основных волн.

1. Нормальные модели характеризуются непрерывным монотонным (без резких изломов) годографом первых волн, кажущиеся скорости которых постепенно возрастают при удалении от источника. Непременное условие – регистрация в первых вступлениях преломленных волн от каждого слоя. К типу нормальных моделей относятся функции $v(z)$, скорость в которых монотонно возрастает с глубиной с неувеличивающимся вертикальным градиентом. Такими моделями могут быть описаны и слоистые среды, если преломленные волны от каждого слоя выходят в первые вступления, т.е. если мощности слоев и разница в их скоростях позволяют аппроксимировать первые волны кривой с плавным изменением кажущейся скорости (рис. 4,*б*).

На практике волновые поля, годографы первых волн для которых не имеют резких изломов, наблюдаются очень редко. Они встречены в районах глубоких впадин (см. рис. 8, III), где присутствует осадочный чехол с полным набором скоростей от 2,0 до 6,0 км/с, небольшой по мощности слой со скоростями 6,0–6,4 км/с и

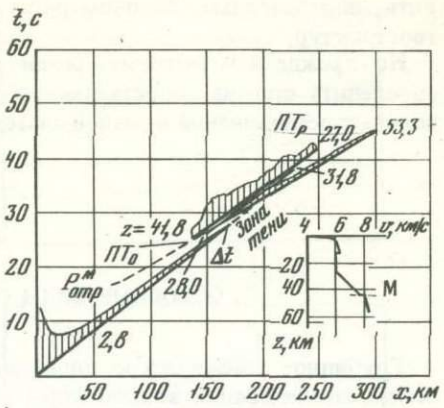


Рис. 10. Годографы и амплитудные графики для модели земной коры со слоем пониженной скорости

близко подходящий к поверхности фунтамента слой с большими скоростями – 6,7–7,5 км/с. Для нормальных моделей возможно однозначное решение обратной задачи по первым вступлениям, поэтому они и названы нормальными.

2. Модель с выпадающим слоем характеризуется полем с непрерывным годографом первых волн, но с резким их изломом (рис. 9). Это связано с тем, что волны от выпадающего слоя не успевают выйти в первые вступления, их обгоняют волны от более глубоких и высокоскоростных слоев, в результате чего и наблюдается резкий излом годографа. Модель с выпадающим слоем можно аппроксимировать и скоростной кривой с увеличивающимся с глубиной градиентом. Как следует из самого названия, первые вступления не могут однозначно определить модель с выпадающим слоем. Решение обратной задачи возможно в этом случае с использованием последующих волн (преломленных или отраженных).

Волновые поля с резким изломом годографов первых волн типичны для ГСЗ. Обычно наблюдается два основных излома: от скоростей 3,5–4,5 до 5,8–6,2 км/с, что соответствует переходу от осадочного чехла к поверхности фундамента, и от скоростей 6,4–6,6 до 7,8–8,2 км/с, соответствующих смене волн от коры и мантии. Выпадающими слоями в этом случае являются нижняя часть осадочного чехла со скоростями около 5,0 км/с и нижняя часть коры со скоростями порядка 7,0 км/с. В осадочном чехле породы с такими скоростями могут отсутствовать (например в районах молодых плит), но породы со скоростями более 6,7–6,8 км/с в низах коры чаще всего составляют довольно толстые слои.

3. Модель с зоной инверсии скоростей характеризуется разрывом годографов первых волн или "зоной тени" по их амплитудным графикам (рис. 10). Они также часто встречаются в ГСЗ. На континентах отмечаются затухание первых волн со скоростями 6,4–6,6 км/с на удалениях 80–100 км и слабые первые волны от мантии на удалениях до 250 км и затем в интервале 300–500 км (см. рис. 3, 5, 6). Это свидетельствует о наличии зон инверсии в средней части коры и в мантии.

Нужно отметить, что зоны инверсии скоростей не всегда сопровождаются разрывом первых волн. Последние могут быть замаскированы интенсивными отраженными волнами и волнами дифракции или располагаться в последующих вступлениях. Поэтому часто признаком волнового поля, соответствующего модели с зоной инверсии, являются параллельность последующих волн первым или слабое их сближение (см. рис. 4,*в*).

Для случая модели с зоной инверсии скорости однозначное решение обратной сейсмической задачи невозможно в кинематическом варианте без использования последующих волн; всегда можно подобрать серию моделей с одинаковой "интенсивностью инверсии" (величина, пропорциональная произведению мощности зоны инверсии на изменение скорости в ней), которые создают одинаковую систему годографов. Необходимы решения динамической задачи с использованием синтетических сейсмограмм, которые позволяют учесть не только амплитудные особенности волн, но и их частоты и форму записи или четкие отражения от кровли и подошвы зоны [98, 164, 181].

Таковы общая характеристика волновых полей ГСЗ и вытекающие из нее общие свойства коры и верхней мантии. Представляет теперь интерес установить различие в полях для различных регионов Земли или типов геоструктур и попытаться оценить, с какими особенностями коры и мантии этих структур связаны подобные различия. При этом наиболее важно не просто выявить различия в волновых полях, а устано-

вить определенные закономерности в их распределении для известных типов геоструктур.

Но прежде чем выяснить различия или сходства волновых полей, необходимо определить степень сопоставимости материалов, полученных при разной методике полевых исследований и разной системе их обработки.

Глава 3

ОСНОВНЫЕ ВИДЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Глубинное сейсмическое зондирование включает в себя различные виды сейсмических исследований земной коры и верхов мантии, использующих разнообразные системы наблюдений, типы сейсмических волн, виды аппаратуры и технические приемы обработки записи. Наиболее часто применяются системы наблюдений, рассчитанные на регистрацию полного поля продольных колебаний как вблизи от источника, так и на больших удалениях от него.

Это — непрерывное профилирование с большим числом пунктов взрыва, образующих систему встречных и нагоняющих годографов продольных преломленных и отраженных волн. Иногда используется и регистрация волнового поля с трехкомпонентными сейсмоприемниками. В этом случае система наблюдений рассчитана на оптимальные условия регистрации всех видов сейсмических волн: продольных, поперечных, обменных.

В труднодоступных регионах используются специальные, более простые системы наблюдений: уменьшается число пунктов взрыва, увеличивается расстояние между регистрирующими станциями или уменьшается число их компонент, сокращается длина годографов или области регистрации волнового поля, прослеживается не все поле, а лишь определенного типа волны и т.д. Последнее вносит существенное изменение и в систему обработки подобных материалов.

В этой главе мы не ставим задачи описать все виды используемых в ГСЗ полевых исследований. Нам представляется необходимым показать лишь, какие различия в сейсмических моделях земной коры могут возникнуть из-за разной методики полевого эксперимента.

Такой анализ необходим для того, чтобы понять, почему сейсмические разрезы, приведенные для разных районов, различаются своим внешним видом, набором сейсмических параметров, количеством сейсмических границ, их характеристикой.

С точки зрения окончательного результата, т.е. характера получаемых сейсмических разрезов и типовых моделей, все модификации ГСЗ, приведенные в этой книге, можно разделить на три основные группы: непрерывное или кусочно-непрерывное профилирование, точечные (дифференциальные) зондирования и профильные наблюдения монотипных и обменных волн от больших взрывов.

Непрерывное и кусочно-непрерывное профилирование. Это традиционная, хорошо разработанная и широко применяемая в СССР система наблюдений. Она обеспечивает регистрацию всего волнового поля, начиная от источника и до удалений, необходимых для прослеживания преломленных волн от мантии (рис. 11), в среднем до расстояний 250–400 км. Непрерывное профилирование обеспечивает фазовую корреляцию волн.

Кусочно-непрерывное (а также точечное) профилирование отличается от непрерывного существенно большими расстояниями между группами регистрирующих станций или отдельными станциями, что нарушает непрерывность корреляции волн. Эта система наблюдений используется в СССР главным образом при морских работах. Особенно большое развитие она получила за рубежом и используется там как при морских, так и при сухопутных исследованиях [166]. Расстояние между трассами при точечном профилировании обычно 2–10 км, в то время как для непрерывной корреляции волн при частотах 10 Гц необходимы расстояния порядка 200 м.

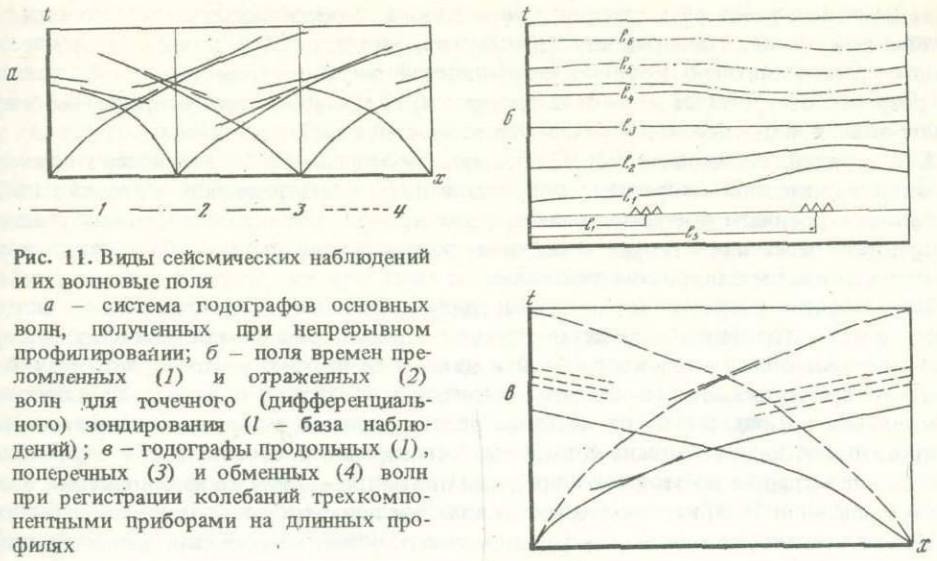


Рис. 11. Виды сейсмических наблюдений и их волновые поля

а – система годографов основных волн, полученных при непрерывном профилировании; *б* – поля времен преломленных (*1*) и отраженных (*2*) волн для точечного (дифференциального) зондирования (*l* – база наблюдений); *в* – годографы продольных (*1*), поперечных (*3*) и обменных (*4*) волн при регистрации колебаний трехкомпонентными приборами на длинных профилях

Точечное профилирование не дает возможности проследить на сейсмограммах все волны, и поэтому полученные по нему сейсмические разрезы отличаются меньшей информативностью по сравнению с непрерывным профилированием, т.е. меньшим числом выделяемых границ, общей сглаженностью их рельефа и форм скоростных неоднородностей.

В остальном непрерывное и точечное профилирования мало различаются между собой, особенно по методам обработки получаемых полей, и поэтому мы их объединяем в одну группу.

Точечное (дифференциальное) зондирование. Этот метод как специальная модификация ГСЗ разработан коллективом новосибирских геофизиков под руководством Н.Н. Пузырева (С.В. Крылов, Б.П. Мишенькин и др. [115]) для относительно малодетальных исследований прежде всего в труднодоступной местности. Он предусматривает регистрацию основных компонент волнового поля на определенных удалениях от источника, наиболее благоприятных для их прослеживания, и этим принципиально отличается от точечного профилирования. Пункты взрыва и приемники передвигают одновременно вдоль маршрута или по площади (см. рис. 11,*б*) с заданным шагом (обычно 10–20 км), сохраняя между ними примерно одинаковое (оптимальное) расстояние (базу зондирования – *l*).

В результате регистрируются только те волны, которые подходят к дневной поверхности на этих удалениях. Так, для прослеживания волн от поверхности фундамента в первых вступлениях при мощности осадков 2–5 км наиболее благоприятны удаления 30–60 км (условия Сибирской платформы), для отраженных волн от границы М в условиях нормальной толщины (40 км) коры – 100–200 км, для преломленной волны границы М – 200–230 км.

Малая изменчивость оптимально выбранных расстояний источник–приемник позволяет достаточно надежно осуществлять дискретную корреляцию волн от регионально выдержанных границ. В отличие от непрерывного профилирования волновые поля при точечных (дифференциальных) зондированиях представляются не в виде протяженных или кусочных годографов разных типов, а в виде специальных полей времен для опорных волн (см. рис. 11,*б*). Эти поля отражают изменение времени прихода данной волны вдоль профиля или по площади при нескольких фиксированных базах (l = const) и позволяют определять тип регистрируемых волн, геометрию соответствующих границ и скорости в среде.

Результаты работ по такой методике приведены ниже (см. рис. 1). При сопоставлении их с материалом непрерывного профилирования следует иметь в виду, что сама методика полевого эксперимента была направлена на выполнение сравнительно

малодетальных работ рекогносцировочного этапа с прослеживанием только наиболее устойчивых границ (поверхность фундамента, границы М и одна-две – в коре) и выявлением достаточно крупных особенностей распределения скоростей, поэтому на разрезах отсутствуют короткие площадки, характерные для непрерывного профилирования, и данные об изменчивости скоростей между границами.

Более детальная характеристика скоростной модели коры, например выделение слоев с пониженной скоростью, получается для рассматриваемой методики по детально построенным временным полям, для чего на наиболее интересных участках сокращают расстояния между соседними зондированиями, а их базы изменяют с требуемым шагом в широком диапазоне.

При оценке результатов методики дифференциальных зондирований следует иметь в виду, что меньшая ее детальность по определению скоростной модели коры соответствует обычно только средней и нижней ее частям, волны от которых чаще всего не прослеживаются в первых вступлениях. Детальность же исследования преломляющих границ, волны от которых регистрируются в первых вступлениях, или границ, от которых возможна совместная регистрация преломленных и отраженных волн, – не меньшая по этой методике, чем при непрерывном профилировании. Такими границами в ГСЗ, как отмечалось, являются поверхности фундамента и мантии.

Использование методики дифференциальных зондирований для изучения штриховых полей и внутренних прерывистых границ в коре требует размещения на местности большого числа источников колебаний, что не всегда экономически оправдано.

Профильные наблюдения монотипных и обменных волн при больших взрывах. Эта методика по характеру полевых наблюдений в принципе не отличается от точечного профилирования с трехкомпонентными приемниками (см. рис. 11,*в*). Специфической особенностью является использование больших взрывов и удлиненных (до 1000–2000 км) годографов при относительно редкой системе нагонений. Наибольшей информативностью обладают монотипные отраженные и преломленные волны от мантии и обменные волны от границ внутри коры. Последние регистрируются наиболее надежно на удалениях более 600–800 км от источника и поэтому приобретают ведущую роль в волновых полях при больших взрывах.

При такой методике в СССР отработано несколько длинных профилей (см. рис. 1). По ним получена наиболее полная информация о внутреннем строении мантии, о соотношении скоростей продольных и поперечных волн, о поглощающих свойствах мантии и т.д. Внутреннее строение коры изучено в основном по обменным волнам, и поэтому надежность результативных материалов по коре по этой методике следует каждый раз оценивать специально. Связано это с тем, что метод обменных волн не является самостоятельным методом, т.е. он не включает в себя всю информацию о волновом поле, необходимую для построения разреза. При помощи обменных волн прослеживаются отдельные границы обмена, но для их построения необходимо знать скоростной разрез среды. Для определения последнего требуются обычные данные ГСЗ, т.е. поля монотипных волн. Отсюда – надежность результативных материалов метода обменных волн во многом зависит от объема имеющихся на изучаемой площади данных о монотипных волнах, т.е. она во многом зависит от густоты расположения пунктов взрыва.

Данные о монотипных волнах позволяют также контролировать правильность корреляции на разрезе границ обмена, что является наиболее трудным моментом интерпретации материалов обменных волн (см. рис. 7). Четкие критерии для объединения в одну границу разрозненных элементов обмена пока не выработаны, так же как не выработаны критерии объединения в единую границу отдельных отражающих площадок при штриховых полях ГСЗ. Правда, важным элементом при отождествлении границ обмена могут быть динамические особенности волн, анализ формы вступления волны, разный для отрицательных и положительных скачков скорости.

В остальном прослеживание границ обмена в коре без использования данных продольных волн весьма условно. Эти замечания относятся и к обменным волнам от землетрясений [59, 107, 156].

При обработке материалов обменных волн от взрывов есть возможность правильно сочетать информативность каждого класса волн и на основе их комплексной интерпретации получать достоверно сейсмические модели земной коры и верхней мантии. Оптимальной системой наблюдений для этого считается система из серии больших взрывов, расположенных друг от друга на расстоянии около 1000 км и с длиной годографов до 2000 км, дополненных системой обычных взрывов с длиной годографа 250–300 км и таким же расстоянием между ними. Тогда волновое поле от больших взрывов дает информацию о продольных и поперечных волнах от мантии, поле обменных волн – о границах обмена в коре и мантии, а небольшие взрывы позволяют определить скоростную модель коры и уточнить корреляцию обменных волн. Получаемые при этом сейсмические модели коры несколько отличаются от обычных разрезов ГСЗ малым числом отражающих и преломляющих границ и наличием границ обмена. По мантии эти разрезы легко сопоставимы.

Таким образом, как следует из приведенного выше краткого описания, методы полевых исследований вносят определенные особенности в методику обработки сейсмического материала и форму представления результативных моделей. Это необходимо принимать во внимание при обобщении данных ГСЗ и сравнении разрезов земной коры в разных регионах. Следует также иметь в виду, что и при одинаковом исходном материале различными авторами могут быть получены разные сейсмические разрезы, если для их построения используются разные предпосылки о строении среды и разные методы обработки волновых полей. Особенно заметны эти различия при сопоставлении старых разрезов ГСЗ, построенных много лет назад, и современных, так как развитие метода за последние 20 лет привело к существенным изменениям в представлениях о модели коры, природе регистрируемых волн и скоростных неоднородностей в коре. Для того чтобы понять эти различия и иметь возможность сопоставлять материалы, представленные в данной монографии, с разрезами ГСЗ прошлых лет, ниже приведена сравнительная характеристика различных направлений в методике обработки и интерпретации данных непрерывного профилирования, которые были широко развиты в прошлые годы. Сделана попытка оценить характер погрешностей старых разрезов ГСЗ и отделить устойчиво определяемые любым методом параметры коры от неустойчивых.

Глава 4

ОСОБЕННОСТИ РАЗНЫХ ПОДХОДОВ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ НЕПРЕРЫВНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Процесс интерпретации данных ГСЗ состоит из трех главных этапов: 1) анализ наблюдаемого поля колебаний, корреляция регулярных компонент этого поля, выделение устойчивых и доминирующих волн; 2) определение природы регулярных волн и выбор интерпретационной модели; 3) решение обратных сейсмических задач и построение разреза.

Методические основы анализа волновых полей и корреляции регулярных волн применительно к сложным полям КМПВ и ГСЗ были детально разработаны в СССР еще в 40–50-е годы. Наиболее полно они освещены в работах П.С. Вейцман, А.М. Епинатьевой, И.П. Косминской [27, 36, 68] и не потеряли своей актуальности до настоящего времени.

Наибольшие изменения произошли в подходах к интерпретации волновых полей, касающихся второго этапа обработки данных – определения природы волн и выбора интерпретационной модели. В 50–60-е годы основной моделью являлась однородно-слоистая и, следовательно, главными интерпретируемыми волнами были отраженные и головные[1]. С середины 60-х годов в ГСЗ рассматривается более широкий

[1] Градиентные модели также уже использовались в эти годы, например в Казахстане [42, 68], но доминировали однородно-слоистые. (*Прим. ред.*)

класс моделей и особое место занимают градиентно-слоистые среды и все виды образующихся в них волн. Разнообразие используемых интерпретационных моделей во многом определяет и создавшееся разнообразие подходов к интерпретации материалов ГСЗ. Рассмотрим основные из них.

Обработка волновых полей ГСЗ на основе метода головных волн. В начале 50-х годов на основании большого опыта работ методом преломленных волн [36] и физического моделирования волновых полей на твердо-жидких моделях существовало мнение, что главную роль в формировании волновых полей на больших удалениях от источника должны играть преломленные "скользящие" волны типа головных. И действительно, первые же работы по ГСЗ показали существование групп протяженных волн с прямолинейными и почти параллельными годографами, которые по своим кинематическим свойствам соответствовали головным волнам [42]. Правда, очень скоро было установлено, что от границы М регистрируются также интенсивные отраженные волны, природа которых надежно определялась по ряду кинематических и динамических признаков [5, 106]. Однако основную роль в формировании поля ГСЗ было принято отводить головным волнам. Создавались специальные системы наблюдений, позволяющие осуществлять непрерывное прослеживание волн от ряда границ в коре.

Методика полевых исследований и обработка материалов методом головных волн были детально разработаны в конце 40-х годов Г.А. Гамбурцевым, Ю.В. Ризниченко, И.С. Берзон, А.М. Епинатьевой, И.П. Косминской, И.П. Пасечником, Е.В. Карусом. Их книга по корреляционному методу преломленных волн [36] до сих пор является классическим изложением этого метода. Именно в таком виде он применяется многими исследователями до настоящего времени при работах КМПВ для изучения фундамента и ГСЗ для обработки прямолинейных годографов. Процесс этот состоит из трех основных операций.

1. Выделяется система встречных и нагоняющих годографов головных волн от отдельных преломляющих границ с разной граничной скоростью. Отождествление их проводится по параллельности нагоняющих годографов и увязке их во взаимных точках.

2. По системе выделенных волн составляются сводные и разностные годографы, по которым определяются граничные скорости и строятся границы.

3. Построение границ проводится последовательно сверху вниз методом полей времен. Скоростная модель до первой границы, чаще всего до фундамента, задается по данным сейсмокаротажа; далее используются средние скорости, определенные по этим же годографам, и отстраиваются все остальные границы.

Такая методика обработки применялась в ГСЗ для построения не только преломляющих границ, волны от которых уверенно прослеживались по профилю по правилам фазовой или волновой корреляции, но и для волн, выделенных в виде прерывистых групп осей синфазности с близкими кажущимися скоростями. Выше отмечалось, что волновая корреляция возможна в ГСЗ лишь для двух волн: от поверхности фундамента и границы М; всем промежуточным границам соответствуют прерывистые годографы. Объединение их в групповые, которое всегда проводилось с позиций горизонтально-слоистой модели, приводило к построению внутри коры нескольких квазигоризонтальных преломляющих поверхностей. Скоростная характеристика разреза изучалась на основе граничных скоростей. Примером таких построений могут служить рис. 70, 111, 125 в книге [32] и рис. 12,*а,б*.

На основании этих разрезов создалось впечатление, что земная кора состоит из серии толстых однородных слоев, разделенных границами первого рода, и скорость в них постепенно увеличивается с глубиной. Рельеф границ представлялся довольно спокойным.

Описанный подход к интерпретации был поколеблен в 60-е годы в связи с работами школы Г.И. Петрашеня по динамической теории распространения сейсмических волн. В них было показано, что интенсивность головных волн от границ толстых слоев на порядок ниже интенсивности отраженных и рефрагированных волн и, следовательно, они не могут играть существенной роли в формировании волновых полей ГСЗ.

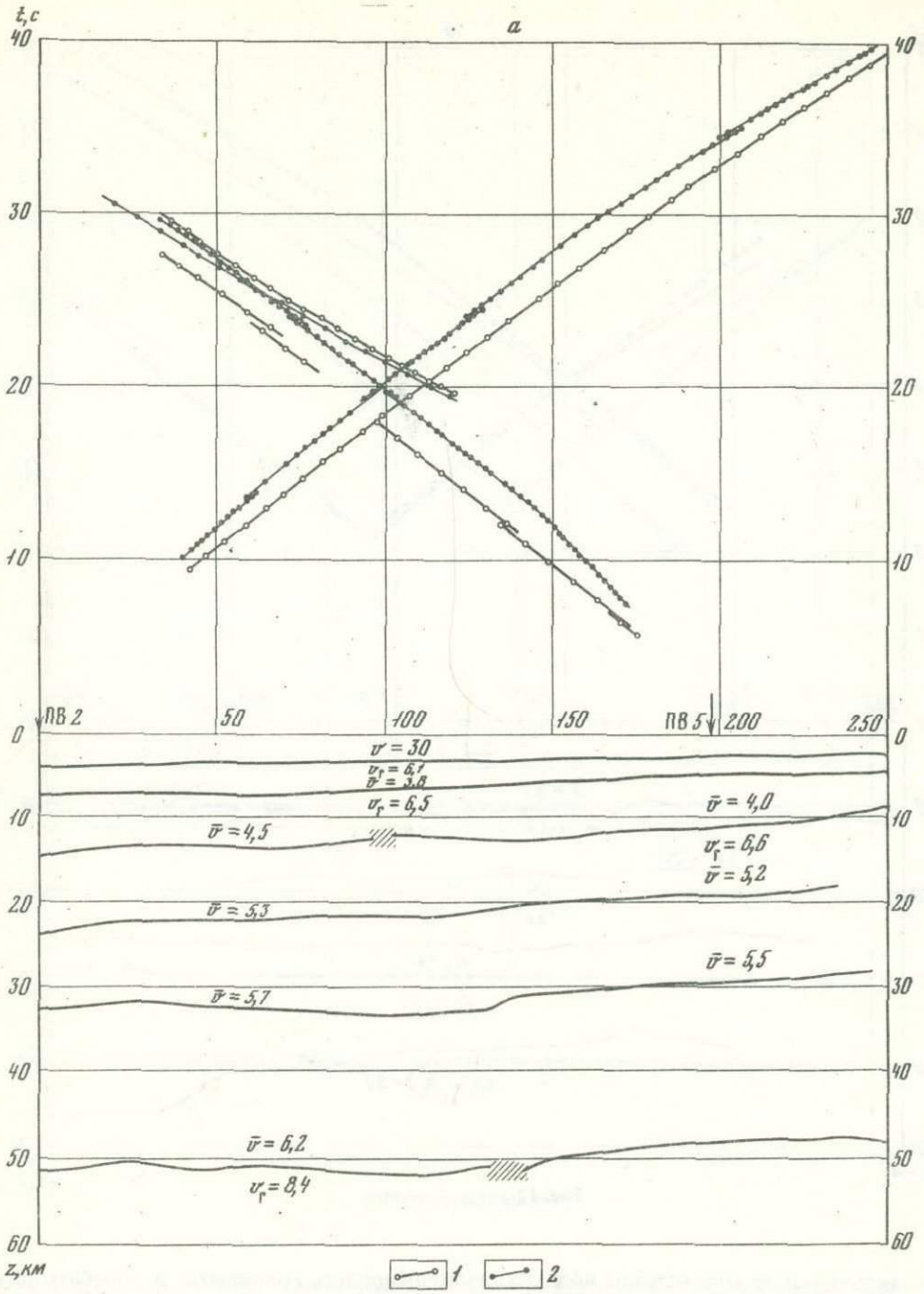


Рис. 12. Сейсмические разрезы и рассчитанные для них годографы (*1*) в сопоставлении с наблюдениями (*2*) для профиля Теджен– Карабекаул, по И.С. Вольвовскому (*а*), К.Е. Фоменко (*б*), Ю.Г. Юрову, Г.Б. Хазановой (*в*)

Рассмотрение экспериментальных материалов по ГСЗ и КМПВ с позиций динамической теории подтвердило основные ее положения. Было показано, что волны в первых вступлениях являются в основном рефрагированными, в последующих – отраженными [1, 5, 66, 68, 95, 99]. Отсюда возник вопрос, насколько существенными могут быть ошибки в результативных материалах, если рефрагированные

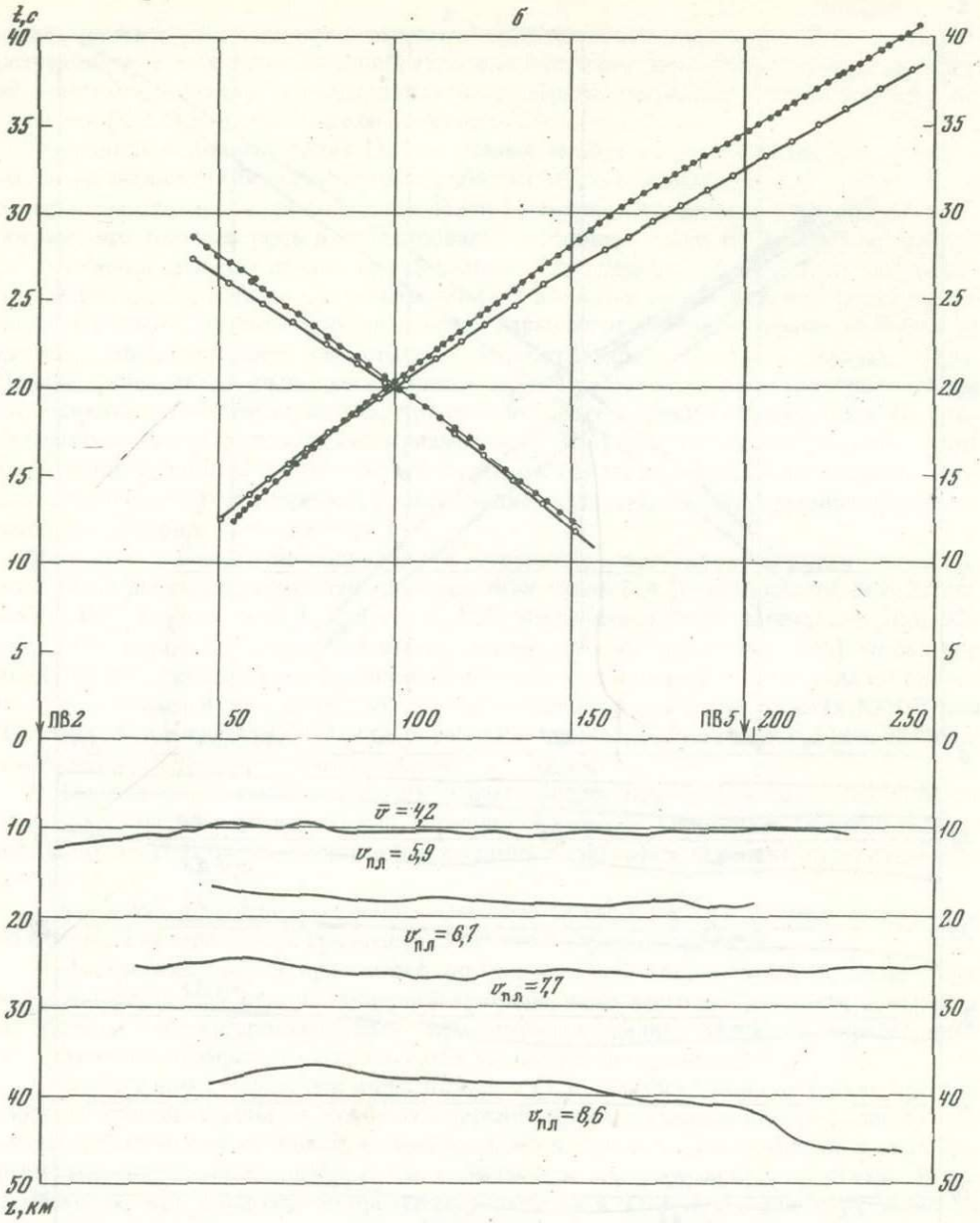


Рис. 12 (продолжение)

и закритические отраженные волны аппроксимировать головными и обрабатывать их описанным выше классическим методом.

Исследование этого вопроса на ряде практических примеров и путем теоретических расчетов дает основание сделать следующие основные выводы.

Различия между рефрагированными и головными волнами, связанные с проникканием последних в среду, мало сказываются на точности построений и могут быть легко учтены путем введения специальных поправок или использования участков годографов, близких к критической точке [1].

Значительные ошибки возможны в тех случаях, когда преломляющая поверхность криволинейна или имеет ступени. При построениях методом головных волн предполагается, что головная волна распространяется вдоль границы, огибая все ее неровности. Фактически она распространяется по кратчайшему пути, срезая зна-

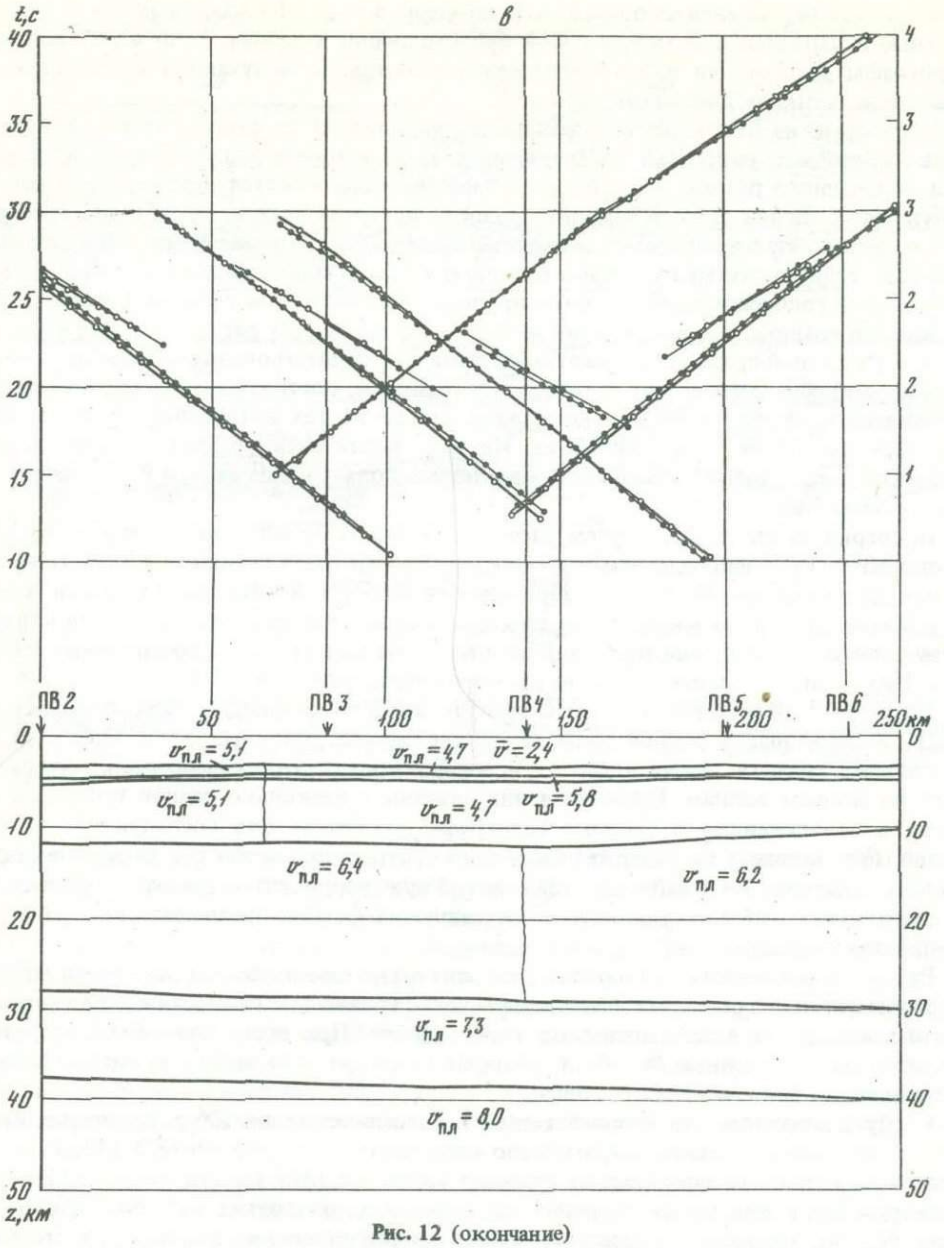


Рис. 12 (окончание)

чительные участки пути вдоль границы. Интерпретация в предположении, что это головная волна, приводит к занижению амплитуд поднятий по преломляющей границе и к завышению граничных скоростей вдоль нее.

Гораздо более опасным источником ошибок является попытка выделения квазиголовных волн по штриховым годографам последующих вступлений с объединением их в протяженные сводные годографы. При малой разнице в скоростях, что типично для всех промежуточных границ в консолидированной коре, бывает трудно определить принадлежность отдельных коротких фаз к той или иной границе и отделить преломленные волны от отраженных. Естественно, что при объединении в протяженные сводные годографы волн от разных границ и волн разной природы могут быть получены ложные преломляющие поверхности. Практика показала, что в сводные годографы чаще всего объединяются волны со сходными временами

прихода и кажущимися скоростями и поэтому всегда получаются почти горизонтальные и параллельные между собой преломляющие границы. Если же в сводные годографы включаются и докритические отражения, то получаются и завышенные граничные скорости вдоль границ.

Некоторые из отмеченных погрешностей могут быть выявлены путем сопоставления граничных скоростей со средними в коре и путем решения прямой задачи для полученного разреза. Некоторым исследователям кажется невероятным, как в результате решения прямой задачи по разрезу, построенному методом полей времен, могут быть получены невязки между наблюденными и расчетными годографами. Конечно, если рассчитывать только головные волны и сопоставлять их только с теми элементами годографов, по которым проводилось построение с учетом преломления на каждой границе, то расхождений не будет. Но по разрезу рассчитываются все возможные в данной среде волны на всем интервале их существования и сопоставляются со всем наблюденным полем. В результате границам, построенным по последующим вступлениям, часто соответствуют первые волны на тех интервалах профиля, где они фактически не прослеживаются. Иногда сейсмический разрез создаёт такие типы волн, которые не выделяются в волновых полях, и тем самым не согласуется с волновым полем.

Проверка разрезов ГСЗ путем расчета для них теоретических годографов и сопоставление их с наблюденными в большом объеме были выполнены Н.И. Павленковой для Украины [99] и Ю.Г. Юровым для Кавказа, Казахстана и Средней Азии. Результаты этих расчетов почти не публиковались, хотя их анализ позволил понять суть многих расхождений данных ГСЗ с материалами других геофизических методов. Ниже приводятся некоторые из примеров таких расчетов.

На рис. 12,*а,б* приведены разрезы земной коры по профилю Теджен–Карабекаул [32], построенные в ранние годы на основе метода головных волн. Оба разреза составлены методом полей времен с использованием средних скоростей, вычисленных по первым волнам. Различия в них связаны с несколько разной корреляцией волн, с объединением в сводные годографы различных фаз последующих вступлений. Оба варианта не содержат каких-либо грубых просчетов или нарушений правил корреляции. Их различия отражают общую неоднозначность этой процедуры и связанную с ней низкую точность определения формы преломляющих границ и граничных скоростей.

Расчет теоретических годографов для этих разрезов, в которых скорости между преломляющими границами были приравнены граничным скоростям, показали их несогласованность с наблюденными годографами. При этом для обоих разрезов характерны завышенные скорости, которые приводят к меньшим временам вступления первых волн, чем наблюденные.

Следует отметить, что несоответствие в сейсмических моделях граничных скоростей пластовым (см. рис. 12,*а*) часто отмечалось в работах по ГСЗ [42, 43, 68], правда, не всегда показывалось на разрезах (в работе [32] только на рис. 111 отмечена разница в пластовых и граничных скоростях, на других разрезах, например рис. 99, 100, это можно установить только из сопоставления граничных и средних скоростей). Наблюдаемые расхождения многие исследователи склонны были объяснить тем, что граничные скорости отражают скорости распространения сейсмических волн вдоль тонких слоев [60] и поэтому их не следует отождествлять с пластовыми скоростями во всем слое до следующей границы. Однако в тех случаях, когда граничные скорости определялись по первым волнам, не было отмечено их несоответствие пластовым скоростям. Все расхождения начинаются там, где они вычислены по последующим волнам. Это связано, по всей видимости, с тем, что в обработку по методу головных волн включались докритические отражения и, следовательно, полученные граничные скорости не отражают свойств преломляющих границ.

Сопоставление между собой разрезов ГСЗ, подобных разрезам рис. 12,*а,б,* привело многих исследователей к убеждению о низкой разрешающей способности метода, его слабой информативности. Действительно, что можно сказать определенно о структуре земной коры на основе этих разрезов? Только то, что скорость нарастает с глубиной, что существует субгоризонтальная расслоенность коры. О числе слоев,

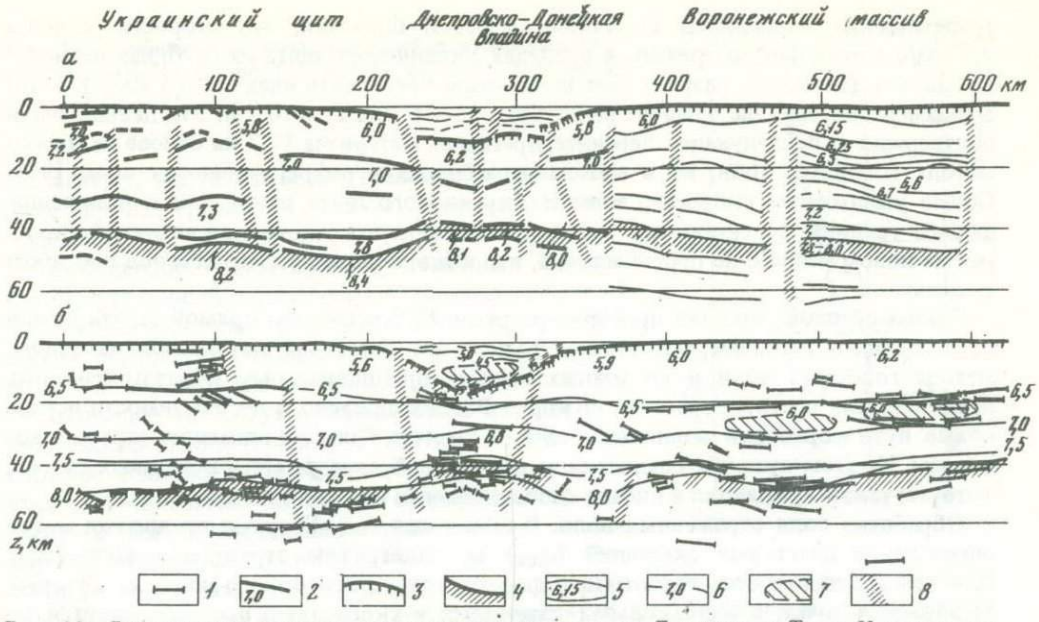


Рис. 13. Сейсмические разрезы по профилям Шевченково–Близнецы и Тума–Кинешма, по Н.И. Павленковой, Т.В. Смелянской, 1966 г. (ПК 0–360), С.С. Чамо, 1967 г. (ПК 360–600) (*а*), Н.И. Павленковой, Т.В. Смелянской, 1968 г. (*б*)

1 – отражающие площадки; *2* – преломляющие границы с соответствующей $v_г$, км/с; *3* – поверхность фундамента; *4* – граница М; *5* – условные границы, построенные по фантом-годографам, и пластовые скорости между ними $v_{пл}$, км/с; *6* – изолинии скоростей, км/с; *7* – слои с пониженными скоростями; *8* – зоны разломов

форме границ, величинах скоростей в коре и мантии, даже о мощности коры сказать что-либо уверенно по этим разрезам трудно. Но было бы неправильным на основе такого сопоставления делать общие негативные выводы о возможностях метода ГСЗ в целом. Они отражают лишь неопределенность в обработке последующих волн ГСЗ методами, разработанными для головных волн. Если применять эти методы лишь для протяженных ветвей первых вступлений (например, волн $P_0^к$ и $P^м$), а последующие вступления обрабатывать как отраженные волны, то удается избежать внутреннего рассогласования данных. Пример такой обработки для профиля Теджен–Карабекаул приведен на рис. 12,*в*. Он хорошо согласуется со всем полем наблюденных годографов при точности определения скоростных параметров ±0,1 км/с. Это удалось достичь благодаря введению в обработку отраженных волн.

Нужно отметить высокую информативность разреза рис. 12,*в*, несмотря на его схематичность. По сравнению с предыдущими вариантами он дает возможность выявить ряд принципиальных особенностей структуры коры. Это – наличие двух фундаментов со скоростями 4,7–5,1 и 6,2–6,4 км/с, деление их в пределах профиля на два блока; низкие скорости в коре до глубин 30 км и наличие в ее низах высокоскоростного слоя со скоростью 7,3 км/с; нормальную для континента мощность коры – 38–40 км – и нормальную скорость в мантии – 8,0 км/с.

Приведем еще пример, когда погрешности в определении граничных скоростей по последующим волнам существенно исказили представления о структуре коры щитов и древних прогибов. На рис. 13 приведены разрезы Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины, построенные одними и теми же исполнителями сначала на основе интерпретации последующих волн как головных (см. рис. 13,*а*), затем как отраженных (см. рис. 13,*б*). На первом разрезе почти непрерывно прослежена граница внутри коры со скоростью порядка 7,0 км/с, залегающая на глубине 10 км в пределах щита и прогибающаяся под Днепровско-Донецкой впадиной до 20 км. Эта граница называлась границей Конрада, и по ней определялась глубина залегания так называемого базальтового слоя в пределах щитов [128, 155]. Расчеты

теоретических годографов по таким разрезам показали, что скорости порядка 7,0 км/с могут быть встречены в пределах Украинского щита на глубинах не менее 25–30 км (выше по разрезу они не должны превышать величин 6,5 км/с) и что фундамент во впадине залегает на глубине 15–16 км, а не 10 км. Эти данные были подтверждены последующей переинтерпретацией материала ГСЗ на основе не только метода головных волн, но и метода отраженных и рефрагированных волн [99]. Общее уменьшение скоростей в коре Украинского щита привело и к изменению формы границы со скоростью 7,0 км/с под Днепровско-Донецкой впадиной, которая на новом разрезе не прогибается, а, напротив, испытывает подъем под прогибом фундамента.

Таким образом, простая проверка разрезов ГСЗ решением прямой задачи позволила выявить закономерные погрешности в интерпретации материалов на основе метода головных волн и во многих случаях принципиальным образом изменить представления о структуре земной коры. Все это привело к необходимости искать новые пути обработки волновых полей и уделять большее внимание отраженным волнам. На этом пути уже создано большое разнообразие интерпретационных систем, которые также нуждаются в оценке сопоставимости их результатов.

Обработка поля отраженных волн. В 60-х годах А.В. Егоркин предложил метод определения пластовых скоростей ($v_{пл}$) по годографам отраженных волн [55]. Для этого используется пара годографов от границ некоторого слоя, на которых выбираются точки с одинаковыми кажущимися скоростями. $v_{пл}$ вычисляется по значениям эффективных скоростей в этих точках. Этот способ позволяет избавиться от горизонтальной неоднородности покрывающей толщи и дает возможность довольно устойчиво определить скоростной разрез коры.

Возможность получения скоростной характеристики коры по отраженным волнам, которая, как показали расчеты, хорошо согласуется с первыми волнами, дала этому методу широкое распространение в ГСЗ. Но для его использования необходимо было разработать специальную систему интерпретации. Связано это с тем, что на практике интерпретаторы столкнулись с трудностью непрерывного прослеживания требуемых пар отраженных волн на больших интервалах профиля, т.е. со штриховатостью наблюденных полей ГСЗ. Определенным выходом из этого положения явилась "групповая корреляция", при которой по полю последующих вступлений проводятся условные фантом-годографы отраженных волн, параллельные наблюденным коротким осям синфазности. Там, где имеются протяженные оси синфазности, условные годографы, естественно, совпадают с ними. По этим годографам и определялись пластовые скорости. Многие исследователи стали использовать их и для построения границ. При этом обычно не оговаривалось, что такие границы носят условный характер, и в результате снова, как и в методе головных волн, получались разрезы с большим числом почти горизонтальных границ. Проверка этих разрезов прямой задачей показала, что общий характер изменения скорости с глубиной определяется при этом правильно, но рельеф этих условных границ не соответствует рельефу опорных отражающих поверхностей, волны от которых прослежены непрерывно вдоль профиля по правилам волновой, а не групповой корреляции.

Примером таких неувязок может служить северо-восточная часть профиля на рис. 13, обработанная С.С. Чамо по годографам-фантомам (см. рис. 13,*а*). Если построить по этому разрезу скоростную кривую (рис. 14), то на глубинах до 20 км она практически не отличается от кривых, полученных Ю.Г. Юровым и Н.И. Павленковой по опорным волнам обычным методом. На глубине 20 км кривые расходятся. Это связано с разным способом аппроксимации нижней части разреза и разным типом используемых для определения скоростей волн. Ни одной из кривых $v_{пл}$ нельзя отдать предпочтение, они характеризуют общую многозначность решения обратной сейсмической задачи по данному полю. Расхождения в форме границ на рис. 13 более принципиальные, они связаны с неверной корреляцией волны от границы М при использовании аппроксимации волнового поля фантом-годографами.

Другой пример с теми же выводами приведен на рис. 15, где сравниваются разрезы по профилю Атрек–Сагиз. Этот пример интересен тем, что он иллюстрирует, как аппроксимация волновых полей условными годографами невольно приводит к

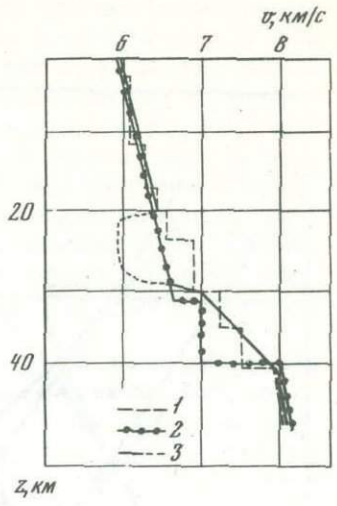


Рис. 14. Графики пластовых скоростей для Воронежского массива (ПК 500 на рис. 13), по С.С. Чамо (*1*), Ю.Г. Юрову (*2*), Н.И. Павленковой (*3*)

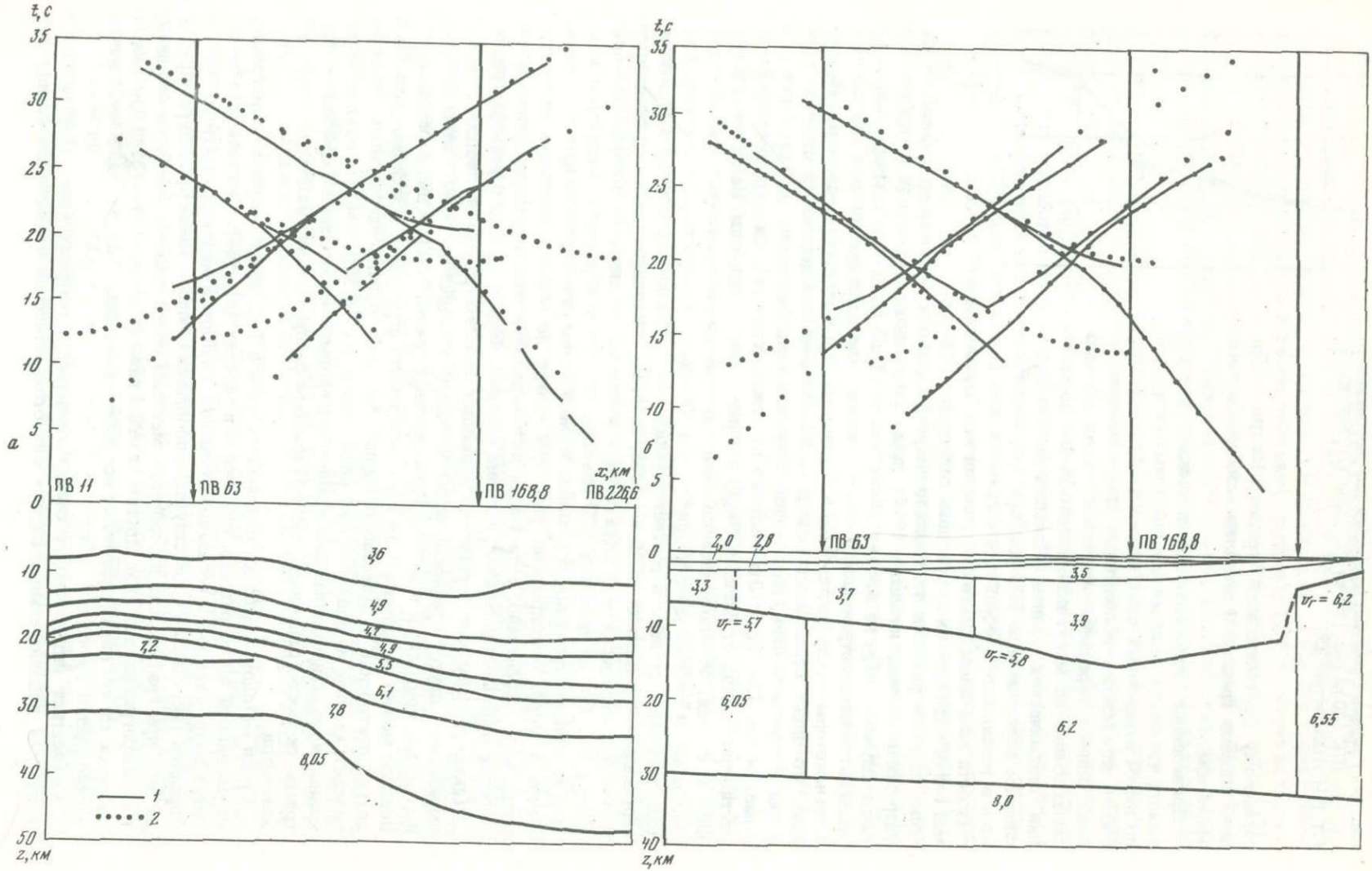
согласному залеганию всех "границ". На *рис. 15,а* даже опорная граница М оказалась искаженной этим эффектом.

Приведенное сопоставление позволяет сделать вывод, что способ определения пластовых скоростей *по парам отраженных волн является не плохим способом* определения обобщенных скоростных колонок. Однако осреднение волнового поля или его схематизация не могут использоваться для построения сейсмических границ. Попытка использовать *сложное волновое поле* ГСЗ *без осреднения* заключается в независимой обработке отдельных осей синфазности всех последующих вступлений как отражений без объединения их в групповые годографы. Наиболее широкое развитие этот подход получил в работах украинских геофизиков. На разрезах по Украине начиная с 1964 г. присутствует *поле отражающих площадок*, характеризующих кору на всю ее глубину (см. рис. 13,*б*). Однако регистрация большого числа интенсивных отраженных волн, простота их получения при полевых работах привели некоторых исследователей (М.А. Бородулин, В.Б. Соллогуб) к неверному убеждению, что одних отраженных волн в ГСЗ достаточно для детального изучения всей коры и верхов мантии, для полного изучения рельефа границ, трассирования разломов и т.п. [37, 127]. Эта попытка постоянно сталкивается с трудностью отождествления границ от блока к блоку и определения их природы. На Украине к границе М относят обычно площадки, волны от которых обладают наибольшей интенсивностью. В результате на профиле вдоль Украинского щита на основе такого подхода выделены ступени и соответствующие им глубинные разломы с амплитудой вертикального смещения до 20 км [128, 155]. Использование только интенсивности волны для отождествления отражающих площадок не является достаточным критерием, так как из практики ГСЗ известно, что значительными амплитудами обладают не только отражения от границы М, но и волны от нескольких промежуточных границ в коре. Трассирование разломов только по обрыву отдельных площадок также мало обосновано, если учесть дифракционные явления, неустойчивость построения отдельных площадок, влияние боковых волн и сложного рельефа границ.

Таким образом, интерпретация, основанная на поле отражающих площадок, может выразиться в другой крайности: если подходы, основанные на схематизации штриховых полей, приводят к выполаживанию рельефа границ, то при дифференциальном подходе можно предполагать любые по сложности структуры. Обоснованность тех и других построений в отдельности одинаково слаба, однако их разумное сочетание полезно, каждый из подходов дает возможность полнее использовать все поле отраженных и рефрагированных волн и получить информацию как о законе изменения пластовых скоростей с глубиной, так и о характере распределения в разрезе отражающих элементов.

Среди методов обработки отраженных волн в ГСЗ следует отметить программу их машинной интерпретации, описанную в работах [65, 104]. Она основана на обработке волн, увязанных во взаимных точках. Глубина и эффективная скорость подбираются так, чтобы соответствующие площадки совпали. Такая процедура оправдала себя при графических построениях методом полей времен, тем более она ценна в виде программы для ЭВМ. Другим не менее важным достоинством этой программы является то, что она обрабатывает все поле отраженных волн, что чаще всего невозможно сделать вручную.

Совместная интерпретация систем годографов опорных волн. Необходимость получения дополнительных данных для отождествления отражающих границ при-


t, c
35
30
25
20
15
10
5
0
ПВ 11
ПВ 63
ПВ 168,8
ПВ 226,6
x, км
а
3,6
4,9
4,1
4,9
5,3
6,1
7,8
8,05
7,2
1
2
10
20
30
40
50
z, км
t, c
35
30
25
20
15
10
6
5
0
2,0
2,8
ПВ 63
ПВ 168,8
3,3
3,7
3,5
3,9
$v_r = 5,7$
$v_r = 5,8$
$v_r = 6,2$
6,05
6,2
6,55
8,0
10
20
30
40
z, км

вела к поискам систем совместной обработки волн разных типов и получения сейсмического разреза, основанного на интерпретации всего волнового поля. В этом направлении создан ряд систем обработки. Одни из них предполагают сначала раздельную интерпретацию волн разного типа с последующей увязкой полученных результатов на основе многоэтапного математического моделирования [99], другие – основаны на получении сразу совместного решения для системы опорных волн.

Методы обработки опорных волн наиболее полно используются при интерпретации данных точечных наблюдений, при которых прослеживаются несколько наиболее выразительных волн (метод Н.Н. Пузырева, интерпретационные схемы зарубежных исследователей). Упрощенные модели используются также при решении обратных задач для того, чтобы уменьшить число определяемых параметров и тем самым повысить устойчивость их определения.

Наиболее полно методика интерпретации системы опорных волн разработана новосибирской школой [115]. Создаются специальные системы наблюдений, позволяющие непрерывно прослеживать волны разных типов от нескольких опорных сейсмических границ в коре, например отраженные и преломленные волны от границы М. Конструируются поля времен по этим волнам и приводится совместная их интерпретация. Уже отмечалось, что детальность изучения опорных границ по этой методике оказывается не ниже, чем при непрерывном сейсмическом профилировании, хотя внешний вид получаемых при этом разрезов отличается малым числом сейсмических границ и общей своей схематичностью.

Для точечных систем наблюдений эта схематичность оправдана. Для повышения надежности построений она имеет смысл при обработке детальных систем непрерывного профилирования, что можно видеть на примере построений, выполненных для многих профилей ГСЗ Ю.Г. Юровым. Методика этих построений (см. ниже) основана на выделении в волновом поле наиболее устойчивых волн с четкой амплитудной выразительностью и ясными кинематическими характеристиками, позволяющими надежно определять их природу.

Такими волнами чаще всего являются $P_0^к$, $P^м$, $P_{отр}^м$ и несколько отражений от границ в коре. Они позволяют построить поверхность фундамента и границу М и определить эффективные параметры отдельных крупных блоков и слоев коры (см. рис. 12,*в*, 15,*б*). Такие разрезы содержат в себе все, что есть безусловно надежного в ГСЗ. Но существует опасение, не обедняют ли они возможности ГСЗ. Например, стоит ли отказываться от построений коротких отражающих площадок, если даже они неустойчивы? Ведь они характеризуют по крайней мере степень расслоенности коры. Осреднение волнового поля условными годографами отраженных волн тоже полезно, так как позволяет определить распределение пластовых скоростей во всей коре, а не только в толстых ее слоях.

Очевидно, нужно использовать разные подходы. Сначала необходимо определить наиболее устойчивую осредненную модель коры – выделить главные слои и крупные блоки, вычислить их скоростные параметры и только по ним обосновывать серьезные геологические выводы. Дополнение этой модели – построение промежуточных границ, выделение характера распределения скоростей в главных слоях и т.д. – не столь надежно. Оно требует подтверждения со стороны других геофизических методов, но, несмотря на это, также является важной информацией.

Устойчивые и неустойчивые параметры сейсмических разрезов. Разбор и сопоставление различных вариантов интерпретации, накопленных в ГСЗ, позволяют сейчас сформулировать, какие параметры сейсмических моделей земной коры являются устойчивыми и мало зависимыми от способов их определения и какие параметры на старых разрезах не могут быть признаны надежными и их следует проверить на основе современных методов.

Устойчивы следующие характеристики разрезов: 1) глубина до границы М, если она определена одновременно по отраженным и преломленным волнам; 2) сред-

Рис. 15. Сейсмические разрезы и соответствующие наблюденные годографы (*1*) в сопоставлении с расчетными (*2*) для профиля Атрек–Сагиз, по С.С. Чамо (*а*) и Ю.Г. Юрову (*б*)

няя скорость в коре, вычисленная по годографам отраженных волн от М; 3) глубина до поверхности фундамента и распределение скоростей вдоль нее, если определения выполнены по протяженным первым волнам; 4) пластовые скорости в толстых слоях (мощностью не менее 7–10 км) по устойчивым отраженным волнам от кровли и подошвы слоя.

Неустойчивы пока следующие характеристики: 1) распределение скоростей в средней и нижней частях консолидированной коры; 2) рельеф промежуточных границ, определенный только по отраженным или только по преломленным волнам; 3) глубина и рельеф границ, определенных только по обменным волнам, без обоснования их скоростным разрезом; 4) рельеф границ, построенных на основе групповой корреляции; 5) скоростные модели, составленные на основе одномерных сейсмических задач для среды даже с незначительной горизонтальной изменчивостью скоростей [33].

Из наиболее часто встречающихся погрешностей старых разрезов следует отметить следующие: 1) завышенные граничные скорости по преломляющим границам внутри коры, построенным по последующим волнам; 2) наличие в коре большого числа протяженных сейсмических границ и относительно тонких непрерывных слоев.

Оценивая различные подходы к обработке и интерпретации волновых полей в ГСЗ, следует отметить, что наиболее полно используется вся информация о среде при совместной обработке систем годографов и амплитудных характеристик отраженных и преломленных волн, при получении решений, внутренне согласованных между собой и с наблюденным волновым полем. Такие решения при профильных наблюдениях могут быть получены на основе двумерных сейсмических задач, наиболее общий метод решения которых изложен в следующей главе.

Глава 5

СОВРЕМЕННАЯ СИСТЕМА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПРОФИЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ГСЗ

Главная идея предлагаемой системы интерпретации сейсмических данных – это стремление, во-первых, наиболее полно использовать регулярные компоненты волнового поля, имея в виду как опорные, устойчивые, так и прерывистые, штриховые; во-вторых, обеспечить контроль и взаимное согласование операций на всех этапах обработки, с тем чтобы получить не одно из возможных случайных решений, а наиболее оптимальное и наименее зависимое от способа конструирования модели.

Речь будет идти о построении разреза, т.е. сложной двумерной модели среды в виде функции $v(x, z)$, которая должна удовлетворять следующим требованиям.

1. Распределение скоростей на плоскости z, x должно соответствовать количественно кинематическим и качественно динамическим характеристикам основных (опорных, устойчивых, доминирующих) компонент наблюденного поля и общему характеру его микронеоднородности (степени прерывистости, насыщенности кратными волнами, наличию крутонаклоненных осей синфазности и т.д.).

2. Из скоростного разреза не должно получаться интенсивных волн, которых нет на наблюдаемых записях.

3. Решение прямой задачи для предлагаемого скоростного разреза должно давать сходимость в допускаемых пределах со всей системой наблюдаемых годографов основных волн (а не только с одним каким-либо осредненным годографом, как это обычно делается при проверке одномерной модели).

4. Полученное распределение параметров на разрезе (скорости, глубины, резкость границ) должно также качественно удовлетворять наблюденному отношению интенсивностей главных волн.

5. Из нескольких кинематически равновероятных (по сходимости с наблюденными годографами) вариантов моделей (например, однородно- и неоднородно-

слоистая) предпочтение отдается оптимальному в смысле совпадения с кинематикой и динамикой других, не использованных для расчетов данной модели волн.

При наличии равноценных в сейсмическом смысле вариантов выбирается, во-первых, наиболее простая модель среды, а во-вторых, наиболее хорошо согласующаяся с другими геофизическими данными [90].

Имея в виду эти требования, рассмотрим порядок операций, который, как показывает практика последних лет, обеспечивает построение оптимального варианта скоростного разреза для заданной системы профильных наблюдений.

Анализ волнового поля и выделение отдельных волн. Волновое поле – основа модели. Для его описания необходимо знать такие характеристики, как степень регулярности, распределение на плоскости t, x сильной и слабой записей, характер прослеживаемости отдельных волн и их групп. Кстати, для обоснования будущей модели и создания возможности обобщения материалов ГСЗ рекомендуется представлять волновые поля непрерывного профилирования в виде совокупности монтажей сейсмограмм с расстоянием между отдельными трассами в 3–4 км в редуцированном масштабе. По международным стандартам в ГСЗ используются две скорости редукции – 6 и 8 км/с.

Под анализом волнового поля следует понимать не только визуальное рассмотрение сейсмограмм и корреляцию отдельных осей синфазности, но и выделение и прослеживание регулярных волн или групп волн с детальным исследованием их кинематических и динамических характеристик.

В настоящее время уже разработана последовательная система такого анализа, состоящая из совокупности довольно стандартных операций.

1. Выделение отдельных осей синфазности и корреляция регулярных волн. Принципы фазовой и волновой корреляции хорошо разработаны в сейсморазведке [36], и строгое их использование в ГСЗ крайне необходимо на первом же этапе обработки полей. Эти принципы основаны не только на свойстве синфазности регулярных волн, но и на сохранении формы их записи, на необходимости расшифровки интерференционных зон специальными методами, а не на протягивании волн интуитивно по заданным кинематическим критериям. В результате строгой корреляции в поле ГСЗ выделяется серия коротких осей синфазности, которая представляется в виде фазовых наблюденных годографов. Это наиболее объективный материал о наблюденном поле, составляющий основу последующего его количественного анализа. Для качественной характеристики динамики поля фазовые годографы целесообразно строить с учетом различной интенсивности волн, отмечая слабые и сильные (см. рис. 2).

2. Прослеживание доминирующих групп волн. Необходимое условие корреляции сложной волновой группы – ее четкая динамическая выразительность относительно других колебаний и закономерное распределение отдельных осей синфазности в группе, позволяющее сконструировать групповой годограф [27]. Такой группой обычно являются отраженные волны от границы М и некоторые выразительные волны от границ в коре. Но для окончательного их отождествления с одной границей при разных источниках требуется предварительное определение кинематических характеристик всех выделенных волн. Делается это сначала раздельно для первых и последующих волн, затем совместно для главных групп.

3. Анализ кинематики первых волн: а) определение кажущихся скоростей и построение графиков их изменения с расстоянием – $\nu_к(x)$; б) построение разностных годографов по нагоняющим и встречным системам. Графики непараллельности позволяют отделить квазиголовные волны от рефрагированных и преломленные – от отраженных и разделить волны от разных границ. Вместе с другими они позволяют определить и некоторые параметры будущей скоростной модели: вертикальный градиент скорости в отдельных слоях и горизонтальную изменчивость скоростей (блоковость) по поверхности фундамента.

4. Анализ кинематики последующих волн: а) определение эффективных скоростей по отдельным осям синфазности; б) построение годографов-фантомов, осредняющих штриховое поле, и графиков изменения эффективных скоростей

от расстояний $v_э(x)$ для этих фантомов; в) построение графиков $v_э(x)$ для годографов основных групп волн. Эти данные позволяют определить природу последующих волн и проконтролировать правильность их отождествления с опорными границами. Так, графики изменения эффективных скоростей с удалением от источника часто дают возможность отделить закритические отражения от петель рефрагированных волн: для отражения волн $v_э$ увеличивается или остается неизменной с ростом x, для рефрагированных – уменьшается. Эффективные скорости до опорных границ в коре (например, граница М) обычно довольно устойчивы и помогают прослеживанию этих волн вдоль профиля.

5. Определение динамических характеристик опорных волн: а) составляются амплитудные графики первых волн и отраженных от границы М и графики отношения их амплитуд; б) составляются частотные графики этих же волн. Амплитудные графики желательно обрабатывать по методике, предложенной А.В. Николаевым [96], выделяя регулярную компоненту их изменчивости для определения природы волн и построения скоростной модели и отдельные флуктуации для определения коэффициентов мутности коры.

6. Общий анализ поля главных волн на основе метода редуцированных годографов [99]. Годографы первых и наиболее протяженных последующих волн редуцируются со скоростями редукции 5,0; 6,0; 6,5; 7,0 и 8,0 км/с, и составляется временно́й разрез вдоль профиля из огибающих этих годографов – $t_0(v_р, x)$. Сопоставление редуцированных годографов с огибающими первых вступлений позволяет определить природу последующих волн, разделить первые волны по основным преломляющим границам, а отраженные – по скоростным уровням. Кроме того, временно́й разрез является основой для построения будущей двумерной скоростной модели, так как форма линий $t_0(v_р)$ характеризует форму изолиний $v = v_р$.

Весь перечисленный выше фактический материал является результатом анализа волнового поля; его необходимо публиковать не только для обоснования выбранного типа главных волн и основной сейсмической модели, но и для пополнения в будущем. Он является также удобной формой представления кинематических характеристик волнового поля для решения обратных задач на ЭВМ.

Решение обратных задач и построение скоростных моделей. Конструирование скоростной модели $v(z, x)$ – также многоэтапный процесс, так как в настоящее время не разработано еще программы полного решения обратной сейсмической задачи по системе встречных и нагоняющих годографов различных типов волн. Обрабатываются отдельные элементы волновых полей, и по ним определяются разрозненные параметры будущей скоростной модели. Объединение их в единую модель и внутреннее согласование ее осуществляются на этапе математического моделирования, завершающем процесс конструирования модели.

Рассмотрим, какие обратные задачи и для какого характера исходных данных целесообразно использовать при составлении первого варианта скоростной модели.

1. Решение одномерных задач приводится для участков, относительно однородных по горизонтали. Для них определяются детальные скоростные колонки $v(z)$. Для этого могут быть предложены: формулы для определения глубин и скоростей до отражающих и преломляющих границ в многослойной среде [112], τ-метод [21] и методы математического перебора [26,89]. Используется все поле: годографы первых волн и основных отражений и даже фантом-годографы, осредняющие штриховые поля.

Все полученные кривые $v(z)$ проверяются на сходимость с типовыми годографами для данного блока и выбираются оптимальные, т.е. удовлетворяющие всей совокупности кинематических и динамических характеристик поля.

Наиболее сложными одномерными моделями, как отмечалось выше, являются модели со слоями пониженной скорости и выпадающими слоями.

Основной признак слоя с пониженной скоростью в волновом поле – разрыв годографа первых волн и смещение его по времени на величину Δt, называемую интенсивностью инверсии (см. рис. 4*в*, 10). В реальных волновых полях эти разрывы часто замаскированы интенсивными дифрагированными или отраженными волнами

и тогда основным признаком слоя с пониженной скоростью является параллельность на значительном интервале расстояний годографов отражений от кровли и подошвы слоя. Последние позволяют однозначно определить глубину, мощность и среднюю скорость в зоне инверсии. Если отраженные волны от зоны пониженных скоростей не выделены и решение обратной задачи осуществляется только по первым волнам, однозначного решения получить невозможно. Использование амплитудных графиков рефрагированных волн позволяет несколько сократить неоднозначность, но она все же остается значительной.

Не менее существенная неоднозначность возможна и для моделей с выпадающими слоями. На рис. 9 показаны три модели земной коры, различающиеся строением нижней части, но эквивалентные относительно первых волн. Различить их между собой можно лишь по ветви годографа $P_1^к$, если она известна на значительном интервале расстояний. Однако близкие времена для этой ветви имеют выпадающие слои одинаковой мощности, но разные по своей структуре – слой с постоянной скоростью и градиентный слой. Это свидетельствует, по существу, о невозможности разделения этих моделей по искаженному помехами экспериментальному материалу.

2. Составление двумерной скоростной модели осуществляется различными способами: а) по временному разрезу путем пересчета линий t_0 в глубины по известным в сейсморазведке формулам [35, 36, 112]; б) на основе ряда одномерных решений, скомбинированных в разрез с учетом формы линий t_0 и разностных годографов первых волн; в) по системе годографов первых волн численными методами [6, 97, 98, 125].

Сложные модели, характеризующиеся резкой изменчивостью глубин до отдельных скоростных уровней или содержащие отдельные включения слоев и тел с повышенными или пониженными скоростями, целесообразно составлять на основе метода редуцированных годографов.

На рис. 16 приведен пример, как по редуцированным годографам осуществляется оконтуривание слоя с пониженной скоростью. Для модели с таким слоем представлены теоретические годографы, редуцированные со скоростью 7 и 8 км/с. Точки этих годографов, соответствующих затуханию первых волн, позволяют определить форму кровли зоны инверсии, а сгруппировавшиеся в единую линию ветви последующих вступлений – форму ее подошвы.

В работе [98] приведены примеры, как по методу редуцированных годографов оконтуривать тела с повышенными скоростями и как вводить поправки в годографы глубинных волн за неоднородность верхней части разреза.

При слабой горизонтальной неоднородности среды двумерная модель составляется на основе ряда одномерных решений – графиков $v(z)$, которые могут в этом случае дать детальное расчленение разреза по вертикали.

Численные решения применены для определения монотонных скоростных функций, не содержащих инверсионных зон; их можно использовать для обработки системы криволинейных годографов волн $P_0^к$ и построения модели верхней части коры.

Все эти модели, построенные по строгим и приближенным методам, являются макетом будущего решения, получение которого осуществляется в процессе математического моделирования.

Математическое моделирование и построение сейсмических границ. Метод математического моделирования состоит в подборе такого скоростного разреза, который с заданной точностью удовлетворяет наблюденным годографам всех типов волн и качественно объясняет их динамику. Этот метод получил широкое развитие в ГСЗ в связи с трудностью использования на практике строгих способов решения обратных сейсмических задач. Главные из этих трудностей – это ограниченность информации о волновом поле, которую можно ввести в решение, и большие ограничения, накладываемые строгими методами на возможную модель среды, т.е. на форму изолиний скоростей. Многократное моделирование волновых полей по ряду приближенных скоростных разрезов позволяет использовать любые по сложности модели и любую информацию о волновом поле. Различаются методы подбора способом построения первого приближения; дальнейшая процедура сво-

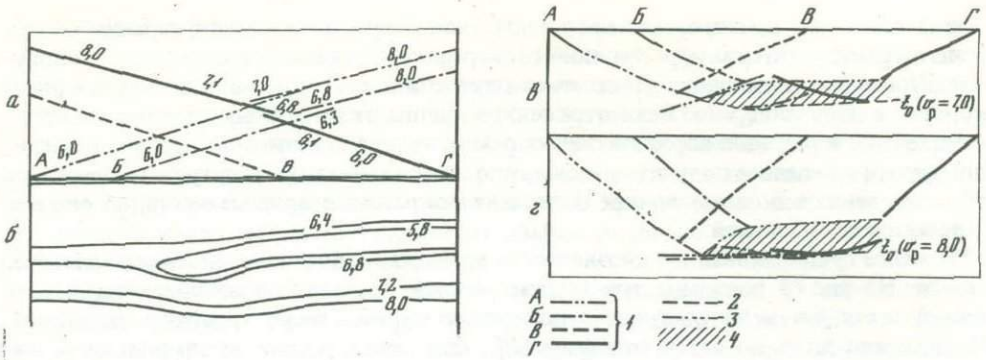


Рис. 16. Расчетные годографы (*а*) для модели со слоем пониженной скорости (*б*) и соответствующие им редуцированные годографы с $v_р$ = 7,0 (*в*) и 8,0 км/с (*г*)

1 – годографы из разных источников; *2* – огибающая первых волн; *3* – линия, соединяющая обрывы первых волн, связанные с зоной инверсии скоростей; *4* – область времен для зоны инверсии. Даны величины кажущихся скоростей, км/с

дится к расчету годографов разных типов волн и сравнению их с наблюденными (программы решения прямой задачи для такого подбора созданы В.И. Пилипенко [101], Ю.А. Бурмаковым [24], В. Червени [164], И. Пшенчиком [181].

Для объяснения процесса подбора рассмотрим в качестве примера профиль ГСЗ Сухуми–Массалы (рис. 17). По форме огибающей редуцированных годографов при $v_р$ = 8 км/с [98] здесь было выявлено тело со скоростью порядка 7,5–8,0 км/с, которое поднимается в районе Куринской впадины почти до самой поверхности фундамента. Форма кровли этого тела хорошо описывается первыми волнами (ветви *в*), но границы его нижней части неясны. Все последующие волны (ветви *с*), которые раньше относились к группе отражений от границы М, на редуцированных годографах сгруппировались в узкой полосе, что указывает на наличие здесь четкой сейсмической границы. По общему виду годографов можно предложить две возможные формы высокоскоростного тела: либо оно отделено от мантии и ограничено замкнутой поверхностью со скоростью порядка 8,0 км/с (рис. 18,*а,в*), либо оно образует выступ мантийного вещества, т.е. соединяется с подкорковым слоем (см. рис. 18,*б*).

Оба эти варианта проверены решением прямой задачи. Оказалось, что первым волнам одинаково хорошо удовлетворяют обе модели; для объяснения последующих волн нужно предположить наличие области с высокой скоростью, обособленной от мантии. Действительно, если под выделенным телом нет инверсии скоростей, то все отражения от нижележащей границы должны создавать годографы, которые будут быстро сближаться с первыми волнами (см. рис. 17). Но ветви *с*, наблюденные из ПВ 425, 660, 705, не сближаются, а, наоборот, отходят от первых волн, имея меньшие скорости. Объяснить эти волны можно наличием под высокоскоростным телом инверсионной зоны, в которой уменьшается скорость проходящих волн и образуются каналовые волны с кажущейся скоростью, меньшей пластовой скорости в этой зоне.

Нужно отметить, что в результате моделирования удается подобрать среднюю скорость в инверсионной зоне с высокой точностью (±0,2 км/с). Увеличение интенсивности инверсии до 0,5 км/с (см. рис. 18,*а,в*) приводит к значительному изменению кажущихся скоростей каналовых волн, которые уменьшаются в 2–3 раза быстрее, чем интенсивность инверсии. В результате годографы их начинают резко отклоняться от наблюденных (см. рис. 17) и позволяют быстро завершить операцию подбора. Приведенный пример хорошо иллюстрирует, насколько плодотворно математическое моделирование при определении таких принципиальных особенностей среды, как инверсионные зоны и включения тел повышенной скорости.

Но на этом не заканчивается процесс построения сейсмического разреза. Дальнейшая его детализация заключается в построении всех сейсмических границ с уче-

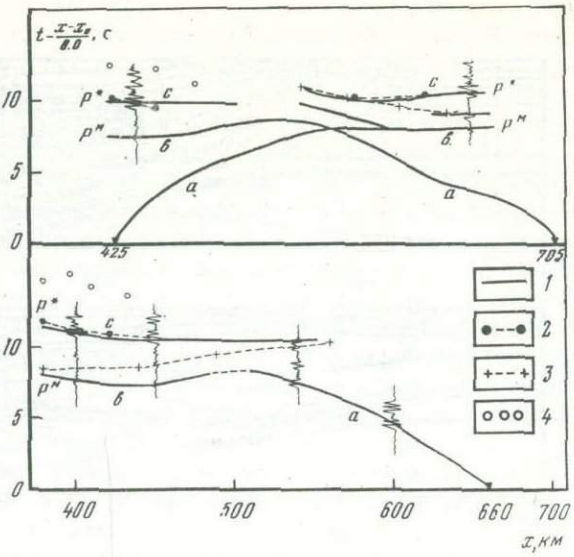


Рис. 17. Наблюденные (*1*) и расчетные годографы по профилю вдоль Куринской впадины для моделей *а* (*2*), *б* (*3*), *в* (*4*) на рис. 18

том уточненного распределения скорости и изучения детального скоростного разреза для однородных блоков на основе решения одномерной динамической задачи.

Построение сейсмических границ проводится методом полей времен [123] с учетом формы изолиний скоростного разреза. Строятся отдельные отражающие площадки по одиночным годографам и преломляющие границы по парам встречных годографов в предположении, что волны квазиголовные. Метод полей времен может быть использован в графическом варианте, в этом случае слоям между изолиниями v = const приписывается постоянная скорость, и в численном виде (алгоритм и программа В.Н. Пилипенко [98, 105]).

При построении отражающих площадок по годографам, увязанным во взаимных точках, еще раз проводится уточнение скоростного разреза. Это уточнение может *оказаться особенно существенным для определения параметров выпадающего слоя* в низах коры, а иногда и для определения природы отражений в зоне перехода от *коры к мантии. В качестве примера на рис. 19,а (см. вкл.) приведен разрез через* Карпаты. Здесь система наблюдений не была рассчитана на получение преломленных *волн от мантии и граница М строилась по наиболее сильным отраженным волнам.* Принадлежность последних к этой границе в районе ПК 780–920 надо было обосновать. После построения скоростного разреза верхней части коры скорости в ее низах подбирались так, чтобы отражающие площадки, построенные по волнам из разных пунктов взрыва, совпали между собой (см. рис.19,*а*). В результате был довольно детально определен скоростной разрез низов коры в наиболее прогнутой части и была показана возможность отнесения этих отражающих площадок к границе М.

Путем сопоставления наклонов отражающих площадок, построенных по волнам из разных пунктов взрыва, может быть оценена и роль боковых волн. Нужно сказать, что это пока единственный способ распознавания этих волн при линейных однокомпонентных наблюдениях. На окончательном варианте разреза следует показывать лишь те границы, положение которых подтверждено построением по независимым наблюдениям и которые хорошо согласуются между собой.

Обобщение данных по системам профилей, построение структурных схем. Обобщение данных геофизических наблюдений проводится обычно в двух направлениях: во-первых, на основе единичных измерений или систем профилей составляются различные виды структурных или геофизических карт и схем и, во-вторых, проводятся анализ результативных данных и выявление закономерностей в структуре геофизических моделей и связи их с геологическими данными.

Первая часть обобщения в ГСЗ сводилась обычно к построению структурных схем по основным сейсмическим границам (поверхность фундамента, границы К и М) и составлению схем граничных скоростей по ним. Основная методическая трудность при этом заключалась в прослеживании одних и тех же границ в разных регионах по данным различных видов сейсмических работ. Выше уже отмечалось, что попытка прослеживания так называемой границы К даже в пределах небольших территорий не увенчалась успехом; большие трудности возникают и при построении структурных схем по таким границам, как поверхность фундамента и граница М.

Попытка обобщения данных ГСЗ, направленная не только на построение струк-

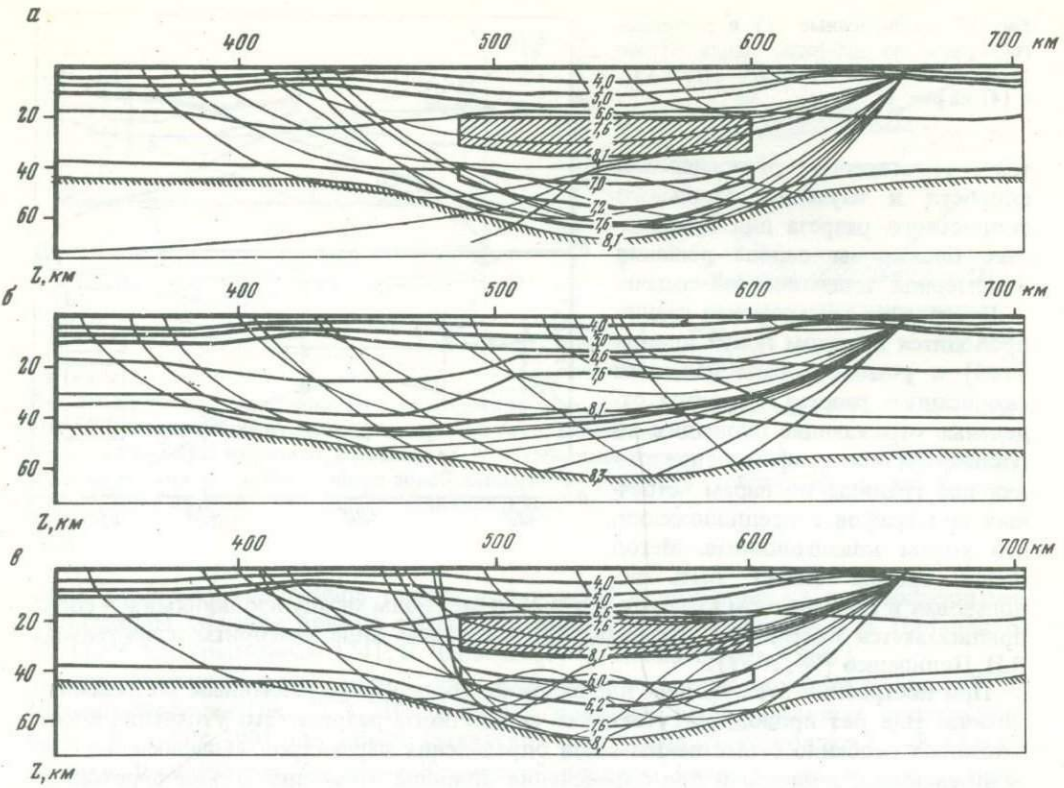


Рис. 18. Модели земной коры Куринской впадины, эквивалентные относительно первых волн, и рассчитанные для них лучи

турных схем, но и на выявление общих закономерностей во внутренней структуре коры, была предпринята в работах И.С. Вольвовского [31, 32]. Она также не увенчалась успехом, так как основывалась на рассмотрении несогласованных между собой и с наблюденным полем разрезов и на использовании для основных выводов таких неустойчивых параметров сейсмического разреза, как граничные скорости по промежуточным границам в коре. Систематическое завышение граничных скоростей в средней части разреза, причина которого объяснялась выше, привела авторов к неверному выводу о значительных градиентах скорости в средней части коры, большой мощности так называемого "базальтового" слоя со скоростями порядка 6,8–7.0 км/с, значительной ее изменчивости по площади без каких-либо закономерностей.

Анализу трудностей, возникающих при обобщении материалов ГСЗ, посвящено много работ [68, 99, 154], но до сих пор эта проблема остается слабо разработанной. Методически правильное систематическое обобщение – это задача будущего; она не могла быть решена при подготовке данной монографии. Но главные принципы будущего обобщения могут быть сформулированы: оно должно основываться не на рассмотрении результативных разрезов, а на анализе первичных материалов; основу обобщения должны составлять устойчивые и информативные параметры волновых полей и сейсмических моделей.

Поясним эти положения на примерах. При построении структурных схем по опорным границам необходимы предварительный пересмотр первичных материалов по каркасу основных профилей, прослеживание опорных волн и построение для них схем времен прихода этих волн на некоторых фиксированных расстояниях от источника или схем времен t_0. Пересчет таких временных схем в структурные по единой методике позволит избежать региональных искажений, связанных с разными способами вычисления глубин, а корреляция волн по опорным профилям – выявить различия в толковании волновых полей разными исследователями.

Временные карты являются устойчивой характеристикой волнового поля и поэтому представляют собой наиболее ценную информацию для обобщения. В связи с большим разнообразием в характеристиках сейсмических границ внутри коры есть смысл составлять временные схемы и для серии скоростных уровней $v = \text{const}$, которые могут служить основой при построении схем глубин до этих уровней.

На основе анализа волновых полей могут быть получены и другие особенности обобщенных сейсмических моделей. Например, представления о величинах вертикальных градиентов скорости в коре невозможно составить по сейсмическим разрезам, так как на них чаще всего не изображаются фактические величины градиентов, а используется та или иная послойная аппроксимация скоростного разреза с линейным изменением скорости между изолиниями или с постоянной скоростью между границами. Наиболее достоверные данные о вертикальных градиентах могут быть получены непосредственно из графиков непараллельности годографов первых волн или из их амплитудных кривых. То же самое можно сказать и о величинах градиентов в низах земной коры, которые чаще всего не изображаются на сейсмических разрезах из-за малой устойчивости их единичных определений, но для серии осредненных годографов удаленных ветвей волны $P^{\text{м}}_{\text{отр}}$ могут быть определены. В этом случае необходимы графики изменения кажущихся скоростей вдоль годографов этих волн и их амплитудные характеристики.

Выявить, насколько часто встречаются в коре слои с пониженными скоростями, по сейсмическим разрезам также невозможно. Но рассмотрение типовых особенностей волновых полей (частота регистрации зон тени, степень сближения последующих волн с первыми, особенности графиков $A(x)$ и т.д.) позволяет оценить вероятность их существования в том или ином интервале глубин и возможную интенсивность инверсии.

Для такого рода обобщения, основанного на анализе первичного материала, важно иметь этот материал по всем регионам в некотором общем виде с характеристикой наиболее устойчивых параметров волновых полей:

1. Монтажи сейсмограмм (удобно представлять их в редуцированном масштабе, $v_{\text{р}} = 8{,}0$ или $6{,}0$ км/с).

2. Фазовые годографы и варианты их аппроксимации системой опорных волн, полем фантом-годографов отраженных волн, системой квазиголовных волн.

3. Графики $v_{\text{э}}(x)$ для серии главных волн или условных годографов.

4. Графики $v_{\text{э}}(z)$ и соответствующие им вертикальные годографы и графики пластовых скоростей для однородных блоков.

5. Редуцированные годографы главных волн со скоростями редукции $v_{\text{р}} = 6{,}0$; $6{,}5$; $7{,}0$; $8{,}0$ км/с и поля $t_{l=\text{const}}(x)$.

6. Графики непараллельности первых волн, получаемые по ним величины рефракции, разностные годографы этих волн.

7. Амплитудные графики опорных волн.

8. Поле отражающих площадок, соответствующих выделенным фазовым годографам.

9. Преломляющие границы, построенные по первым волнам методом полей времен по различным вариантам аппроксимации наблюденных полей.

10. Разрезы в изолиниях скоростей и расчетные для них годографы в сопоставлении с наблюденным полем.

Что касается принципа использования для обобщения устойчивых и информативных параметров сейсмических моделей, коротко остановимся только на понятии информативности этих параметров (об устойчивых и неустойчивых характеристиках разрезов ГСЗ говорилось в предыдущих главах).

Под информативностью в данном случае мы понимаем возможность отдельных сейсмических величин наиболее полно характеризовать свойства земной коры. Например, величина средней скорости в коре (включая осадочный чехол) не является достаточно информативной, так как она отражает в основном мощность чехла и скорость сейсмических волн в нем, а не всю кору. Более информативна величина средней скорости в консолидированной коре, так как она отражает соотношение в ней пород с большими и малыми скоростями. Ограниченные сведения несет ве-

личина граничной скорости, так как она характеризует небольшой по мощности слой вдоль какой-либо границы. Более информативны величины средних пластовых скоростей в толстых слоях. Если последние определены по опорным отражениям, то они являются и более устойчивыми параметрами, чем граничные скорости. В этой связи для обобщения есть смысл составлять осредненные модели по главным этажам (см. рис. 19,*б*) и их использовать для сопоставления типовых разрезов.

Информативность геофизических данных определяется главным образом задачами исследований. Для структурной геологии наиболее информативны глубины до основных границ, для изучения литологии – скорости сейсмических волн, для изучения зон плавления – скорости поперечных волн и т.д.

В данной главе мы не могли детально осветить все проблемы методики обработки материалов ГСЗ и его обобщения, отмечены лишь основные трудности и возможные пути дальнейшего развития метода. Главной задачей всех методических глав была подготовка читателя к правильному пониманию изложенного ниже довольно неоднородного материала ГСЗ и тех изменений, которые произошли в представлениях о сейсмических моделях литосферы в последние годы.

ЧАСТЬ II

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР ТЕРРИТОРИИ СССР

В этой части приведены материалы глубинных сейсмических исследований по основным тектоническим регионам СССР. При составлении этого раздела предполагалось в едином стиле охарактеризовать модели литосферы всех крупных геоструктур: платформенные плиты, охватывающие большие площади (Русскую, Западно-Сибирскую, Сибирскую, Туранскую), глубокие впадины в поперечнике не менее 100–200 км (Днепровско-Донецкую, Прикаспийскую и др.), складчатые сооружения протяженностью более 500–1000 км (Кавказ, Урал, Тянь-Шань и т.д.). Однако представить весь сейсмический материал, полученный сотрудниками разных организаций в пределах одной структуры, оказалось невозможно. Для этого потребовалось бы разорвать сейсмические профили, отработанные по единой методике, на отдельные короткие сечения и сопоставлять в пределах одной геоструктуры разнородный сейсмический материал. Кроме того, наиболее полно понять особенности строения каждой тектонической зоны можно лишь в сопоставлении со строением ее обрамления. Поэтому описание результатов сейсмических исследований на территории СССР начинается с характеристики крупных региональных сечений, отработанных по единой методике и секущих несколько структур. Например, региональное сечение Воркута–Тикси через север Азиатского континента (см. рис. 1) представлено в гл. 1 о платформенных плитах, так как оно характеризует две крупные платформы (Западно-Сибирскую и Восточно-Сибирскую). Но оно дает представление и о некоторых горных системах – Енисейском кряже и Урале, которые исследуются отдельно в главе об орогенических структурах.

Из-за разной методики исследований некоторые типы геоструктур описываются в двух разных разделах. Это позволило не нарушать целостности изложения материала отдельными авторами и не повторяться при описании используемой ими методики обработки. Так, Западно-Сибирская плита описана в разных разделах, так как северная ее часть изучена по методике больших взрывов, центральная и южная – по методике дифференциальных зондирований. По этой же причине в разделе, характеризующем материалы ГСЗ по Туранской плите, приводится и профиль через Ферганскую впадину, который с точки зрения тектонического районирования следовало бы отнести к орогеническим зонам, но методически он тяготеет к профилям, отработанным в равнинной части Турана. Сходство методов интерпретации и территориальная близость заставили привести описание Донбасского профиля в разделе о платформенных прогибах вместе с описанием Днепровско-Донецкой впадины.

Представленный ниже материал не является однородным с точки зрения детальности и достоверности построений. Мы уже отмечали, что непрерывное профилирование выполнено в основном в европейской части СССР и в пределах равнинных районов Средней Азии. Вся территория Сибири и многие орогенические области изучены главным образом менее детальными типами наблюдений. Не совсем однороден материал и с точки зрения тщательности его обработки. Первоначально предполагалось, что в данной монографии будут представлены только те разрезы ГСЗ, которые построены по наиболее детальной системе встречных и нагоняющих годографов, т.е. наиболее полно характеризующие данную структуру, и которые про-

верены на их соответствие с наблюденными годографами решением прямой задачи. Первое условие в основном выполнено – во всех разделах приводятся наиболее детальные и представительные профили для каждой геоструктуры. Второе – проверка этих разрезов прямой задачей – сделано не с одинаковой степенью детальности. Использованы два вида такой проверки: для ряда профилей рассчитаны годографы в двумерном варианте для всех пунктов взрыва и получено согласование их с наблюденными. Для других профилей расчеты выполнены выборочно для отдельных однородных блоков с использованием только одномерных решений. Достоверность определения формы скоростных уровней для последних намного ниже, чем для разрезов, просчитанных полностью.

К разрезам первой группы, которые построены с соблюдением всех возможных в настоящее время приемов обработки данных и имеют достаточно полные системы наблюдений, относятся профили, представленные в разделах о Русской платформе, Днепровско-Донецком авлакогене, Кавказе, Северном Тянь-Шане. Разрезы по Уралу, Прикаспийской впадине, Туранской плите проверены лишь одномерными задачами, т.е. показана достоверность только однородных по горизонтали блоков. Сейсмические разрезы по Дальнему Востоку и Камчатке дают в основном общие представления о мощности земной коры и диапазоне скоростей для отдельных блоков, рельеф же отдельных границ, глубинные разломы по этим данным не могут быть надежно определены.

Материалы точечного дифференциального зондирования по югу Западной Сибири и Байкальской зоне позволяют довольно полно и с большой степенью надежности охарактеризовать рельеф и скоростные особенности опорных границ – поверхности фундамента и мантии. При этом детально исследуется довольно обширная область около этих границ мощностью 5–10 км для фундамента и 10–20 км – для мантии, что позволяет определить соотношение этих поверхностей с соседними границами. Менее информативны эти разрезы относительно распределения скоростей внутри коры и особенно в ее низах.

Региональные профили, отработанные по методике больших взрывов (север Западно-Сибирской плиты, Сибирская платформа), несут наибольшую информацию о всей толще литосферы. Но земная кора изучена по ним в основном по обменным волнам, поэтому данные о распределении скоростей внутри коры на этих профилях часто недостаточны.

Еще менее информативны данные обменных волн от землетрясений, приведенные по Западному Тянь-Шаню и Памиру. Материалы ГСЗ в этом регионе обрывочны, они слабо освещают даже поверхность мантии, нет надежных сведений и о распределении скоростей в коре.

Таким образом, представленные ниже материалы не являются однородными, они существенно различаются степенью детальности исследований и иногда формой представления сейсмических моделей. Это привело к несколько нестрогому распределению материала по главам и к описанию его в последовательности, обусловленной иногда методическими, а не тектоническими соображениями.

Глава 1

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И ПЛАТФОРМЕННЫЕ ПЛИТЫ

Региональное сечение через Русскую платформу (профиль Купянск–Кинешма)

Профиль Белогорск–Запорожье–Купянск–Кинешма длиной около 1500 км является частью регионального маршрута ГСЗ, пересекающего Русскую платформу и выполненного сотрудниками Института геофизики АН УССР и треста Спецгеофизика. Наблюдения проводились по методике непрерывного профилирования с использованием системы встречных и нагоняющих годографов. Расстояния между

пунктами взрыва обычно составляли 40–70 км при максимальной длине годографа 300 км. Регистрация осуществлялась станциями типа СС-30/60 и Поиск-1-48-КМПВ-МОВ и сейсмоприемниками СПЭН-1 ($f_{рез}$ = 10 Гц) от взрывов в скважинах глубиной до 35–40 м. Максимальная величина заряда составляла 3–4 т тротила.

Интерпретация сейсмических данных проводилась в разные годы разными исследователями, в результате чего было получено несколько непохожих и трудно сопоставимых вариантов разреза. Основное противоречие на этих разрезах – различное количество показанных границ и различные значения скоростей на одних и тех же глубинах (см. рис. 13). Такое положение указывало на необходимость критического рассмотрения полученных результатов, выявления причин противоречий и построения разреза, более полно удовлетворяющего экспериментальным данным.

Проведенный анализ материалов по профилю Купянск–Липецк показал следующее.

1. В процессе проведенной ранее корреляции были выделены не только оси синфазности, которые соответствуют динамически выраженным волнам и могут быть однозначно прослежены, но также и такие, корреляция которых неоднозначна вследствие интерференции и малых амплитуд, соизмеримых с межволновым фоном. При повторной обработке операция выделения подобных волн не может быть воспроизведена и является, по существу, субъективной. Несмотря на наличие недостаточно обоснованных осей синфазности, построенные ранее фазовые годографы соответствуют в основном прерывистому волновому полю и отражают главные особенности экспериментального материала.

2. Построенный ранее разрез был получен не по фазовым годографам, а по так называемым сводным годографам, в результате чего наблюдаемое волновое поле было приблизительно осреднено и искусственно регуляризировано. Необходимо отметить, что при составлении сводных годографов по прерывистому полю отраженных волн практически невозможно избежать субъективного элемента, так как один и тот же экспериментальный материал может быть аппроксимирован различной в количественном, а иногда и в качественном отношении совокупностью сводных годографов. В результате этой операции фактическому материалу приписываются такие свойства, которые отражают представления интерпретатора.

3. Решение прямой кинематической задачи по составленному ранее разрезу показало наличие сравнительно небольших, но систематических расхождений между наблюденными и теоретическими годографами первых вступлений (до 0,5 с) и отраженной волны от поверхности М (до 1,5 с). Расхождения состоят в том, что теоретические годографы почти на всем интервале регистрации имеют несколько меньшие времена и большие кажущиеся скорости по сравнению с наблюденными.

Таким образом, анализ проведенной ранее интерпретации показал, что полученные результаты содержат значительный элемент субъективности и недостаточно хорошо согласуются с имеющимися данными. Это и послужило причиной повторной обработки экспериментальных материалов, начиная непосредственно с корреляции волн.

Корреляция. Процесс выделения и прослеживания на сейсмограммах регулярных волн, как отмечалось, строго не формализован и в той или иной мере содержит некоторый элемент субъективности. Практика показывает, что наиболее действенным средством сведения этого элемента к минимуму или даже исключения его влияния на результаты интерпретации является соблюдение возможно строгих правил корреляции волн. Классические принципы корреляции, разработанные в сейсморазведке, основаны на использовании трех основных критериев: амплитудной выразительности, сохранения формы записи и синфазности. При наблюдениях ГСЗ строгое соблюдение всех этих критериев в большинстве случаев оказывается невозможным из-за больших интервалов прослеживания волн, что увеличивает вероятность их искажения различного рода локальными помехами, из-за большого количества интерферирующих волн, сконцентрированных в небольшом диапазоне времен, а также из-за того, что различные волны вследствие больших путей пробега и использования при регистрации узкорезонансных фильтров мало отличаются друг от друга по форме

импульса. Поэтому при корреляции волн в условиях ГСЗ возможно использование практически только двух признаков: амплитудной выразительности и синфазности; критерий сходства формы записи используется крайне редко.

Для того чтобы выделять главным образом регулярные колебания, а не случайные разрастания амплитуд, вызванные интерференцией или другими локальными причинами, при корреляции неопорных волн в последующих вступлениях необходимо также задаться некоторой минимальной длиной оси синфазности, которая может считаться регулярной волной. Естественно, что критерий минимального интервала прослеживания является условным и зависит от детальности системы наблюдений и стоящих перед сейсмическими исследованиями задач. В нашем случае мы сочли возможным использовать следующее условие: волна выделялась только в том случае, если интервал ее прослеживания составлял не менее 5 км и если она прослеживалась более чем на одной сейсмограмме.

В результате анализа волновой картины было выделено несколько групп волн, которые могут быть разделены на две большие категории: опорные и неопорные волны (см. рис. 2).

Опорные волны характеризуются тремя основными особенностями: они обладают значительными амплитудами и четкими фронтами вступлений, имеют большие (существенно превышающие среднее расстояние между пунктами взрыва) интервалы прослеживания и наблюдаются практически со всех пунктов взрыва. Эти особенности опорных волн позволяют, во-первых, наиболее уверенно проводить как позиционную, так и транспозиционную корреляцию и, во-вторых, надежно отождествлять их с основными геологическими объектами.

На профиле в первых вступлениях наблюдаются три группы опорных волн, которые могут быть грубо стратифицированы по средней величине кажущейся скорости. Первая группа волн прослеживается в основном на небольших расстояниях от пункта взрыва (до 2–6 км), в районах глубоких впадин, ее интервал прослеживания увеличивается до 30–40 км. Волны этой группы характеризуются значительным диапазоном скоростей (2–5 км/с) и соответствуют горизонтам в осадочном чехле. Далее, до удалений 180–220 км, прослеживаются волны второй группы, которые имеют скорости 6,0–6,4 км/с и связаны с породами верхней части консолидированной коры. На расстояниях свыше 220 км зарегистрированы волны, которые имеют скорости 8,1–8,2 км/с и связаны с разделом М. Общей закономерностью волн, зарегистрированных в первых вступлениях, является систематическое увеличение кажущейся скорости с удалением от пункта взрыва.

В последующих вступлениях выделены две опорные волны, которые характеризуются наибольшей амплитудной выразительностью и большими значениями кажущейся скорости. В отличие от волн, наблюдаемых в первых вступлениях, с увеличением расстояния уменьшаются кажущиеся скорости этих волн. Первая волна, регистрируемая на меньших временах, характеризуется скоростями около 6,0–7,5 км/с и связана с нижней частью консолидированной коры. Наиболее надежно она выделяется на участке Купянск–Липецк, далее на север ее амплитудная выразительность резко ухудшается. Вторая волна, регистрируемая на больших временах и характеризующаяся наибольшими амплитудами и несколько более низкими частотами, имеет самые высокие кажущиеся скорости (до 10 км/с) и связана с разделом М. Волна имеет наибольшие интервалы прослеживания и наблюдается по всему профилю.

Кроме опорных волн, в последующих вступлениях зарегистрировано большое число колебаний, характеризующихся в среднем меньшей амплитудной выразительностью и почти прямолинейной формой годографа. Кажущиеся скорости этих волн заключены в диапазоне 6,0–7,0 км/с, как правило, больше кажущихся скоростей, наблюдаемых в первых вступлениях, и по мере удаления от пункта взрыва уменьшаются. Интервалы прослеживания этих волн сравнительно невелики и не превышают 30–50 км. Судя по кажущимся скоростям и временам регистрации, эти волны возникают и распространяются в толще консолидированной коры и указывают на ее существенную неоднородность. Число этих волн изменяется вдоль профиля, что отражает, возможно, разную степень неоднородности.

Определение природы выделенных и прокоррелированных волн. Этот этап включает изучение кинематических и динамических особенностей наблюдаемых волн и отождествление их с теоретическими волнами, свойства которых наиболее полно согласуются с экспериментальными.

Остановимся на некоторых существенных, с нашей точки зрения, особенностях этого этапа. Первая особенность состоит в том, что если на этапе выделения и корреляции волн решающим фактором была их динамическая выразительность, то при определении природы волн главное значение приобретает их кинематика. Для этого имеется ряд причин.

Во-первых, динамические параметры волн не всегда измеряются при наблюдениях, а если измеряются, то весьма грубо. Во-вторых, связи, существующие между динамикой волн и строением среды, изучены пока только для *простейших сред; они неустойчивы, т.е. небольшие изменения скоростной модели* могут приводить к существенным изменениям амплитуд. В-третьих, динамические и кинематические параметры не являются строго независимыми и в лучевом приближении связаны друг с другом. В связи с этим главную роль при определении природы волн играют их кинематические свойства.

Вторая существенная особенность этого этапа заключается в том, что он также содержит элемент неоднозначности. Из теории известно, что кинематические свойства *волн разных типов на больших удалениях от источника часто оказываются* близкими. Следовательно, возможны условия, когда ошибки измерений будут превышать те систематические различия в форме годографа, которые свойственны волнам разного типа, и правильное определение природы волны окажется невозможным. Рассмотрим вопрос о том, каким образом скажется неверная трактовка *природы волны на определении скоростных параметров при условии, что в пределах* заданной погрешности измерений годографы волн разного типа не могут быть различимы. Оказывается, что здесь могут иметь место два принципиально различных случая. Если траектории волн различного типа существенно отличаются друг от друга, то неправильное определение природы волны приведет к очень большим ошибкам в скоростной модели, которые могут во много раз превышать ошибки, связанные с погрешностью измерений. Такого рода ошибки наблюдаются, например, в тех *случаях, когда докритические отраженные волны принимаются за головные. Если* же траектории волн разного типа близки друг к другу, то в этом случае ошибки в определении природы волны скажутся несущественно на параметрах скоростной модели и их влияние на результаты интерпретации будет соизмеримо с влиянием самих ошибок измерений при условии правильного определения природы волны. Примеры подобных случаев наблюдались на практике, когда результаты интерпретации оказывались правильными, несмотря на то что слабо рефрагированные или *даже закритические отраженные волны трактовались как головные. Последний* случай имеет особое значение для сейсмической интерпретации, так как во многих задачах оказывается возможным использовать для градиентных сред простые и эффективные методы определения скоростных параметров, которые строго справедливы для сред с границами первого рода.

Анализ формы годографа наиболее надежно выполняется с помощью построения различного рода разностных годографов, которые свободны от искажающего влияния неоднородностей в верхней части разреза и вследствие этого позволяют выявить небольшие систематические искривления годографа.

Годографы волн, зарегистрированных в первых вступлениях, удобно анализировать путем построения разностных годографов по нагоняющим ветвям, которые выражают зависимость от расстояния разности времен регистрации первых вступ*лений* (Δt) *между нагоняющим и нагоняемым годографами. Разностные годографы* для профиля Тума–Кинешма подтвердили, что в первых вступлениях зарегистрированы описанные выше три группы волн, которые образуют четыре существенно отличающиеся ветви разностного годографа. Общий характер разностного годографа для волны P_0^K указывает на то, что она может быть отнесена к классу рефрагированных волн и что скорость в верхней части консолидированной коры слабо увеличивается с глубиной.

Обработка первых волн. Если предположить, что увеличение скорости происходит по линейному закону $v_z = v_0(1 + \beta z)$, то величина среднего коэффициента β может быть определена по формуле

$$\beta = 2\sqrt{\frac{2bv_0}{L(x_2 + x_1 - L - 2x_н)}}, \quad (1)$$

где L – расстояние между анализируемыми пунктами взрыва; $x_н$ – критическое расстояние; x_1 и x_2 – расстояния от концов исследуемого интервала разностного годографа до дальнего пункта взрыва; $в$ – наклон разностного годографа, км/с.

Полученные по формуле (1) значения β изменяются вдоль профиля в пределах 1,5–4,0 км$^{-1}$.

Большой интервал (до 230 км) прослеживания волны $P_0^к$ на участке Тума–Кинешма позволил более точно определить закон изменения скорости с глубиной. Для этого по данным большого числа годографов была определена поправка за рефракцию

$$\Delta t_д(x) = t_{набл} - t_{гол} = t_{набл} - \frac{t_0^{ПВ} + t_0^{ПП}}{2} - \int_0^x \frac{dx}{v_г(x)}, \quad (2)$$

где $t_0^{ПВ}$ и $t_0^{ПП}$ – значения t_0 для волны $P_0^к$ на пункте взрыва и на пункте приема; $v_г(x)$ – значение граничной скорости между пунктом взрыва и пунктом приема.

На рис. 20 представлено поведение величины $\Delta t_д(x)$, откуда следует, что наблюденные данные недостаточно хорошо аппроксимируются теоретической функцией $\Delta t_д(x) = \frac{1}{v_0}\left(\frac{2}{\beta}\operatorname{arsh}\frac{\beta x}{2} - x\right)$, которая соответствует линейному увеличению скорости с глубиной. Анализ показал, что лучшая аппроксимация полученных данных может быть достигнута с помощью функции

$$\Delta t_д(x) = t_0\left(1 - \frac{2}{\pi}\operatorname{arcctg} ax\right) - \frac{2at_0}{\pi}x, \quad (3)$$

которая соответствует следующему уравнению годографа рефрагированной волны:

$$t = \frac{x}{v_{max}} + t_0\left(1 - \frac{2}{\pi}\operatorname{arcctg} ax\right), \quad (4)$$

где v_{max} – предельное значение, к которому стремится скорость в верхней части консолидированной коры при неограниченном увеличении расстояния; t_{0max} – значение t_0 для максимального значения скорости; $t_{0max} = 2\int_0^\infty \frac{v_{max}}{v(z)\sqrt{v_{max}^2 - v^2(z)}}dz$; a – некоторый постоянный коэффициент.

Величины, входящие в уравнения (3) и (4), связаны следующим соотношением:

$$v_0 = \frac{\pi \cdot v_{max}}{\pi + 2at_0v_{max}}, \quad (5)$$

где v_0 – начальная скорость.

При обработке экспериментальных данных были получены следующие численные значения постоянных величин: t_0 = 29 с; a = 0,0057 1/км; v_0 = 6,2 км/с; v_{max} = 6,632 км/с.

Закон изменения скорости с глубиной, полученный по годографу (4) методом Вихерта–Чибисова, показал, что экспериментальные данные позволяют определить скорость до глубины около 15 км, что градиент скорости в этом диапазоне уменьшается с глубиной примерно в 3 раза (от 30 м/с на поверхности фундамента до 10 м/с на глубине около 15 км при изменении глубины на 1 км) и что в среднем до глубины 15 км скорость увеличивается приблизительно на 4,5%.

Обработка годографов слабо рефрагированных волн включала в себя также определение значений граничной скорости и t_0 с помощью методов, разработанных для головных волн; при этом в наблюденные времена предварительно были введены

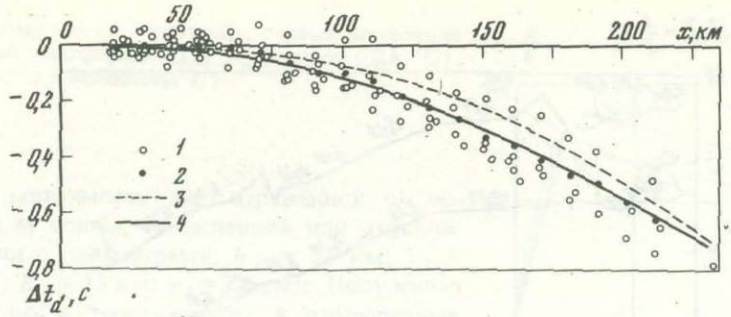


Рис. 20. Годографы волн P_0^K в редуцированном виде

Значения: *1* – наблюденные, *2* – средние для интервала в 10 км, *3–4* – расчетные: *3* – для закона $\Delta t_d(x) = 1/v_0\,(2/\beta\,\mathrm{arsh}\,\beta x/2 - x)$, $v_0^- = 6{,}2$ км/с, $\beta = 3 \cdot 10^{-3}$ км$^{-1}$, *4* – для закона с $d^2v/dz^2 < 0$, $\Delta t_d(x) = t_0(1 - 2\,\mathrm{arcctg}\,ax/\pi - 2at_0x/\pi$, $t_0 = 2{,}9$ с, $a = 0{,}0057$ км$^{-1}$

поправки за рефракцию, которые вычислялись по формуле

$$\Delta t_r = \frac{\beta^2 (x - x_н)^3}{24 v_г}. \qquad (6)$$

Граничные скорости определялись путем вычисления разностного годографа по встречным ветвям. Для удобства разностные годографы представлялись в редуцированном масштабе времени со скоростью редукции, приблизительно равной $v_r = v_г/2$. Это практически означает, что при построении разностных годографов использовалась функция $\theta = (\overrightarrow{t} - \overleftarrow{t}) - 2x/v_r$. Граничная скорость вычислялась с помощью выражения

$$v_г = \frac{2}{\frac{2}{v_r} + \frac{d\theta}{dx}}. \qquad (7)$$

Величина $\frac{d\theta}{dx}$, характеризующая наклон редуцированного разностного годографа, является положительной, если $v_г < v_r$ и наоборот.

На рис. 21 приведены разностные годографы по встречным ветвям для всего маршрута, указывающие на заметное изменение скорости пород в верхней части консолидированной коры, т.е. на блоковое строение фундамента. В районах с резким рельефом фундамента (Днепровско-Донецкая впадина, Рязано-Саратовский прогиб) наблюдается характерное изменение наклонов разностного годографа, которое обусловлено эффектом проницания. В этих условиях разностный годограф не позволяет определить граничную скорость, так как он отражает суммарное влияние двух факторов: рельефа фундамента и скорости слагающих его пород. Указанное ограничение можно частично преодолеть, если интервал прослеживания рефрагированной волны существенно превышает ширину прогиба и если имеются удаленные годографы, пункты взрыва и пункты приема которых расположены симметрично по отношению к прогибу и на значительном удалении от его бортов. В этом случае рефрагированные волны на участке прогиба будут распространяться на большой глубине и рельеф поверхности фундамента не будет оказывать заметного влияния на их траектории. Тогда интегральное значение скорости в породах фундамента, залегающих под прогибом, определяется с помощью следующего выражения:

$$v_l = \frac{l}{(t_{набл} + \Delta t_r) - \Sigma x_n/v_n - \frac{1}{2}\left(t_0^{ПВ} + t_0^{ПП}\right)}, \qquad (8)$$

где l – ширина прогиба; $t_{набл}$ – наблюденное время; Δt_r – поправка за рефракцию; $\Sigma x_n/v_n$ – суммарное время пробега головной волны по фундаменту от пункта взрыва до пункта приема, за исключением участка прогиба; $t_0^{ПВ}$ и $t_0^{ПП}$ – значения t_0 на пункте взрыва и пункте приема. По этой формуле были определены значения

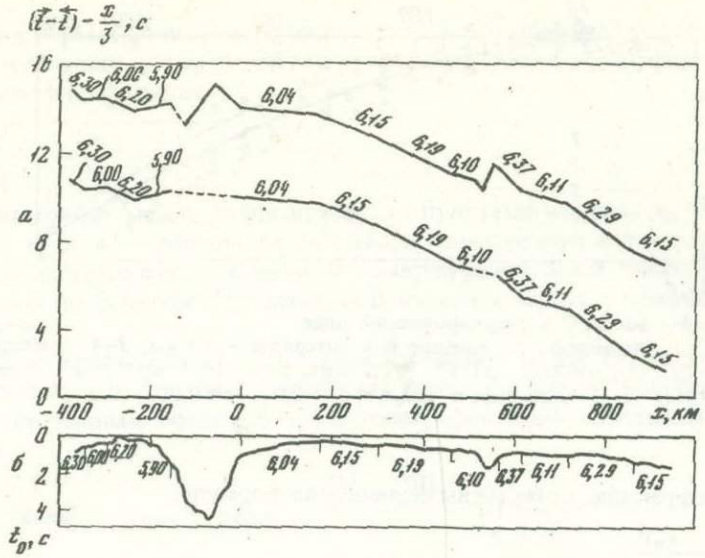


Рис. 21. Разностные годографы по встречным ветвям в редуцированном масштабе времени (*а*) и линия t_0 (*б*) для волны $P_0^к$ по профилю Близнецы–Шевченково–Купянск–Кинешма. Даны величины граничных скоростей, км/с

средней скорости в породах фундамента Днепровско-Донецкой впадины и Рязано-Саратовского прогиба, которые оказались равными 6,04 и 6,10 км/с соответственно.

На рис. 21 также приведены величины t_0 для волны $P_0^к$, которые варьируют в широких пределах: t_0 = 0,4–4,5 с, что указывает на резкое изменение глубины поверхности фундамента вдоль профиля.

Годографы волны $P^м$ обрабатывались аналогичным образом. Однако на некоторых участках профиля ввиду недостаточности системы наблюдений граничная скорость не определялась, а значения t_0 были получены по одиночным годографам. В результате обработки оказалось, что граничная скорость и величины t_0 для волны $P^м$ незначительно изменяются вдоль профиля: $v_г$ = 8,15–8,20 км/с, t_0 = 8,5–9,5 с, причем наблюдается систематическое увеличение этих параметров в северном направлении к центру Русской платформы.

Ввиду отсутствия наблюдений на больших удалениях величину градиента скорости в верхней мантии установить не удалось. Полученные данные позволяют определить лишь верхний предел градиента скорости, который оказался равным 8 м/с на 1 км глубины. По данным больших взрывов [176] средний вертикальный градиент в верхней мантии на Русской платформе может быть оценен величиной 2 м/с на 1 км. Приведенные в ряде работ [31] значения градиента на Русской платформе, по нашему мнению, в несколько раз завышены.

Совокупность данных малых и больших взрывов позволила составить сводный схематический годограф первых вступлений до расстояний 1500 км (рис. 22). Сравнение его с годографом, полученным для территории США [173], показывает, что Русская платформа характеризуется более толстой консолидированной корой и более высокими значениями скоростей в верхней мантии. Сравнение с осредненным годографом для района Байкала–Забайкалья [77] указывает на то, что аномально низкие скорости, характерные для рифтовых зон, наблюдаются не только в верхах верхней мантии, но и распространяются на большие глубины и охватывают, вероятно, всю ее толщу.

Обработка последующих волн. Для определения формы годографов волн, зарегистрированных в последующих вступлениях, использовались графики разности времен регистрации волн в последующих и первых вступлениях $\Delta t = f(x)$ для каждого из пунктов взрыва. На них были нанесены теоретические разностные годографы отраженных волн для градиентной среды ($\beta = 2{,}8 \cdot 10^{-3}$ 1/км) при различных глубинах залегания отражающего горизонта (10, 20 и 30 км), а также теоре-

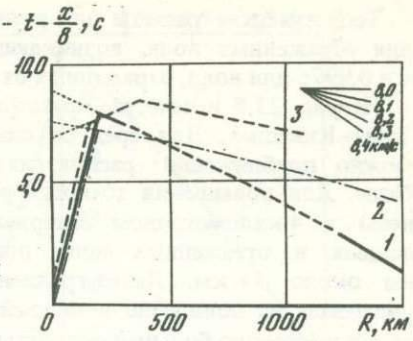


Рис. 22. Схематические годографы первых вступлений для Русской платформы (*1*), территории США (*2*), района Байкала и Забайкалья (*1*)

тическая зависимость для отраженной от поверхности М волны, вычисленной для двуслойной модели с параметрами: $h_1 = 33$ км; $v_1 = 6{,}4$ км/с; $h_2 = 13$ км; $v_2 = 7{,}0$ км/с. Полученная согласованность теоретических и наблюденных данных позволяет сделать предположение о том, что волны, выделенные в последующих вступлениях, в основном являются отраженными. Ввиду невозможности проанализировать природу каждой из выделенных волн в отдельности при последующей обработке предполагалось, что все волны -- однократные отражения, траектории которых расположены в вертикальной плоскости.

Обработка опорных и неопорных волн, выделенных в последующих вступлениях, имела некоторые различия.

Поскольку неопорные волны в большинстве случаев не удается отождествить на годографах, полученных с разных пунктов взрыва, а также ввиду значительных погрешностей, связанных с определением скоростей по одиночным ветвям, обработка неопорных волн являлась статистической. Поэтому полученные закономерности характерны для большой совокупности неопорных волн, зарегистрированных на значительных интервалах профиля.

На первом этапе определялись эффективные скорости и глубины по данным отраженных волн.

Из теории известно, что эффективная скорость сильно зависит от степени скоростной дифференциации покрывающих пород; причем чем более однородна изучаемая среда, тем ближе эффективная скорость к искомым средней и лучевой скоростям. Наиболее простое и действенное средство, позволяющее понизить степень скоростной дифференциации среды, – исключение влияния осадочного слоя, параметры которого обычно известны по данным преломленных волн.

Введение поправок за влияние осадочной толщи заключалось в приведении наблюденного годографа к поверхности консолидированной коры. Определение эффективной скорости в этом случае осуществлялось с помощью следующего выражения:

$$v_э = \sqrt{\frac{(x - \Delta x)}{(t - \Delta t)}} \cdot v_к, \qquad (9)$$

где $v_к$ – кажущаяся скорость.

Поправки Δt и Δx, учитывающие влияние осадков в области входа и выхода сейсмического луча, вычислялись по формулам

$$\Delta t = \frac{t_0}{2\cos\alpha \cos i}; \quad \Delta x = \frac{v_0 t_0 \operatorname{tg}\alpha}{2\cos i}, \qquad (10)$$

где $\alpha = \arcsin v_0/v$; $i = \arcsin v_0/v_г$; v_0 – средняя скорость в осадочной толще.

Можно показать, что влияние ошибок в определении средней скорости на величину $v_э$ незначительно.

Глубина отражающих горизонтов вычислялась по формуле

$$z = \frac{1}{2}\left[h_1 + h_2 + \sqrt{k^2 v_e^2 (t - \Delta t)^2 - (x - \Delta x)^2}\right], \qquad (11)$$

где h_1 и h_2 – глубины поверхности фундамента в точке входа и выхода луча; $k = v_л/v_э$ – эмпирический коэффициент, учитывающий отличие эффективной скорости от лучевой.

Теоретические расчеты для различных моделей показывают, что можно принять для отраженных волн, возникающих в верхней части консолидированной коры, $k = 0{,}997$; для волн, отраженных от поверхности М, $k = 0{,}990$.

На рис. 23,*б* в качестве примера показан график $v_э = f(z)$ для участка профиля Тума–Кинешма. Для сред со слабой скоростной дифференциацией этот график можно приближенно рассматривать как зависимость средней скорости от глубины. Для повышения точности результатов полученные значения $v_э$ были осреднены в 4-километровом интервале с шагом 2 км. Сравнение данных преломленных и отраженных волн показывает их хорошую сходимость до глубины около 34 км. Далее градиент средней скорости резко увеличивается, что указывает на появление в нижней части консолидированной коры нового объекта с существенно большей скоростью.

На рис. 23,*а* изображена гистограмма распределения отражающих площадок по глубине, на которой наблюдаются два максимума в области глубин 15–25 и 40–50 км.

Первый максимум, возможно, указывает на то, что степень негомогенности верхней части консолидированной коры зависит от глубины, второй связан с отражениями от границы М.

Преобразование графика $v_э = f(z)$ в вертикальный годограф также основывалось на эмпирических данных. Расчеты для различных моделей консолидированной коры показывают, что при косых углах падения ($x/2z = 1–3$) лучевая скорость приблизительно является средним геометрическим величин эффективной скорости и средней скорости:

$$\frac{\bar{v}}{v_л} \cong \frac{v_л}{v_э}. \qquad (12)$$

Из выражения (12) следует, что $\bar{v} \cong k^2 v_э$. Следовательно, для волн, образующихся в верхней части консолидированной коры, $\bar{v} = 0{,}995 v_э$, а для волны, отраженной от поверхности М, $\bar{v} = 0{,}980 v_э$.

Воспользовавшись этими соотношениями, а также предположив, что различие между средней скоростью и эффективной скоростью линейно возрастает с увеличением глубины отражающего горизонта, можно преобразовать $v_э = f(z)$ в вертикальный годограф с помощью следующих выражений:

$$\bar{v}_z = (1 - \frac{z}{H^*} \cdot 5 \cdot 10^{-3}) v_э \text{ при } 0 \leqslant z \leqslant H^*; \qquad (13)$$

$$\bar{v}_z = [0{,}995 - 1 \cdot 10^{-3}(z - H^*)]\, v_э \text{ при } H^* \leqslant z,$$

где H^* – глубина поверхности высокоскоростной части консолидированной коры, которая в пределах профиля изменялась от 26 до 34 км.

Несмотря на то что величины $v_э$, $v_л$ и $\bar{v}$ мало отличаются друг от друга после введения поправок за осадки, а также на то, что мы используем приближенные соотношения между ними, практика показывает, что учет этих различий в подавляющем большинстве случаев повышает точность получаемых результатов.

На рис. 23,*в* показан вертикальный годограф для участка профиля Тума–Кинешма. В левой части этого рисунка для наглядности вертикальный годограф показан в редуцированном масштабе времени, откуда следует, что консолидированная кора состоит из двух частей. Верхняя часть составляет примерно 2/3 от общей мощности консолидированной коры, характеризуется сравнительно небольшой скоростью (6,4 км/с) и заметным вертикальным градиентом скорости, который обычно равен 10–20 м/с на 1 км. Нижняя часть составляет около 1/3 от общей мощности и характеризуется высокой скоростью (7,0 км/с). Установить наличие вертикального градиента в нижней части консолидированной коры не удалось.

Полученная скоростная модель консолидированной коры позволила осуществить построение отражающих и преломляющих горизонтов и составить сейсмический разрез (рис. 24, см. вкл.).

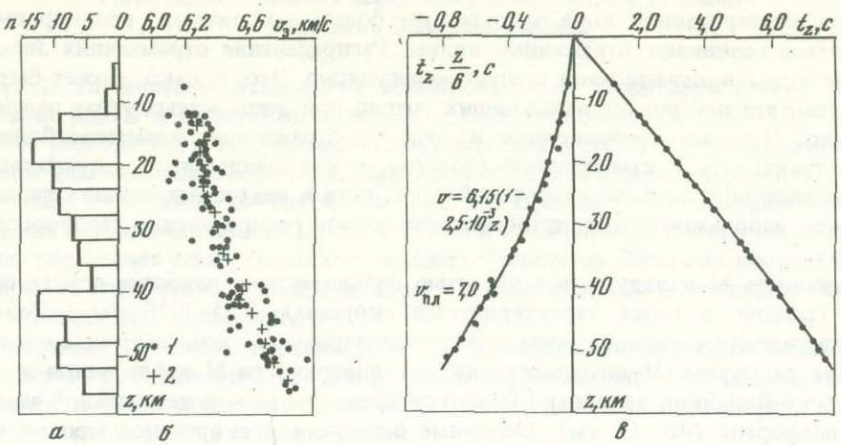


Рис. 23. К определению модели консолидированной коры по данным отраженных волн

а – число определений эффективной скорости; *б* – зависимость эффективной скорости от глубины: *1* – единичные значения, *2* – средние значения для интервала в 4 км; *в* – вертикальные годографы, полученные по средним значениям $v_э$ в обычном и редуцированном масштабе времени

Преломляющие горизонты строились методом t_0 с учетом преломления на всех промежуточных границах. Отражающие горизонты строились методом окружностей, причем при построении опорных горизонтов использовались осредненные значения эффективной скорости и учитывалось небольшое изменение ее с расстоянием. При построении неопорных горизонтов учет изменения скорости с глубиной проводился приближенно с помощью графика $\Delta t = f(x)$. Необходимо отметить, что построение отражающих площадок, соответствующих неопорным волнам, неустойчиво; например, изменение эффективной скорости на 0,02–0,04 км/с приводит к значительным изменениям угла наклона (2–4°) и глубины (2–4 км). При построении опорных и неопорных волн учитывалось изменение скорости пород фундамента в горизонтальном направлении.

Сейсмический разрез (см. рис. 24, вкл.) был проверен путем решения прямой кинематической задачи. Полученные данные указывают, что наблюденные и теоретические времена регистрации опорных волн для всех пунктов взрыва и во всех интервалах совпадают со средней квадратической ошибкой ±0,10–0,15 с.

Основная отличительная черта верхней низкоскоростной части консолидированной коры – ее ярко выраженное блоковое строение, которое проявляется в резком изменении скорости пород фундамента вдоль профиля. Некоторые зоны контактов пород с различной скоростью совпадают с выделенными по геологическим данным разломами. Сравнение сейсмических данных с гравимагнитными показывает, что ни гравитационное, ни магнитное поле не коррелируются с глубиной кристаллического основания. Это явление наблюдается в большинстве районов Русской платформы и указывает на то, что гравитационные и магнитные аномалии вызваны внутренней неоднородностью консолидированной коры. Например, на северном борту Рязано-Саратовского прогиба, где выделен блок с самыми высокими значениями скорости (6,4 км/с), наблюдаются интенсивные аномалии Δg и ΔT_a. Изменение физических свойств пород фундамента в горизонтальном направлении проявляется не только в вариациях скорости, но и в вариациях вертикального градиента скорости. Этот параметр, вероятно, отражает изменение удельной величины порового пространства в породах и может указывать на различие термодинамических условий, в которых формировались горные породы.

В самых нижних 13–15 км консолидированной коры скорость распространения упругих волн заметно увеличивается и достигает 7,0 км/с. Это явление закономерно наблюдается в пределах всего маршрута. Высокоскоростная часть консолидированной коры составляет около 1/3 общей мощности коры и залегает согласно с поверхностью М.

В консолидированной коре присутствует большое количество неоднородностей, на которых возникают отраженные волны. Распределение отражающих элементов в толще коры в значительной степени нерегулярно. Это, однако, может быть связано с тем, что построение отражающих границ при очень косых углах падения неустойчиво. Поэтому изображенные на разрезе отражающие элементы более правильно трактовать с качественной стороны – как свидетельство существования неоднородностей в консолидированной коре, хотя в некоторых случаях их, вероятно, можно использовать для статистических оценок распределения неоднородностей в разрезе.

Поверхность М наряду с поверхностью фундамента – наиболее резкая сейсмическая граница, которая характеризуется скоростью 8,15–8,20 км/с. Поведение этой поверхности в региональном плане характеризуется ясно выраженным изостатическим рельефом. Минимальная глубина поверхности М наблюдается в районе Днепровско-Донецкой впадины (38 км), максимальная – в центральной части Русской платформы (46–47 км). Основные особенности скоростной модели земной коры Русской плиты могут быть сформулированы следующим образом.

1. Консолидированная кора состоит из двух существенно различающихся по скорости распространения упругих волн частей – верхней низкоскоростной и нижней высокоскоростной. Мощность высокоскоростной части обычно в 2 раза меньше, чем мощность низкоскоростной части.

2. Верхняя часть консолидированной коры сложена породами, скорость в которых 5,9–6,4 км/с. Она состоит из ряда крупных блоков, которые характеризуются различными скоростями распространения упругих волн и на границах которых скорости в породах изменяются резко. Линейные размеры блоков варьируют от нескольких десятков до нескольких сотен километров, а различия в скоростях распространения сейсмических волн прослеживаются на глубину по крайней мере 10–15 км. Зоны контактов между блоками являются вертикальными или круто наклоненными, причем некоторые из них совпадают с известными по геологическим данным разломами. В пределах отдельных блоков скорости в породах постепенно увеличиваются с глубиной, причем по мере увеличения глубины градиент скорости уменьшается. В первых 10–15 км скорость увеличивается в среднем на 1% на каждые 3–5 км глубины.

3. Нижняя часть консолидированной коры характеризуется пластовой скоростью около 7,0 км/с и мощностью 13–15 км. Переход от верхней части консолидированной коры к нижней происходит обычно на глубине приблизительно 30 км и в некоторых случаях является достаточно резким. Изменения скорости в вертикальном и горизонтальном направлениях в нижней части консолидированной коры установить не удалось.

4. Консолидированная кора не является гомогенной и включает в себя большое количество неоднородностей, на которых возникают отраженные волны. Учитывая избирательность используемых систем наблюдений к отраженным волнам от горизонтальных границ раздела, необходимо помнить, что отсутствие на разрезе круто наклоненных элементов не означает отсутствия таковых в разрезе, а указывает лишь на невозможность их обнаружения с помощью имеющихся сейсмических данных. Нерегулярное распределение отражающих площадок может быть вызвано как действительным распределением неоднородностей в консолидированной коре, так и неустойчивым определением элементов залегания границ при очень косых падениях сейсмических лучей.

5. На глубине около 45 км расположена граница М, на которой отмечается значительное увеличение скорости до 8,15–8,20 км/с. Имеющиеся наблюдения на больших удалениях показывают, что скорость в верхах мантии постепенно возрастает с глубиной. Градиент скорости составляет в среднем 2–3 м/с на 1 км глубины. В региональном плане поведение границы М характеризуется изостатическим рельефом.

6. Русская платформа по сравнению с другими районами характеризуется мощной и высокоскоростной корой и высокоскоростной мантией.

Региональное сечение через север Азиатского континента (профиль Воркута–Тикси)

Впервые глубинное сейсмическое зондирование на территории севера Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы было выполнено в 1974–1975 гг. Специальной региональной геофизической экспедицией (СРГЭ) научно-производственного объединения Союзгеофизика. Наблюдения велись вдоль профилей Уренгой – о. Шокальского и Воркута–Тикси (см. рис. 1). Протяженность профилей 2000 км в пределах Западно-Сибирской плиты и 1570 км на Сибирской платформе. Широтный профиль пересекает север Уральской складчатой системы, Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Меридиональный профиль целиком расположен в пределах севера Западно-Сибирской плиты.

Применялась не совсем обычная для ГСЗ методика сейсмических наблюдений – комплексные исследования, ориентированные на регистрацию трехкомпонентными приемниками всего волнового поля на больших удалениях и с интерпретацией не только монотипных, но и обменных волн.

Исследования проводились с применением аппаратурных комплексов "Тайга" и "Черепаха", снабженных сейсмоприемниками НСП-3 (собственная частота 1,5 Гц). Возбуждение колебаний осуществлялось с помощью взрывов различной мощности, обеспечивающих получение годографов рефрагированных волн длиной от 100 (взрывы малой мощности) до 1000 км и более (взрывы большой мощности).

Среднее расстояние между пунктами наблюдений составляло 10–12 км. На каждой точке осуществлялась запись трех компонент смещения почвы: вертикальной и двух горизонтальных (вдоль линии профиля и перпендикулярно к ней).

На рис. 25 (см. вкл.) представлен пример годографов продольных волн, зарегистрированных в области первых вступлений на профиле Воркута–Тикси. Как видно из этого рисунка, при такой системе наблюдений в поле монотипных волн удается надежно проследить в основном опорные волны: в первых вступлениях – рефрагированные волны в верхах коры $P_0^к$ и в верхах мантии $P^м$, в последующих – отраженные волны от границы М – $P_{отр}^м$. То же можно сказать о соответствующих волнах поля поперечных колебаний – $S_0^к$, $S^м$, $S_{отр}^м$.

Среди волн в первых вступлениях отмечается несколько ветвей с существенно разными кажущимися скоростями. Это волны от осадочных горизонтов со скоростями 3–5 км/с, от поверхности фундамента – со скоростями 5,8–6,2 км/с, от границы внутри коры – со скоростями 7,0 км/с и от мантии. Наибольший интерес представляют волны от промежуточной границы K_2, которые обычно в ГСЗ не наблюдаются в первых вступлениях. Здесь они начинают регистрироваться на удалениях R = 130–150 км и быстро сменяются мантийными волнами (см. рис. 25). Последние характеризуются повышенными скоростями (8,2–8,3 км/с) и сложной многоволновой записью.

Пример корреляции записей обменных волн, полученных на выходе формирующего фильтра (профиль Уренгой – о. Шокальского), приведен на рис. 7. Как видно из этого рисунка, в интервале времен запаздывания до 7–8 с обычно выделяется несколько сравнительно хорошо коррелирующихся обменных волн. Относительная интенсивность их по сравнению с продольной проходящей волной, породившей волны *PS*, заключена в интервале от 0,1 до 0,5; преобладающее значение этого отношения 0,2–0,3. На севере Западно-Сибирской плиты доминирующими по интенсивности являются обменные волны, обменявшиеся на поверхности фундамента, на границе верхней и нижней частей земной коры и лишь на некоторых участках границы М (см. рис. 7, волны с $\Delta t_{(PS-P)}$ = 2–3; 3,5–4,5 и 7 с). На временах запаздывания меньше 2 с выделяются обменные волны, соответствующие границам раздела в осадочной толще. Некоторые из них являются региональными геологическими границами.

Соотношение амплитуд и разность времен запаздывания основных обменных волн обычно устойчивы на интервалах в несколько десятков километров и несколько изменяются при переходе от одного такого участка к другому. Относительная интенсивность некоторых обменных волн закономерно меняется по площа-

ди. Так, на профиле Уренгой – о. Шокальского в направлении с юга на север возрастает относительная интенсивность всех основных волн. Ряд границ обмена соответствует кровле слоев с пониженными значениями скоростей распространения поперечных волн. Такие границы далее называются отрицательными[1].

Выделение волн *PS* выполнялось на ЭВМ по специальным программам.

При построении сейсмического разреза использовались волны разных типов. Поверхность М практически на всем протяжении построена по встречным (профиль Воркута–Тикси) и одиночным (профиль Уренгой–о. Шокальского) годографам продольных и поперечных рефрагированных волн, исправленным за кривизну Земли рефракцию. Помимо того, на отдельных участках граница М строилась по годографам отраженных (*P* и *S*) волн. Промежуточные границы в коре строились в основном по обменным волнам (рис. 26, 27, см. вкл.).

Наиболее сложная и ответственная операция во всем комплексе интерпретации полученных данных – выбор скоростных параметров, использованных при построении границ разреза. Достаточно удовлетворительно он решался для границ осадочной толщи и консолидированной коры. Для первых использовались данные сейсмокаротажа скважин и результаты работ МОВ и КМПВ, для вторых – данные об эффективных и граничных скоростях. Правильность выбора скоростных параметров и построения сейсмических границ оценивалась путем решения прямой задачи по методике, изложенной в [101]. Такая проверка проведена на профиле Воркута–Тикси (ПК 440–1150 и 2070–2570).

Определение положения сейсмических границ в верхней части разреза выполнялось на основании сопоставления с результатами ранее проведенных геофизических работ и бурения. На Западно-Сибирской плите с поверхностью доюрских отложений отождествляется граница K_0', характеризуемая $v_г$ = 5,5–6,0 км/с. Прослеживается она со значительными перерывами, что может быть обусловлено существенным изменением физических свойств пород, слагающих промежуточный комплекс. Об этом, в частности, свидетельствует и изменение вдоль линии профиля интенсивности соответствующей обменной волны (см. рис. 7).

Граница K_0 соответствует, по-видимому, кровле древней консолидированной коры. Она характеризуется граничной скоростью 6,4 км/с, надежно прослежена в пределах центральной части профиля Воркута–Норильск и на всем профиле Уренгой–о. Шокальского. Глубина ее колеблется от 7 (Уренгойское поднятие) до 11 км. Мощность слоя между границами K_0 и K_0' максимальна в центральной части профилей (5–6,5 км).

Внутри консолидированной коры по волнам различного типа построена граница K_2, разделяющая слои со средними пластовыми скоростями: 6,3–6,4 и 6,7–7,1 км/с – для волн *P* и 3,7–3,8 и 4,2 км/с – для волн *S*. Граница расположена на глубинах 20–30 км. На профиле Воркута–Норильск она моноклинально погружается от центра прогиба по фундаменту в направлении на восток и запад. На профиле Уренгой–о. Шокальского глубина рассматриваемой поверхности и физические свойства вещества, слагающего нижнюю часть коры, неодинаковы. На севере ее глубина минимальна (18–20 км), а относительная интенсивность соответствующей ей обменной волны максимальна по сравнению с другими обменными волнами (см. рис. 7). На южной половине профиля глубина границы K_2 близка к средней для Западно-Сибирской плиты (23–24 км). Относительная интенсивность обменной волны *PS* по сравнению с породившей ее продольной на северной половине профиля на 30–40% выше, чем на южной. Величина отношения $A(PS)/A(PP)$ равна 0,35 на севере и 0,25 на юге.

Глубина поверхности М в пределах исследованной части Западно-Сибирской плиты 36–44 км. Она минимальна в центральной части профиля Воркута–Норильск и на северном конце профиля Уренгой–о. Шокальского и постепенно увеличивается с севера на юг и к окраинам плиты.

---

[1] Следует отметить, что отрицательные границы обмена могут в отдельных случаях соответствовать и более сложным моделям скоростного разреза.

В средней части профиля Воркута–Тикси (ПК 600–1150) ниже поверхности М прослежены две группы границ, соответствующие кровле и подошве слоя с пониженной скоростью.

О сложности скоростного разреза верхней мантии под границей М можно судить по характеру корреляции волн P^M и по форме графиков амплитуд для значительных удалений (несколько сотен километров) от источника. В группе P^M вблизи первых 2–3 с непрерывно коррелируются отдельные волны в интервале в несколько десятков километров, затем они сменяются другими волнами, несколько отличающимися по кажущейся скорости. Такой вид записи для группы волн типичен для большинства пунктов взрыва и поэтому может связываться с изменением разреза по вертикали.

На графиках амплитуд, построенных по волне, зарегистрированной в области первых вступлений при одном и том же взрыве, в диапазоне расстояний 150–500 км четко вырисовываются два максимума (см. рис. 6). Первый из них, очевидно, относится к волне, соответствующей границе М, второй – к волне от более глубокой части разреза верхней мантии. Осцилляции на кривых и характер корреляции волн позволяют предположить, что верхняя мантия, так же как и кора, представляет собой среду с чередованием слоев с пониженными и повышенными скоростями при общем увеличении скорости с глубиной. Об этом свидетельствуют также графики непараллельности нагоняющих годографов. Большую роль могут играть и такие факторы, как анизотропия скоростей. Она, по-видимому, является причиной изменения характера амплитудных кривых, полученных в разных направлениях от точки пересечения профилей Уренгой – о. Шокальского, ПК 470 и Воркута–Тикси ПК 630. Это подтверждается и данными о скоростях продольных волн в верхней мантии: в направлении север–юг она равна 8,2, запад–восток – 8,25–8,4 км/с. Интересно, что по тем же направлениям изменяется и пластовая скорость в нижней части консолидированной коры.

Один из важнейших элементов сейсмических разрезов – зоны тектонических нарушений. Определение их положения, ориентировки в пространстве и глубины заложения производилось по совокупности следующих критериев: 1) резкое изменение глубин основных сейсмических границ; 2) увеличение углов наклона поверхности фундамента (вычисление этого параметра осуществлялось по методике, описанной в [56]); 3) локальные изменения интенсивности продольных, поперечных и обменных волн; 4) наличие дифрагированных волн; 5) изменение поля обменных волн; 6) увеличение анизотропии скоростей поперечных волн (S и PS); 7) различие характера сейсмического разреза в соприкасающихся блоках.

В зависимости от количества признаков, послуживших основанием для выделения зоны тектонического нарушения, и их выразительности разломы делились на уверенные и предполагаемые. Из наиболее крупных блоков следует выделить блоки, связанные с Западно-Сибирской плитой переходными зонами от нее к Уралу и Сибирской платформе, и блок собственно Сибирской платформы.

Для Западно-Сибирской плиты характерны значительная расслоенность верхней части консолидированной коры и сложность рельефа поверхностей древнего и молодого фундамента.

В соответствии с формой рельефа границ K_0 и K_1 блоки названы впадинами, поднятиями и моноклиналями. Наиболее крупные из них Сеяхинско-Антипаютинская, Северо-Ямбургская впадины и Антипаютинский прогиб, занимающие центральные части профилей. Для этих блоков характерны наименьшая мощность верхнего слоя, минимальная глубина границы М, наибольшая глубина границы K_2 и отсутствие отрицательных границ в верхнем этаже коры.

Для области Западно-Сибирской плиты можно отметить также довольно стабильное строение нижнего слоя консолидированной коры. Почти повсеместно здесь выделяются две сейсмические границы на глубинах 25–27 и 32–37 км.

При переходе от Западно-Сибирской плиты к Сибирской платформе выделен блок, названный Норильской ступенью (ПК 1020–1150). По сравнению с плитой в нем резко уменьшена мощность осадочной толщи (до 0,5–2,0 км), увеличено число границ в верхних 20 км коры, а глубина поверхности нижнего слоя коры (30 км) и границы М (43–44 км) увеличена на 4–5 км.

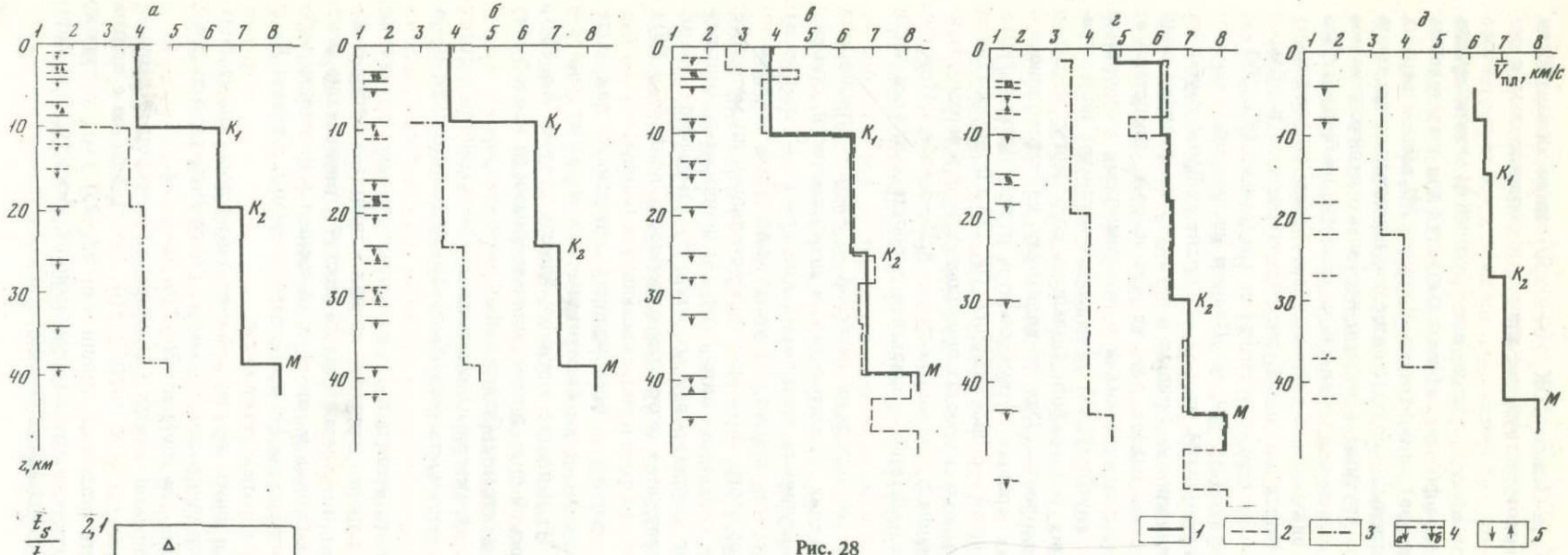

а
б
в
г
д
z, км
$\bar{V}_{п.п}$, км/с
K_1
K_2
M
1
2
3
4
5

Рис. 28

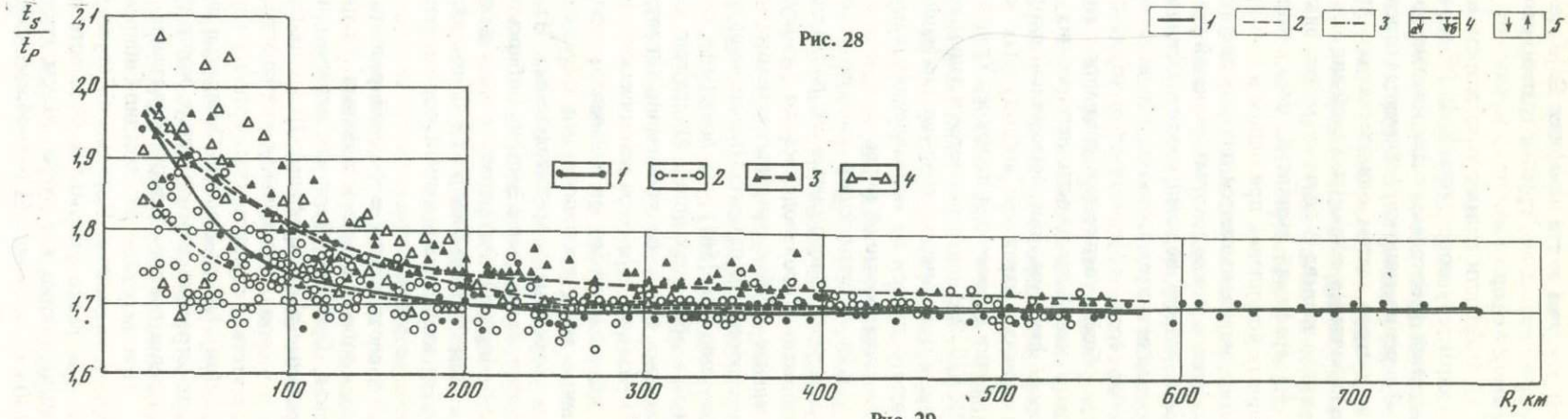

$\frac{t_S}{t_P}$
2,1
2,0
1,9
1,8
1,7
1,6
100
200
300
400
500
600
700
R, км
1
2
3
4

Рис. 29

На западе в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Урала сейсмические поля теряют свою регулярность и соответственно существенно уменьшается количество устойчивых границ в разрезе. Глубина границы М возрастает до 46–47 км. Отождествить какую-либо из границ, прослеженных в интервале глубин 20–30 км, с границей K_2 для района Урала не удалось из-за потери корреляции обменной волны $PS(K_2)$ при переходе от Западно-Сибирской плиты к Уралу (ПК 240–260).

Строение Сибирской платформы изучено гораздо слабее, главным образом на основе записей обменных волн от взрывов и землетрясений. Полученная здесь система наблюдений позволила вычислить скоростные параметры земной коры лишь в окраинных зонах Сибирской платформы. Мощность земной коры в пределах платформы 33–43 км, причем на большей части исследованной территории она меньше 40 км. Граничная скорость вдоль поверхности М 8,14–8,20 км/с. С кровлей консолидированной коры отождествляется граница K_0 ($v_г$ = 6,1 км/с), глубина которой изменяется от 0 до 11 км. Поверхность нижнего слоя ($v_г$ = 7,1, $v_{пл}$ = = 7,1–7,2 км/с) надежно выделяется лишь на западной и восточной окраинах платформы. На большей же части профиля, где построения велись только по обменным волнам, определение этой поверхности затруднено в связи со сложным блоковым строением исследованной территории и невозможностью количественного определения скоростных параметров по обменным волнам.

На рис. 28 представлены обобщенные данные о скоростях распространения волн P и S в земной коре и верхней мантии, вычисленные для обоих профилей, и нанесены осредненные глубины границ обмена, построенных на соответствующих интервалах профилей. На границах обмена указано направление увеличения скорости распространения волн, что позволяет более детально, чем только по волнам P и S, характеризовать скоростной разрез. Пластовые скорости рассчитаны по значениям эффективных скоростей, определенных по годографам отраженных волн ($v_э$).

Из рис. 28 следует, что эффективные скорости до границы K_2 и, следовательно, пластовые скорости верхнего слоя консолидированной коры мало изменяются вдоль профиля. Средняя же пластовая скорость всей консолидированной коры варьирует в более широких пределах, причем отмечается ее относительное увеличение (до 6,64–6,78 км/с) на участках, соответствующих центральным впадинам севера Западно-Сибирской плиты. Последнее обусловлено тем, что на этих участках профилей возрастает мощность нижнего высокоскоростного слоя коры и несколько увеличивается в нем пластовая скорость.

Приведенные данные позволяют оценить соотношения пластовых, граничных и эффективных скоростей продольных и поперечных волн. Как правило, они заключены в интервале 1,68–1,74 при среднем значении порядка 1,70. Исключение составляет коэффициент, вычисленный по граничным скоростям для нижнего слоя коры. Он равен 1,75. Возможно, это обусловлено погрешностями расчета $v_г$ по одиночным годографам.

Соотношение скоростей продольных и поперечных волн в исследованном районе может быть более объективно охарактеризовано параметром t_S/t_P, где t_P – время прихода продольной волны, а t_S – аналогичной поперечной волны. Графики функции t_S/t_P (R) для рефрагированных волн, распространяющихся в консолидированной

Рис. 28. Обобщенные скоростные колонки: *а, б* – профиль Уренгой – о. Шокальского (ПК 500–600 и 300–500), *в–д* – профиль Воркута–Тикси (ПК 600–800, 1000–1100, 1200–1400)

1 – графики $v(z)$ волн P; *2* – то же, но уточненные при решении прямой задачи; *3* – v (z) волн S; *4* – схематизированное положение в разрезе протяженных (*а*) и коротких (*б*) границ обмена; *5* – направление увеличения скорости распространения волн

Рис. 29. Отношение времен прихода продольных и поперечных волн

1 – Прикаспийская впадина; *2* – Центральный Казахстан; *3* – Западно-Сибирская плита; *4* – Сибирская платформа

коре и верхней мантии, для разных регионов СССР показаны на рис. 29. Отношение t_S/t_P характеризует связь между величинами v_P и v_S вдоль всего пути распространения волн и поэтому в значительной степени (особенно на небольших удалениях от источника) должно зависеть от участка пути волн в осадочной толще, где вариации этих отношений максимальны. Очевидно, этим можно объяснить заметное различие отношений t_S/t_P в интервале расстояний 0–200 км от источника, полученных в Прикаспийской впадине, Казахстане, на Западно-Сибирской плите и Сибирской платформе. В то же время при $R > 200$ км для волн, проникающих в верхнюю мантию, рассматриваемый параметр для всех указанных районов меняется в небольших пределах: 1,69–1,73. Максимальное его значение наблюдается на территории Западной Сибири.

Для изучения общих закономерностей строения земной коры Западно-Сибирской плиты исследовались корреляционные связи между глубинами основных границ, а также между глубиной границы М и мощностями отдельных слоев коры. Анализ корреляционных графиков, построенных по данным всех наблюдений профиля Уренгой–о. Шокальского и интервала ПК 260–1020 профиля Воркута–Норильск, относящегося к Западно-Сибирской плите, показывает, что существует прямая корреляционная зависимость между глубинами границ М и K_2 (H^M и H^{K_2}), а также между H^M и мощностями слоев верхней половины земной коры, ограниченных поверхностями K_0, K_2 и K_1, K_2. Коэффициенты корреляции r соответственно равны +0,87, +0,93 и +0,47. Между глубинами границы М и границы K_1 наблюдается менее тесная обратная корреляционная зависимость ($r = -0{,}50$). Еще более слабая обратная корреляционная связь намечается между H^M и мощностью нижнего слоя ($r = -0{,}38$).

Таким образом, можно сделать следующие выводы о строении земной коры северной части Азиатского континента (о мантии см. ч. III, гл. 3).

1. Мощность земной коры изменяется в целом в небольших пределах – от 35 до 44 км. Минимальная мощность наблюдается в центре Западно-Сибирской плиты и на Сибирской платформе. Кора районов обрамления Западно-Сибирской плиты имеет увеличенную по сравнению с ней мощность: на 4–5 км в районе Норильской ступени и примерно на 8 км на Урале.

2. Мощность мезозойско-кайнозойского осадочного чехла севера Западно-Сибирской плиты изменяется от 4,5–5,0 км в центральной части до 1–3 км на ее окраинах. Структуры осадочной толщи являются унаследованными по отношению к рельефу фундамента. Мощность промежуточного структурного этажа, выделенного на Западно-Сибирской плите в основном с помощью обменных волн, изменяется в пределах 3–5 км. Строение его неодинаково в различных тектонических зонах. На участках большой мощности внутри него выделяются слои с повышенной и пониженной скоростями. Осадочный чехол на Сибирской платформе характеризуется более высокими скоростями и бóльшим числом инверсионных границ, чем на Западно-Сибирской плите. Его мощность также изменяется в более широких пределах: от 0 до 10–11 км. Рельеф границ в осадочном чехле рассматриваемого региона имеет как унаследованный, так и обратный характер по отношению к структурным формам фундамента.

3. Земная кора характеризуется существенной расслоенностью, неоднородной вдоль профилей. Отмечается тенденция к возрастанию числа границ в направлении от центральной части Западно-Сибирской плиты к ее окраинам. Количество границ, выделяемых в нижнем слое земной коры, меньше, чем в верхнем. Наиболее устойчивы среди выделенных в коре границ границы K_0, K_1, K_2; последняя делит кору на верхний и нижний слои с существенно разными скоростями – 6,0–6,4 и 6,8–7,0 км/с соответственно. В консолидированной коре выделены слои с повышенными и пониженными скоростями, существующие не повсеместно. Отмечена бóльшая приуроченность их к поднятиям фундамента, чем ко впадинам.

4. Граничные скорости для поверхности верхней мантии слабо различаются для Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. В первом регионе они заключены в интервале 8,2–8,4 км/с для волн P и 4,7–4,9 км/с для волн S, а во втором

соответственно равны 8,15 и 5,0 км/с. Средние пластовые скорости для верхней части земной коры более устойчивы, чем для нижней. Для последней отмечены существенные различия величин $v_{пл}$ на двух пересекающихся профилях. Возможно, это связано с анизотропией скоростей.

Центральная и южная части Западно-Сибирской плиты и ее обрамление

Рассматриваемые материалы по Западной Сибири получены в результате работ рекогносцировочного этапа с использованием отмеченной выше модификации ГСЗ – точечных (дифференциальных) сейсмических зондирований [115].

Основу этой методики составляет дискретная корреляция волн, надежно осуществляемая при исследовании опорных границ. Поэтому при работах по данной методике изучаются не все сейсмические границы, а только наиболее протяженные и устойчивые по своим физическим характеристикам. К таким границам относятся прежде всего поверхности фундамента платформ (K_0) и мантии (М), а также наиболее выдержанные промежуточные границы внутри консолидированной коры. Следствие отмеченной особенности – меньшая вертикальная дифференциация разрезов земной коры, получаемых методикой точечных зондирований по сравнению с результатами непрерывного профилирования.

Результаты методики точечных зондирований содержат данные как о геометрии границ, так и о скорости сейсмических волн, т.е. качественный состав информации о структуре и свойствах недр такой же, как и при непрерывном профилировании, хотя детальность этой информации меньше. Возможность получения такой разносторонней информации о среде по результатам малодетальных работ базируется на совместном использовании волн разных типов (отраженных, квазиголовных, рефрагированных, обменных) при специальных системах полевых наблюдений и приемах интерпретации с применением вместо годографов временны́х полей.

Точность определения глубин до опорных сейсмических границ и скоростей упругих волн, реализуемая в методике точечных зондирований, оценена путем сравнения результатов этой методики для границы K_0 с данными бурения и для границы М с высокодетальным непрерывным профилированием в разнообразных геолого-геофизических условиях: в районах Украинского и Канадского щитов, Туранской и Западно-Сибирской плит, Среднего Урала, Карпат. Вероятные погрешности определения глубин в условиях Западной Сибири: для границы K_0 – 0,1–0,2 км, для поверхности М – 2 км, для промежуточных границ – 1–2 км. Точность единичного определения скорости (средней либо граничной) 0,1–0,25 км/с. По совокупности представительного ряда определений надежно выделяются аномалии скорости с амплитудой 0,1 км/с и более.

При анализе данных о скоростях волн следует иметь в виду соответствующие эффекты осреднения. Каждое определение граничной скорости является некоторым средним значением для участка преломляющей границы, протяженность которого зависит от базы зондирования. В рассматриваемых условиях участок осреднения граничной скорости имеет длину около 10 км для границы K_0 и 70–100 км – для границы М. Единичное значение средней (эффективной) скорости во всей толще консолидированной коры, определяемое при данных работах по закритическим отражениям от поверхности М, относится к интервалу профиля протяженностью 160–200 км.

Детальность изучения рельефа сейсмических границ и изменения скоростей по линии профиля в рассматриваемой методике зависит от расстояний между центрами соседних зондирований. Более подробно изучается верхняя часть разреза [80]. Средний интервал между центрами зондирований, предназначенных для изучения поверхности фундамента, был принят равным 3–5 км, при исследовании внутреннего строения консолидированной коры 10–20 км, для раздела М – 25–30 км. На наиболее интересных участках сеть зондирований сгущалась. Приведенные значения соответствуют средним расстояниям по профилю между пунктами определения

глубин до соответствующих границ. Скорости в среде определялись примерно вдвое реже.

В области южной части Западно-Сибирской плиты основными исходными данными для последующего анализа структуры этого региона служат сейсмические разрезы по пяти связанным региональным маршрутам[1] (см. рис. 1, 30, 31). Для характеристики свойств глубинных границ разрезы сопровождаются графиками средних и граничных скоростей вдоль соответствующих маршрутов. Эти материалы характеризуют только крупные черты строения земной коры и верхов мантии в центральной и южной частях Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления, на участках Енисейского кряжа, Алтае-Саянской области и Северного Казахстана.

Рассмотрим сначала строение верхней части консолидированной коры. При составлении ее сейсмической модели, кроме данных ГСЗ, использованы также результаты сейсморазведки методом отраженных волн. Прослеженная этим методом отражающая граница f залегает в самой нижней части мезозойско-кайнозойского платформенного чехла и может с достаточным для региональных работ приближением считаться его подошвой.

Преломляющая поверхность K_0 изучена по преломленным и обменным волнам (типа *PPS*), которые во внутренних районах Западно-Сибирской плиты обычно регистрируются на зондированиях с базами 10–25 км. На сводах поднятий эта граница совпадает с подошвой платформенного чехла (с границей f)[2]. В прогибах указанные границы расходятся на величину до 1–2 км. Заключенный между ними слой имеет скорость упругих волн до 4,5–4,8 км/с и, по всей видимости, соответствует осадочно-вулканогенным породам предположительно триасово-нижнеюрского возраста. Граница K_0 в обнаженных районах совпадает с дневной поверхностью, во внутренних районах Западно-Сибирской плиты погружается до 4,4 км, а на севере и северо-востоке плиты (р. Пур, низовья р. Енисей) достигает глубин 6–7 км. Кривая распределения граничной скорости ($\upsilon_г$) характеризуется широким диапазоном изменений и имеет сложный двумодальный вид с максимумами на значениях 5,6 и 6,1 км/с. Отмеченные особенности свидетельствуют о значительной петрографической неоднородности пород, выходящих на поверхность K_0.

Следующая, более глубокая, граница K_1 также выделена по данным преломленных волн на зондированиях с базами 30–60 км. На исследованной территории максимальное ее погружение достигает 11 км. Граница имеет прерывистое распространение и типично блоковую форму рельефа. Протяженные участки сравнительно пологого ее залегания нарушены многокилометровыми уступами, по которым граница воздымается до уровня поверхности K_0 либо обнажается на дневной поверхности (в районах Салаирского и Енисейского кряжей). Величина граничной скорости более выдержана, чем на поверхности K_0, и составляет 6,0–6,6 км/с. На вопрос о том, сопровождается ли граница K_1 резким скачком скорости или ей соответствует плавное изменение упругих свойств в некотором интервале глубин, по имеющимся данным нельзя дать вполне определенного ответа для всей исследованной территории. В одних случаях (район Кузнецкого прогиба) зарегистрированы четкие обменные волны (преломленные и проходящие) от этой границы – следовательно, здесь существует достаточно резкий скачок скоростей. В других районах (широтное течение р. Оби) таких волн получить не удалось и вопрос о резкости границы остается в значительной степени неопределенным.

По совокупности данных о геометрии сейсмических границ K_0 и K_1 и о распределении скоростей в среде на исследованной территории Западной Сибири можно выделить три типа строения верхней части земной коры (рис. 31, 32).

К первому типу отнесем участки, где существует граница K_1. Она залегает на 2–10 км глубже поверхности K_0. На таких участках скорость распространения упругих волн на поверхности K_0, как правило, несколько понижена 5,0–5,6 км/с,

---

[1] При составлении обобщающих разрезов использованы также результаты ГСЗ по непрерывным профилям через Средний Урал (УТГУ, ИГ УНЦ АН СССР) и Барабинск–Овечкино (СНИИГГиМС, НТГУ).

[2] В работах сибирских геофизиков граница K_0 обозначена Ф, а K_1 – I.

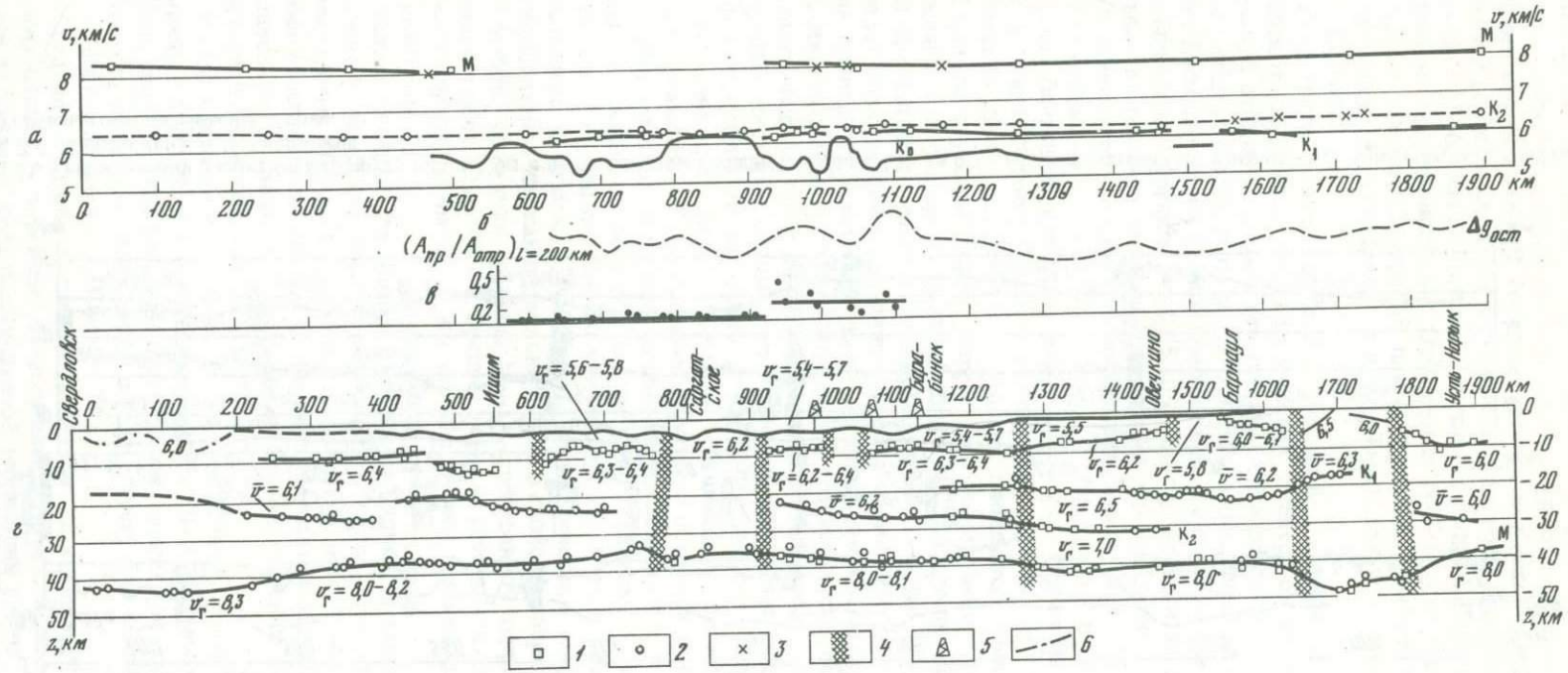


Рис. 30. Сейсмический разрез по субширотному маршруту (24 на рис. 1) через южную часть Западной Сибири. Составили С.В. Крылов, В.Д. Суворов, А.Л. Крылова, А.Л. Рудницкий

а – графики скоростей упругих волн: $v_Г(K_0)$ – граничные скорости для соответствующих границ, $v_{пл}(K_0-K_2)$ – среднеинтервальные скорости в толщах пород между границами; *б* – графики остаточных аномалий силы тяжести и ΔT_a; *в* – отношение амплитуд отраженных и преломленных волн от границы М; *г* – сейсмический разрез

Элементы сейсмических границ и скорости (в км/с) по данным: *1* – преломленных волн, *2* – отраженных волн, *3* – совместной обработки отраженных и преломленных волн от одной границы; *4* – зоны глубинных разломов; *5* – скважины; *6* – изолинии скорости (в км/с) по данным рефрагированных волн

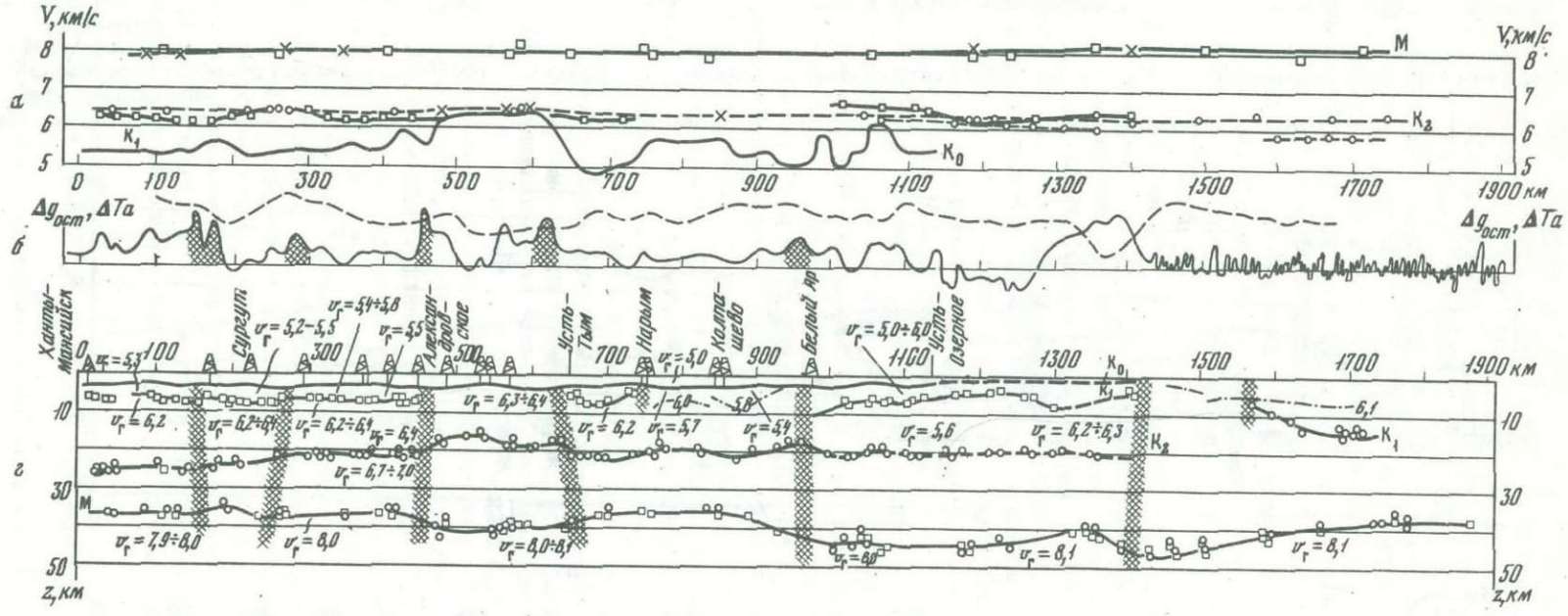


Рис. 31. Сейсмический разрез по маршруту вдоль Оби и на юго-восток Западной Сибири (25 на рис. 1). Составители С.В. Крылов, А.Л. Крылова, Б.В. Мишенькин, З.Р. Мишенькина, А.Л. Рудницкий

Условные обозначения см. на рис. 30

т.е. соответствует левому максимуму кривой распределения $v_г$. Разрез этого типа составляет 70% общей протяженности всех профилей ГСЗ. В зоне складчатого обрамления таким разрезом характеризуется территория Кузнецкого прогиба.

Разрез второго типа не содержит внутри консолидированной коры устойчивой границы K_1. Для него характерно высокое значение граничной скорости на поверхности K_0 (6,1–6,4 км/с). В данном случае на границе K_0 обнажаются породы, обычно залегающие под границей K_1. Отмеченные особенности строения встречаются как в пределах Западно-Сибирской плиты (например, на участке Обского маршрута между селами Александровское и Усть-Тым), так и в обнаженных районах (Салаирский кряж).

Разрез третьего типа, также без границы K_1, установлен в обнаженной Томь-Колыванской складчатой зоне и на участках к северу от нее вплоть до района г. Колпашево. В отличие от разреза второго типа здесь скорость на поверхности K_0 меньше, чем во втором случае, и равна 5,3–5,9 км/с, а нижележащая толща пород мощностью около 5 км является в первом приближении градиентной средой, в которой скорость увеличивается в среднем на 0,05–0,15 км/с на каждый километр глубины. Максимальное возрастание скорости характерно для обнаженных участков.

Указанным трем типам сейсмического разреза консолидированной земной коры (их вероятная геологическая природа обсуждается в [114, 134]) соответствуют три типа блоков фундамента, разграниченных глубинными разломами и образующих в плане сложную мозаичную структуру, которая в южных районах Западно-Сибирской плиты изучается по методике площадных зондирований.

Строение глубоких частей разреза консолидированной коры исследовано менее детально, с выявлением глубинных структур с поперечником около 100 км и более.

В средней части разреза земной коры на глубинах 15–30 км по данным отраженных волн, зарегистрированных на расстояниях 40–70 км от источника, прослежена граница K_2. Соответствующие ей записи преломленных волн получены только в районе восточнее г. Ханты-Мансийска, граничная скорость здесь около 7 км/с. Граница следится прерывисто, с разной степенью надежности. На разобщенных участках, возможно, прослежены разные сейсмические поверхности. Наиболее уверенные данные получены по маршруту г. Ханты-Мансийск–г. Колпашево–г. Кемерово и на окончании профиля по р. Иртышу. Углы наклона рассматриваемой границы обычно не превышают 2°, за исключением участков резких флексурообразных изгибов. На таких участках при более детальных исследованиях, возможно, будут установлены многокилометровые уступы с разрывом границы.

Раздел М изучен по данным как отраженных, так и преломленных волн на зондированиях с базами 170–220 км. Характеристики этой границы представляют особый интерес, так как позволяют судить о свойствах верхов мантии Земли.

Глубины залегания границы М на исследованной территории Западной Сибири изменяются от 32 до 46 км. Среднее значение глубин для центральной части Западно-Сибирской плиты на 8–10 км меньше, чем в прилегающих районах складчатого обрамления.

Рельеф поверхности мантии отображает блоковый характер последней. Во внутренней части плиты преобладают участки почти горизонтального залегания этой поверхности. Переходы от участка к участку, как правило, сопровождаются резкими изменениями глубины до поверхности мантии. Минимальные глубины (32 км) установлены в районе г. Омска, максимальные значения (44–46 км) приурочены к восточной приенисейской части плиты.

В распределении углов наклона границы М также проявляются черты блоковости. Наряду с преобладанием небольших углов (0–3°) отмечаются повышенные их значения, свойственные участкам относительно резких флексур, а возможно, и уступов поверхности мантии. Амплитуды флексур (уступов) обычно составляют несколько, в отдельных случаях – 8–10 км.

Средняя величина граничной скорости на границе М для Западно-Сибирской плиты близка к нормальному значению 8,0 км/с. Характерна выдержанность скорости в пределах всей исследованной территории плиты – систематические отклонения от среднего значения не превышают ±0,1 км/с. Переход к районам склад-

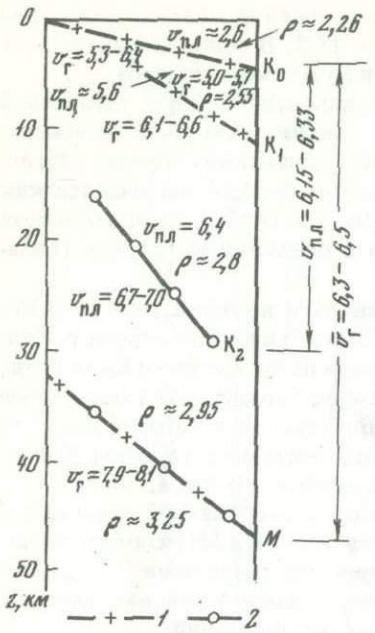


Рис. 32. Схема расчленения земной коры Западной Сибири по сейсмическим характеристикам
1 – отражающая и *2* – преломляющая границы

чатого обрамления, как правило, сопровождается увеличением скорости в верхах мантии. Особенно значительны различия с районами Урала и Северного Казахстана, где скорость на 0,3–0,4 км/с больше, чем на территории Западно-Сибирской плиты.

Дополнительные сведения о свойствах самой верхней части мантии получены по динамическим характеристикам отраженной и преломленной волн от раздела М. Величина отношения амплитуд названных волн, зарегистрированных на одной сейсмограмме при фиксированном расстоянии от источника (~ 200 км), на большей части исследованной территории колеблется в пределах 1,5–10 и равна в среднем 4. Аномально резко повышенные значения его со средней величиной около 26 и диапазоном изменения 10–50 получены в юго-западной части Западно-Сибирской плиты вблизи городов Тобольск, Омск, Ишим. Сравнение этих экспериментальных данных с результатами теоретических расчетов для ряда моделей среды позволяет предположить, что на большей части территории скорость под границей М нарастает с глубиной в среднем на 2–5 м/с на каждый километр глубины. В области с аномальным отношением амплитуд величина градиента скорости практически равна нулю. Таким образом, наряду с выдержанностью скорости упругих волн вдоль поверхности мантии в пределах всей южной половины Западно-Сибирской плиты верхи мантии неоднородны по величине вертикального градиента скорости.

По результатам ГСЗ с привлечением данных об аномалиях магнитного и гравитационного полей для значительной части Западно-Сибирской плиты и районов ее складчатого обрамления составлена схема блоков земной коры (см. рис. 33). На схеме выделены крупные блоки, проявленные во всей консолидированной коре и разграниченные разломами, достигающими верхов мантии. В ряде мест отражена и более мелкая разблокировка, выделенная только в верхней части консолидированной коры. Доминируют пересекающиеся зоны глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Намечаются также разломы с почти меридиональными и широтными простираниями. В результате вырисовывается важная особенность глубинной структуры – наличие мозаичной системы крупных угловатых блоков с горизонтальными размерами в 100 км и более. Характеристику отдельных блоков можно найти в работах [114, 134].

Для каждого блока были подсчитаны величины геостатического давления на глубине 50 км, рассчитанные по сейсмическим разрезам со значениями плотности, приведенными на рис. 32. Западно-Сибирской плите в целом свойственны несколько увеличенные значения давления (14,54 кбар) по сравнению с районами складчатого обрамления (Енисейский кряж – 14,24, Томь-Колыванская зона – 14,37 кбар). Избыток давления на территории плиты составляет примерно 0,2–0,3 кбар. В пределах самой плиты давление на выбранном уровне значительно более выдержано, оно не выходит из диапазона 14,47–14,62 кбар. Разность значений для соседних блоков редко превышает 0,1 кбар.

Следовательно, можно считать, что блоки земной коры Западно-Сибирской плиты находятся в состоянии, весьма близком к изостатическому равновесию. Уровень компенсации давлений расположен сразу же под поверхностью мантии, поэтому изостазия блоков обусловлена особенностями распределения

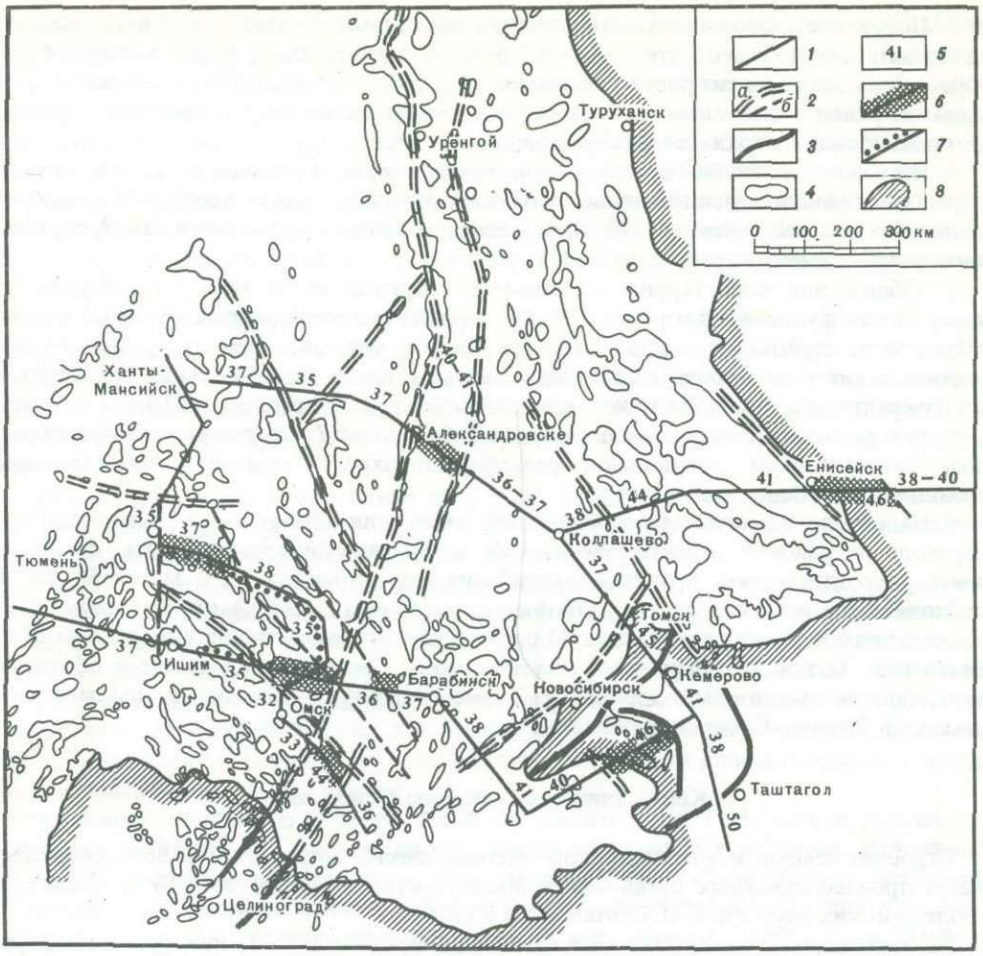


Рис. 33. Схема блоков земной коры Западной Сибири

1 – профили ГСЗ; *2–3* – зоны глубинных разломов: *2* – по данным ГСЗ (трассирование по аномалиям магнитного и гравитационного полей), захватывающие всю кристаллическую кору (*а*), только верхи коры (*б*), *3* – по геологическим данным; *4* – положительные аномалии магнитного поля; *5* – значения мощности земной коры, км; *6* – участки с высокими (6–6,4 км/с) значениями скорости на поверхности фундамента; *7* – участки с аномальными свойствами верхов мантии; *8* – граница складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты

масс внутри земной коры. Некоторая неуравновешенность отмечается на границах с районами складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты.

По совокупности охарактеризованных выше данных ГСЗ главные черты сейсмической модели рассматриваемого региона состоят в следующем.

1. Наряду с регионально выдержанными сейсмическими границами – поверхностью фундамента (K_0) и разделом М – в земной коре выделяются промежуточные границы, распространенные не повсеместно. Из-за их прерывистости и выклинивания толщи осадочных пород земная кора на разных участках (при одинаковой детальности исследований) подразделяется на неодинаковое число слоев – от одного до четырех (см. рис. 31).

2. Поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты в региональном плане имеет относительно мало расчлененный рельеф с преобладанием углов наклона в 1–2° и весьма сложное распределение граничной скорости с амплитудой ее изменения более 1,5 км/с. Все нижележащие границы характеризуются блоковой формой рельефа – протяженные участки пологого залегания с углами не более 0–3° нарушаются резкими флексурами или уступами со смещением в несколько километров.

3. Поверхности мантии под Западно-Сибирской плитой свойственна выдержанная величина граничной скорости – 7,9–8,1 км/с. В прилегающих районах складчатого обрамления значения скорости увеличиваются до 8,2–8,4 км/с. На юго-западе плиты выявлен район с аномально низким вертикальным градиентом скорости в породах, слагающих самую верхнюю часть мантии.

4. Изменчивость глубин залегания сейсмических границ и мощностей слоев земной коры, как правило, увеличивается с глубиной. Неоднородности латерального распределения скоростей сейсмических волн резко уменьшаются только в самой верхней части разреза (между границами K_0 и K_1).

5. Общей для всей территории является обратная связь между глубинами до поверхности фундамента и раздела М. Обширной впадине Западно-Сибирской плиты, имеющей на изученной площади по поверхности фундамента амплитуду около 4 км, соответствует воздымание поверхности мантии с почти вдвое большей амплитудой и с сокращением толщины консолидированной коры в среднем на 10 км по отношению к районам складчатого обрамления. В большинстве случаев отмечается обратное (инверсионное) соотношение рельефа поверхности мантии и вышележащих границ в консолидированной коре.

6. На основе выявленных особенностей изменения строения глубоких недр при переходе от районов горного обрамления к Западно-Сибирской плите представляется вероятным, что причиной прогибания территории плиты в мезозойскую и кайнозойскую эры явилась перестройка нижней части земной коры в результате восходящего перемещения раздела М с преобразованием части пород коры в вещество мантии. Возникшее нарушение изостатического равновесия привело к образованию обширного длительно живущего седиментационного бассейна на площади современной Западно-Сибирской равнины.

Кристаллические массивы Казахстана

Строение земной коры Казахстана систематически изучается с 1966 г. сотрудниками производственных организаций Министерства геологии КазССР и Института геологических наук им. К.И. Саптаева АН КазССР.

За этот период отработано большое число профилей ГСЗ, которые позволяют определить структуру Казахской складчатой страны и ее соотношение с прилегающими тектоническими элементами: Западно-Сибирской плитой, Уральской складчатостью, Прикаспийской впадиной (см. рис. 1).

Работы проводились по методике непрерывного профилирования со средней длиной годографов 170–350 км, расстояния между пунктами взрыва составляли 50–70 км. Это позволило проследить все основные волны, связанные с границами в коре, и вывести в первые вступления волны от поверхности мантии.

Волновое поле для большей части территории Казахстана характеризуется следующими особенностями. Вблизи пункта взрыва регистрируется серия волн, связанных с осадочными слоями. Доминируют преломленные волны с кажущимися скоростями 1,5–6,0 км/с. На расстояниях до 30 км от источника в первые вступления выходят волны, преломленные в земной коре ($P_0^к$). Как правило, до расстояний 50–100 км от пунктов взрыва волны $P_0^к$ являются доминирующими и имеют компактную трех-четырехфазную форму записи. На бо́льших расстояниях они образуют непрерывный цуг колебаний со смещением максимума в область последующих фаз. Годографы приобретают "кулисообразную" форму с последовательным затуханием первых фаз.

На участках затухания первых волн и появления в первых вступлениях последующих фаз наблюдается заметное различие кажущихся скоростей, определенных по фазовым годографам и их огибающей. Так, на расстояниях 150–200 км от источника скорости по огибающей, как правило, не превосходят 6,2–6,5 км/с, а по фазовым годографам они достигают 6,6–6,8 км/с. В целом кажущаяся скорость волны $P_0^к$ с учетом прослеживания ее в последующих вступлениях после преломленной волны от поверхности М изменяется в диапазоне от 5,5–6,0 до 6,7–7,1 км/с,

однако это общее увеличение часто завуалировано локальными искажениями. Анализ графиков разности времен нагоняющих и нагоняемых годографов свидетельствует о том, что волна $P_0^к$ является рефрагированной, а отсутствие изломов на графиках непараллельности указывает на отсутствие смен волн, связанных с резкими протяженными границами раздела внутри консолидированной коры. Доказательством отсутствия смен волн в области первых вступлений до начала записи волны $P^м$ служит также следующее обстоятельство. Годографы последующих фаз, прослеживающиеся после затухания первой фазы волны $P_0^к$, не пересекают продолжения годографа вступлений этой волны даже в случае его экстраполяции по нагоняемым годографам.

Волна $P^м$ регистрируется первой, начиная с расстояний 180–240 км, и отличается устойчивым значением кажущейся скорости – 8,0–8,4 км/с. Форма годографов близка к прямолинейной. Наблюдаются либо полная параллельность, либо очень слабое сближение нагоняющих и нагоняемых годографов. Записи часто имеют интерференционный характер с максимумом интенсивности в области последующих фаз.

Волна $P_{отр}^м$ выделяется вблизи начальной точки преломленной волны и далее, где она доминирует по интенсивности. Области критических точек в большинстве случаев расположены на расстоянии 120–140 км от источника.

Помимо опорных волн, выделяются многочисленные волны $P_{отр}^к$ небольшой протяженности. С наибольшей степенью вероятности их можно считать отраженными от субгоризонтальных границ раздела в коре. Кроме того, в последующих вступлениях часто регистрируются волны, характеризующиеся аномально высокими, резко меняющимися скоростями и годографами, примыкающими к годографам опорных волн. Приурочены они, как правило, к разрывным нарушениям или наклонным контактам, выходящим к дневной поверхности. Эти волны отнесены к классу отраженных от наклонных контактов.

Конечные результаты интерпретации волнового поля ГСЗ, как и других геофизических полей, во многом определяются сейсмической моделью, положенной в основу интерпретации. При этом сейсмическая модель должна отвечать следующим основным требованиям: в наибольшей мере отражать главные особенности реальной среды; объяснять наличие основных волн на сейсмических записях; не создавать волн, которые не наблюдаются на сейсмограммах; обеспечивать наиболее устойчивое решение обратной сейсмической задачи.

Исходя из этих требований и основываясь на результатах анализа экспериментальных материалов, при составлении сейсмической модели земной коры Казахстана были учтены следующие соображения.

1. На большей части территории Казахстана в волновом поле не выделяются протяженные регулярные отраженные и преломленные волны, связанные с внутрикоровыми границами раздела. Исключение составляют крупные наложенные впадины, где регулярность волнового поля повышена, а земная кора характеризуется устойчивой расслоенностью.

2. Последовательное затухание первых фаз волны $P_0^к$ на больших расстояниях (более 80–180 км) может быть объяснено чередованием в земной коре зон повышенной и пониженной скоростей. Результаты геологического изучения, сопровождаемые сейсмическим каротажем, свидетельствуют о том, что верхняя часть консолидированной коры характеризуется сложным строением, а кривая зависимости скорости от глубины имеет форму пилообразного графика при общей тенденции увеличения скорости с глубиной.

3. Диапазон изменения скоростей в консолидированной коре не может выходить за пределы 6,0–7,0 км/с, что соответствует начальному значению скорости волны $P_0^к$ и максимальному значению скорости волны $P_{отр}^м$ в асимптотической области годографа. В то же время на сейсмограммах фиксируется большое число отражений от локальных (протяженностью 10–40 км) границ, образование которых в силу их высокой интенсивности можно объяснить чередованием в земной коре локальных зон повышенной и пониженной скорости. Кривые скорости в кристаллической коре, вероятнее всего, как и в верхней части, имеют пилообразную форму с общей

тенденцией увеличения на больших глубинах. При этом форма кривой может резко и незакономерно изменяться как при переходе от одной геологической структуры к другой, так и в пределах одной структурной зоны.

4. На глубинах 50–60 км фиксируется резкий скачок скорости на поверхности М, которому на годографах первых волн ГСЗ соответствует однозначно выделяемый излом, обусловленный изменением кажущейся скорости от 6,3–6,7 до 7,8–8,5 км/с.

При составлении моделей для различных геологических блоков Казахстана были включены в обработку волны всех типов, несущие как основную, так и вспомогательную информацию. При этом был принят следующий порядок. До глубин 10–15 км скоростной разрез определялся по рефрагированным волнам. При наличии непрерывной фазовой корреляции по всей длине годографа способом С.В. Чибисова вычислялся оптимальный вариант скоростного разреза. При наличии "кулисообразной" формы годографа с последовательным затуханием первых фаз рассчитывались два варианта графиков $v(z)$: со стороны меньших значений скоростей по максимуму огибающей сейсмической записи и со стороны бóльших значений по годографу, приведенному к первой фазе. Затем полученные графики $v(z)$ пересчитывались в графики средней скорости.

В интервале глубин от 10–15 км средняя скорость определялась также по годографам отраженных волн.

При наличии длинных годографов контролем правильности выбора скоростей в низах коры служило дополнительное определение кажущихся скоростей на концах годографов рефрагированных волн, прослеживающихся во вторых вступлениях на значительные расстояния (до 350–400 км от ПВ) после выхода в первые вступления волн, преломленных на поверхности М. Кроме того, точность вычисления скоростей в коре контролировалась совпадением отражающих площадок, построенных раздельно по каждой ветви взаимоувязанных систем годографов отраженных волн.

При построении сейсмических границ для учета изменения скоростных характеристик среды в горизонтальном направлении применялись развернутые графики средних и эффективных скоростей. Последние пересчитывались в графики истинных скоростей, и по ним строились разрезы в изолиниях скоростей. В верхней части разреза, кроме того, строились отрезки изолиний скоростей по способу Н.И. Павленковой [99]. Точность построения разрезов проверялась путем решения для них прямых задач; при этом допустимое расхождение теоретического и наблюденного годографов не превышало ±0,1–0,3 с.

Сейсмическая модель земной коры Казахстана наиболее полно представлена на сводном разрезе вдоль субмеридиональных профилей Темиртау–Петропавловск, Балхаш–Темиртау и Каскеленскому (рис. 34). Трасса профилей пересекает часть Западно-Сибирской плиты и структуры Северного и Центрального Казахстана. Полученный разрез свидетельствует о сложном рельефе поверхности М, глубина до которой неодинакова в пределах различных структурно-тектонических зон.

В Центральном Казахстане наибольшая мощность земной коры установлена в пределах Еременьтау-Ниязского, Жаман-Сарысуйского антиклинориев, Успенской тектонической зоны (50–52 км), Улутауского и Каратауского антиклинориев (47–48 км). Наблюдается закономерное уменьшение мощности коры и сокращение толщины консолидированной части в области наложенных впадин, выполненных платформенными мезозойско-кайнозойскими образованиями и субплатформенными средне-верхнепалеозойскими осадочными породами. В этом отношении характерны Чу-Сарысу-Тенизская впадина и Тургайский прогиб (40 км). Уменьшенной мощностью характеризуется область, переходная к Западно-Сибирской плите и Прикаспийской впадине. Такие структурные элементы отличаются также относительно более устойчивой расслоенностью консолидированной коры. По-видимому, четкая расслоенность по сравнению с другими районами, помимо прочих причин, связана с существованием в коре крупных структурных несогласий.

Казахская складчатая область имеет разломные ограничения. Характер этих ограничений изучен в зоне ее сочленения с Западно-Сибирской плитой. Результаты сейсмических исследований позволили установить, что краевые разломы рассекают

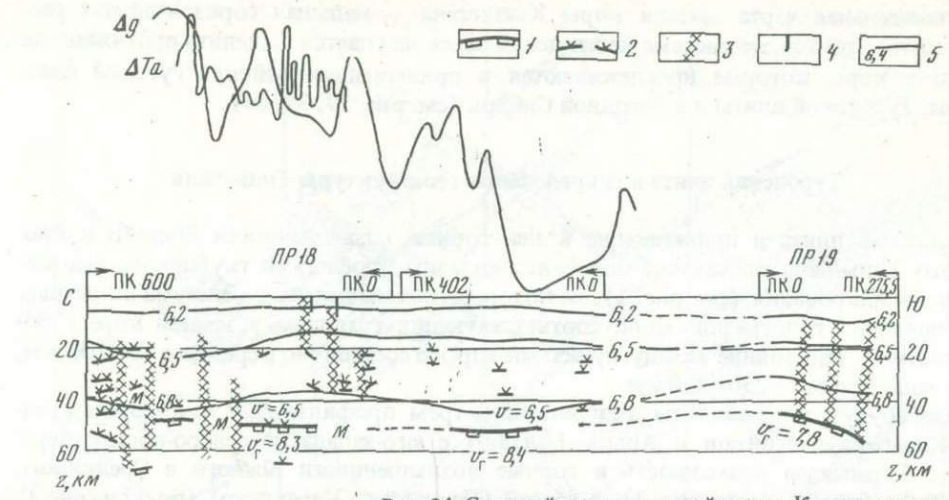


Рис. 34. Сводный разрез земной коры Казахстана по профилям Темиртау–Петропавловск – Балхаш (18 на рис. 1) и Каскеленскому (19 на рис. 1). Составили А.Н. Антоненко, Б.П. Хрычев

Поверхности: *1* – преломляющие, *2* – отражающие; *3* – глубинные разломы; *4* – приповерхностные разломы, по геологическим данным; *5* – изолинии скоростей, км/с

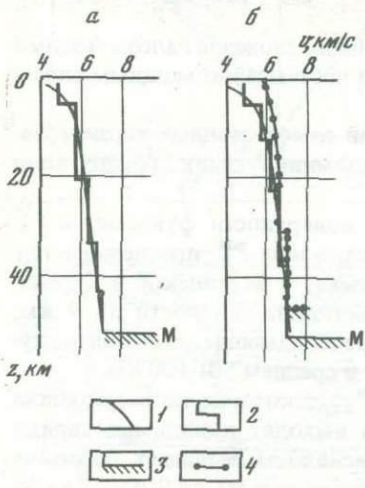


Рис. 35. Обобщенные скоростные модели земной коры *Северного (а) и Центрального (б) Казахстана*

1 – осредненные кривые скоростей; *2* – график пластовых скоростей; *3* – поверхность М; *4* – модель Украинского щита [99]

всю толщу коры и проникают в верхнюю мантию. Изменение мощности коры при переходе от структур Казахской складчатой области к Западно-Сибирской плите происходит ступенеобразно, с амплитудой 7–8 км. Бóльшая часть глубинных разломов, выделенных по данным глубинных сейсмических исследований, носит региональный характер и прослежена по геологическим и геофизическим данным.

В пределах геосинклинальных систем отмечается связь скоростных параметров *с характером магматического режима: повышение скорости в верхней части* консолидированной коры проявляется в геолого-тектонических зонах, характеризующихся широким развитием магматизма химического состава (эвгеосинклинальные пояса Центрального Казахстана), понижение – в гранитоидных зонах, в Улутау-Тянь-Шаньском поясе Казахстана.

На рис. 35 приведены обобщенные скоростные колонки Казахстана в сопоставлении с колонками, полученными для Украинского массива и Воронежского щита. Из них видно, что модели кристаллических массивов разных регионов СССР сходны между собой. Общими свойствами являются большая мощность коры (34–50 км), относительно невысокие скорости в коре (менее 6,5 км/с) до глубины 30–35 км и наличие в низах коры высокоскоростного этажа (7,0 км/с). Различия заключаются *в несколько меньших скоростях сейсмических волн в верхней части коры Казахстана* по сравнению с Русской платформой (5,7–5,8 и 6,0–6,1 км/с соответственно). Нужно отметить, что на Балтийском щите наблюдаются еще бóльшие скорости в верхах коры – до 6,3–6,4 км/с [88].

Отличительная черта земной коры Казахстана – меньшая горизонтальная расслоенность. При той же системе наблюдений здесь не удается выделить протяженных границ в коре, которые прослеживаются в прилегающих районах Русской платформы, Туранской плиты и в Западной Сибири (см. рис. 27, 31, 34).

Туранская плита и сопредельные геоструктуры Тянь-Шаня

Туранская плита и прилегающие к ней горные возвышенности Южного и Срединного Тянь-Шаня достаточно полно исследованы профилями глубинного сейсмического зондирования (см. рис. 1), на которых создана детальная система встречных и нагоняющих годографов волн, соответствующих границам в земной коре и поверхности М. Расстояние между пунктами взрыва составляло в среднем 50–100 км, длина годографов – 250–350 км.

Ниже будут представлены результаты по трем профилям, два из которых (Теджен–Карабекаул–Койташ и Арысь–Балхаш) с юго-запада на северо-восток пересекают Туранскую низменность и горные возвышенности Южного и Срединного Тянь-Шаня (пр. 15, 16 на рис. 1) и третий (Ленинабад–Караунгур) (пр. 17 на рис. 1) расположен вдоль длинной оси Ферганской впадины.

Горные возвышенности Южного и Срединного Тянь-Шаня сложены палеозойскими и более древними отложениями, а впадины выполнены чрезвычайно мощным слоем мезозойско-кайнозойских образований.

Волновое поле вдоль всех перечисленных профилей имеет сходные характеристики, главная из которых – наличие нескольких доминирующих групп волн (рис. 36, см. вкл.; 37).

Первая группа состоит из волн, соответствующих поверхности фундамента $P_0^к$ и границам внутри него $P_{1,2\ отр}^к$. В пределах поднятий волна $P_0^к$ прослеживается в первых вступлениях непосредственно от пункта взрыва; в Ферганской и Сурхандарьинской впадинах, где мезозойские отложения достигают мощности до 9 км, она прослеживается только с удалений 30–35 км. Преобладающие значения кажущихся скоростей – 6,0 км/с, области прослеживания – в среднем 50–100 км.

В последующих вступлениях выделяется волна $P_{1\ отр}^к$, которая на расстояниях 75–130 км от пункта взрыва без излома годографа выходит в видимые первые вступления, а на удалении порядка 95–165 км интенсивность ее падает. Значения кажущихся скоростей уменьшаются с удалением от пункта взрыва от 9 до 6,2 км/с, причем в области первых вступлений преобладают скорости 6,5 км/с. Из этих характеристик можно предположить, что волна $P_{1\ отр}^к$ является отраженной от границы в коре, соответствующей скорости порядка 6,5 км/с. Примечательно, что эта волна не выделена по профилям Теджен–Карабекаул и Арысь–Балхаш.

Волна $P_{2\ отр}^к$ прослеживается в основном в последующих вступлениях, лишь на расстояниях 120–155 км она также выходит в видимые первые вступления и постепенно затухает. Значение кажущейся скорости уменьшается с удалением от пункта взрыва от 12 до 6,3 км/с, но в среднем составляет около 7,0 км/с. Прослеживаемость ее лучше, чем волны $P_{1\ отр}^к$; она, вероятно, приурочена к границе внутри коры со скоростью порядка 7,0 км/с. Эта волна устойчиво выделяется только по профилю Карабекаул–Койташ.

Нужно отметить, что описанные волны регистрируются на фоне других отражений, которые часто создают непрерывную запись в последующих вступлениях. Выделение и прослеживание отдельных устойчивых волн на этом фоне затруднено. Основным критерием для отнесения их к отраженным волнам послужили амплитудная выразительность записи, субгиперболичность и значительная протяженность годографов.

Вторая группа волн состоит из волн $P_{отр}^м$ и $P^м$, соответствующих границе М. Волна $P_{отр}^м$ выделяется в последующих вступлениях в виде доминирующего по интенсивности цуга колебаний. Область ее прослеживания составляет 80–180 км от удалений 25–110 до 170–245 км, где она постепенно затухает. Кажущиеся скорости изменяются от 13,5 до 6,5 км/с.

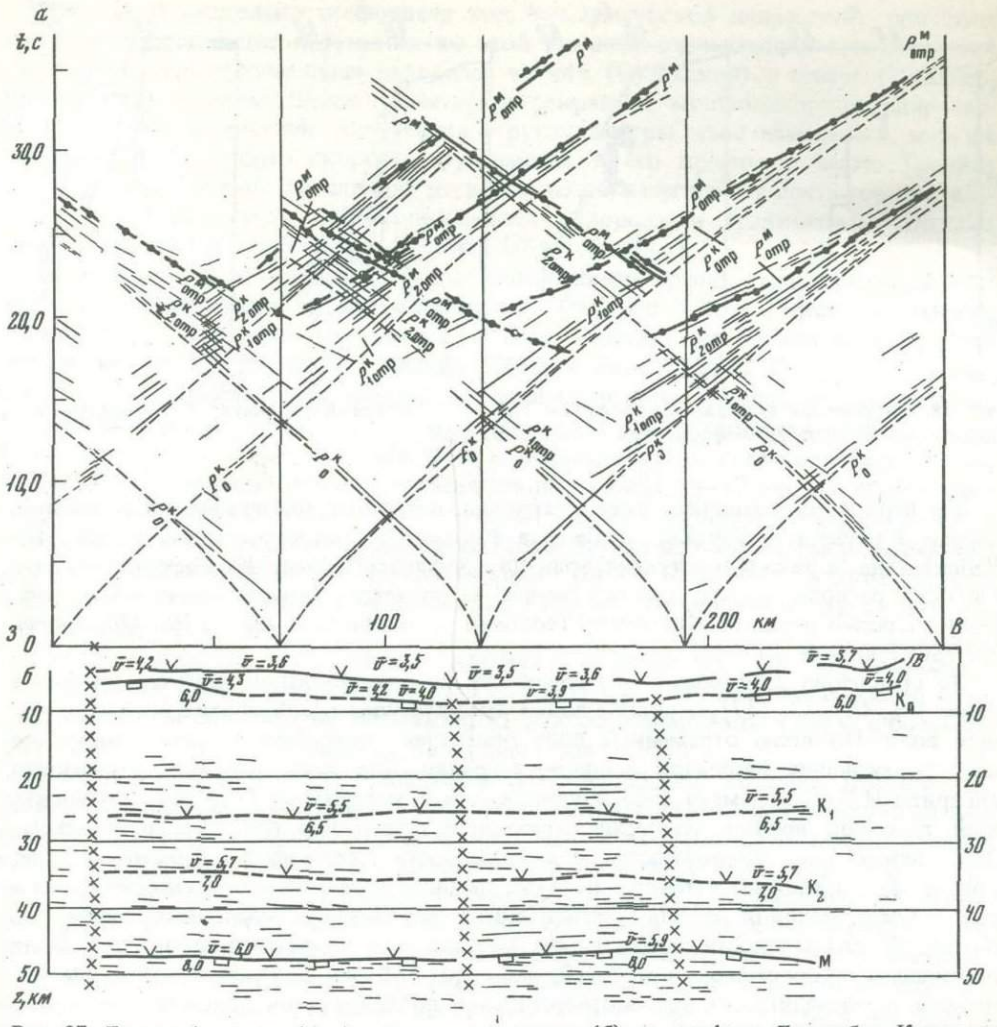


Рис. 37. Годографы волн (*а*) и сейсмический разрез (*б*) по профилю Ленинабад–Караунгур (Ферганская впадина) (17 на рис. 1). Составил Ф.Х. Зуннунов

Условные обозначения см. на рис. 36

Волна $P^{м}$ наблюдается в первых вступлениях начиная с удалений 150–180 км. Наблюдаются различные соотношения в интенсивности волн $P^{м}$ и $P^{м}_{отр}$. По профилю вдоль Ферганской впадины интенсивность $P^{м}$ в области ее выхода в первые вступления соизмерима с $P^{м}_{отр}$. По профилю Карабекаул–Койташ в отмеченной области интенсивность волны $P^{м}_{отр}$ значительно превышает интенсивность преломленной, затем соотношение их интенсивностей приближается к единице. Преобладающие кажущиеся скорости волны $P^{м}$ – 8,0 км/с, годографы имеют слабовыпуклую форму, нагоняющие практически параллельны.

На больших временах после прихода волны $P^{м}$ часто выделяются довольно интенсивные волны, которые имеют большие скорости и приближаются к волне $P^{м}$, а иногда и сменяют ее в первых вступлениях. Эти волны указывают на расслоенность верхней части мантии.

Рассматривая общие закономерности волнового поля, можно отметить, что по профилям Ленинабад–Караунгур и Теджен–Карабекаул, пересекающим соответственно Ферганскую, Амударьинскую и Мургабскую впадины, выполненные чрезвычайно мощным слоем мезокайнозойских образований, глубинные волны являются *сравнительно непротяженными, а первые вступления осложнены разрывами.*

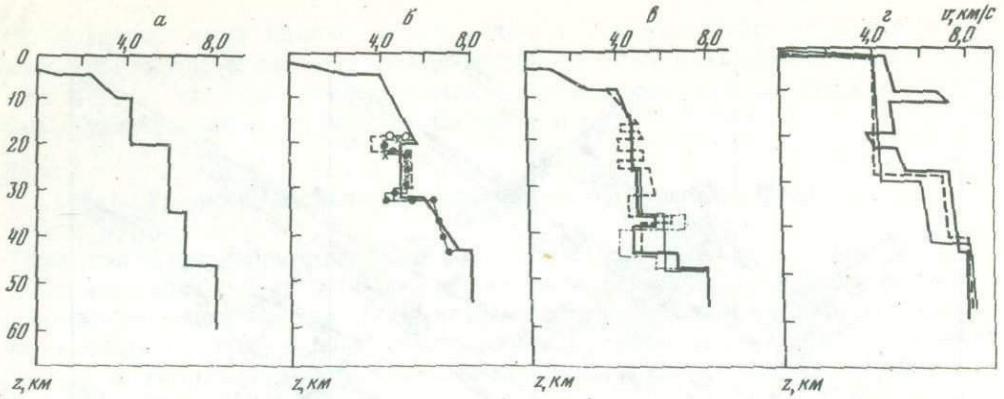


Рис. 38. Скоростные колонки по профилям ГСЗ: *а* – Теджен–Карабекаул; *б* – Карабекаул–Койташ; *в* – Ленинабад–Караунгур; *г* – Арысь–Балхаш

Все первичные материалы (сейсмограммы, детальные годографы волн) по профилям Карабекаул–Кайташ, Ленинабад–Караунгур, расположенным в пределах Узбекистана, а также годографы волн по профилям Теджен–Карабекаул, Арысь–Балхаш, расположенным соответственно в пределах Туркмении и Казахстана, были пересмотрены в Институте геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН УзССР в 1969–1976 гг.

По сравнению с методами интерпретации, использованными для этих профилей ранее [45, 46, 117, 147], основное внимание было уделено обработке поля отраженных волн. По полю отраженных волн определен скоростной разрез и построено поле отражающих площадок и опорных границ. Для этой цели был использован алгоритм И.И. Перельмана [65] в приложении к материалам ГСЗ [64], позволяющий трансформировать годограф отраженной волны или его часть в линии t_0. Этот способ дает возможность по совокупности годографов отраженных волн, увязанных во взаимных точках, надежно вычислить эффективные скорости, которые служат основой и для последующего определения пластовых скоростей. Затем по совокупности отражающих площадок и данных о скоростях были определены скоростные уровни 6,0, 6,5, 7,0 и 8 км/с. Причем, как правило, первый и последний из них соответствовали поверхности и подошве консолидированной коры, построенным как преломляющие границы по данным первых волн. Последним этапом интерпретации было уточнение полученных моделей путем многократного решения прямых и обратных задач на ЭВМ.

Рассмотрение вновь построенных разрезов (см. рис. 36–37) и скоростных колонок (рис. 38) земной коры [63] позволяет сделать вывод об устойчивости главных скоростных характеристик коры для всей территории и относительно малой изменчивости глубин до опорных отражающих и преломляющих границ в коре. Мощность всей коры изменяется от 41 до 48 км. Скоростная модель консолидированной коры изменяется также незначительно. На профилях Теджен–Карабекаул, Карабекаул–Койташ, Ленинабад–Караунгур выделяются три слоя, разграниченных изолиниями скоростей 6,0, 6,5, 7,0 и 8,0 км/с.

Различия в структуре земной коры между отдельными регионами проявляются в деталях ее внутреннего строения: в разной степени ее расслоенности, в наличии или отсутствии слоев с пониженной скоростью, в соотношении рельефа основных границ. Несколько разными оказались разрезы для пересекаемых профилями ГСЗ депрессий: Чу-Сарысуйской, Амударьинской, Мургабской и Ферганской.

Чу-Сарысуйская депрессия (см. рис. 36) характеризуется прогибом поверхности консолидированной коры с амплитудой до 6 км. Заполняющий впадину осадочный чехол сложен слабо дислоцированными отложениями, которые могут быть описаны градиентной средой со скоростями от 1,8–2,0 до 5,9–6,2 км/с. По указанной поверхности депрессия осложнена несколькими разрывными нарушениями с амплитудой до 2 км.

Граница М несколько приподнята под Чу-Сарысуйской депрессией; при этом четко выделяются два нарушения по этой границе, совпадающие с глубинными разломами, ограничивающими депрессию на юге (Сузакский) и севере (Джалаир-Найманский). Соответственно значительно сокращена мощность консолидированной коры под депрессией. Внутренняя структура коры мало изменяется, если не учитывать повышенные скорости фундамента в его прогнутой части. Граница со скоростью 7,0 км/с прослежена не повсеместно, залегает она почти горизонтально. Вся верхняя часть коры описывается однородным градиентным слоем с линейным нарастанием скорости с глубиной (см. рис. 38,*г*).

Такими же соотношениями в форме сейсмических границ характеризуется земная кора по профилю Теджен–Карабекаул (см. рис. 12,*в*). Здесь поверхность фундамента постепенно погружается с северо-востока на юго-запад в сторону Мургабской и Амударьинской впадин, образуя ряд ступеней (Бухарскую, Чарджоускую). В пределах этих впадин в верхней части коры выделяются две границы. Первая залегает на глубине 3–5 км и перекрыта слабо дислоцированными осадками со скоростями 2,4–3,2 км/с. Вторая выделяется как преломляющая граница со скоростями порядка 6,0 км/с и залегает на глубине 10–12 км. По обеим этим границам наблюдается увеличение скоростей при росте мощности осадочного чехла от 4,7 до 5,1 км по верхней границе и от 6,2 до 6,4 км по нижней. Такая же закономерность наблюдается и для других впадин. Граница М залегает в этом регионе почти горизонтально, но все же испытывает слабый подъем в сторону общего погружения фундамента.

Скоростная модель по профилю Карабекаул–Койташ (см. рис. 38) несколько отличается по своей внутренней структуре. В средней ее части выделяются слои с пониженными скоростями. Возможно, их удалось обнаружить в связи с большой детальностью системы наблюдений, полученной еще в 1959 г.

Особый скоростной разрез характерен для Ферганской впадины (см. рис. 37, 38,*в*). В целом он более низкоскоростной. Слои с пониженными скоростями выделяются здесь не только в средней части коры, но и в ее низах. В отличие от хорошо известного варианта разреза по профилю ГСЗ Ленинабад–Караунгур [45] интерпретация этого материала с учетом отраженных волн [63] не дает основания для выделения прогиба границы М под впадиной. По новым данным она залегает вдоль профиля почти горизонтально, несколько воздымаясь в центральной части впадины. Если же сравнить этот разрез с другими профилями ГСЗ, то окажется, что глубина до мантии в Ферганской впадине несколько больше (46–48 км) по сравнению с Туранской плитой (40–45 км). В пределах Амударьинской и Мургабской впадин, как отмечалось, глубина до границы М также 46–47 км, а под горными сооружениями Тянь-Шаня, окружающими Ферганскую впадину – 50–60 км. Учитывая эти региональные различия и имея только одно сечение через Ферганскую впадину, трудно решить принципиальный вопрос о том, имеется ли под впадиной прогиб, или подъем границы М. Во всяком случае, в Ферганской впадине так же, как и во впадинах платформенного типа, существенно сокращена мощность консолидированной коры.

Результаты исследования земной коры Туранской плиты и эпиплатформенной орогенической зоны Южного и Срединного Тянь-Шаня путем переинтерпретации материалов ГСЗ свидетельствуют о том, что в ней достаточно четко выделяются осадочный слой и ее консолидированная часть. Мощность консолидированной коры различна в разных геоструктурах герцинского этапа тектогенеза. На исследованной территории по герцинскому структурному плану выделяются три геоструктуры: Курамино-Ферганский срединный массив, Южно-Тянь-Шаньская геосинклинальная зона и Каракумо-Таджикский выступ древней платформы. По альпийскому структурному плану первая соответствует Сырдарьинской впадине, Кураминскому хребту, Ферганской впадине; вторая – Южному Тянь-Шаню; третья – Центрально-Каракумскому своду, южной части Амударьинской впадины, Мургабской впадине и Таджикской депрессии.

В пределах Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной зоны мощность консолидированной коры увеличивается в юго-восточном направлении от 40 в районе Султануиздага до 60–62 км в пределах Алайского хребта. В пределах Курамино-Ферганского

срединного массива и Каракумо-Таджикского выступа мощность консолидированной коры сохраняется около определенного среднего значения, равного 35–40 км. К передовому прогибу, разграничивающему Южно-Тянь-Шаньскую геосинклинальную зону и Каракумо-Таджикский выступ, приурочено локальное сокращение мощности консолидированной коры до 30–35 км.

Глава 2

ГЛУБОКИЕ ПЛАТФОРМЕННЫЕ ПРОГИБЫ

Днепровско-Донецкая впадина

Днепровско-Донецкая впадина – одна из наиболее глубоких платформенных впадин мира, мощность ее осадочного чехла более 15 км. Расположена она вдоль крупного линеамента, секущего различные по возрасту платформы и прослеживающегося от берегов Балтийского щита до горных сооружений Средней Азии. Характер структур вдоль этой полосы резко меняется. На небольшом отрезке европейской части СССР она включает Припятский прогиб – типичную платформенную впадину глубиной до 4–5 км, Днепровско-Донецкую впадину – крупный авлакоген, заполненный платформенными осадками, Донбасс – также глубокий прогиб, но заполненный метаморфизованной осадочной толщей, смятой в эпигеосинклинальные складки, и, наконец, вал Карпинского – поднятие по фундаменту, внутри которого отчетливо выделяется низкоскоростной блок, как бы продолжающий в теле консолидированной коры прогиб Донбасса.

Структура земной коры Днепровско-Донецкой впадины хорошо изучена системой поперечных и продольных профилей ГСЗ (пр. 5, 6, 7 на рис. 1), которые позволяют представить сейсмическую модель коры этого региона в трехмерном виде. Однако большим недостатком этих работ является малая длина годографов, не позволившая повсеместно проследить преломленными волнами поверхность мантии (восточная часть региона).

Волновая картина в пределах впадины довольно резко меняется, особенно при переходе от ограничивающих ее щитов, Украинского и Воронежского, к области центрального прогиба и при движении вдоль оси впадины от Приднепровского грабена к Донбассу. Главные особенности этого изменения можно представить себе, сопоставив годографы трех основных волн (рис. 39).

Для Украинского и Воронежского щитов характерно довольно простое поле первых волн: сразу же от пункта взрыва прослеживается волна $P_0^к$ со скоростями, постепенно увеличивающимися от 5,8 до 6,4–6,5 км/с, на 200–220 км от источника эта волна с резким изломом сменяется мантийной волной $P^м$ со скоростью 8,0–8,2 км/с.

В последующих вступлениях прослеживается ряд отражений от границ в коре; доминирующей является группа волн $P^м_{отр}$, состоящая иногда из двух-трех отдельных, достаточно устойчивых отражений.

Для волнового поля Днепровско-Донецкой впадины характерна более частая смена волн в первых вступлениях, кажущаяся скорость которых увеличивается от 2,0 до 7,8 км/с (см. рис. 39,*б*). Отмечаются четкие разрывы первых волн со смещением по времени до 1,5 с, что свидетельствует о наличии в коре впадины зон инверсии скоростей. Отличительной чертой является прослеживание в первых вступлениях волн со скоростями 6,8–7,2 км/с, что редко встречается в практике ГСЗ и свидетельствует о сравнительно неглубоком залегании здесь слоя с такими высокими скоростями. Для границы М отмечены относительно низкие скорости – не более 7,8–8,0 км/с.

При переходе от Днепровско-Донецкой впадины к Донбассу описанная волновая картина снова меняется. Из первых волн исчезают волны с высокими скоростями (7,0 км/с), что свидетельствует о погружении этого слоя на восток; соответственно

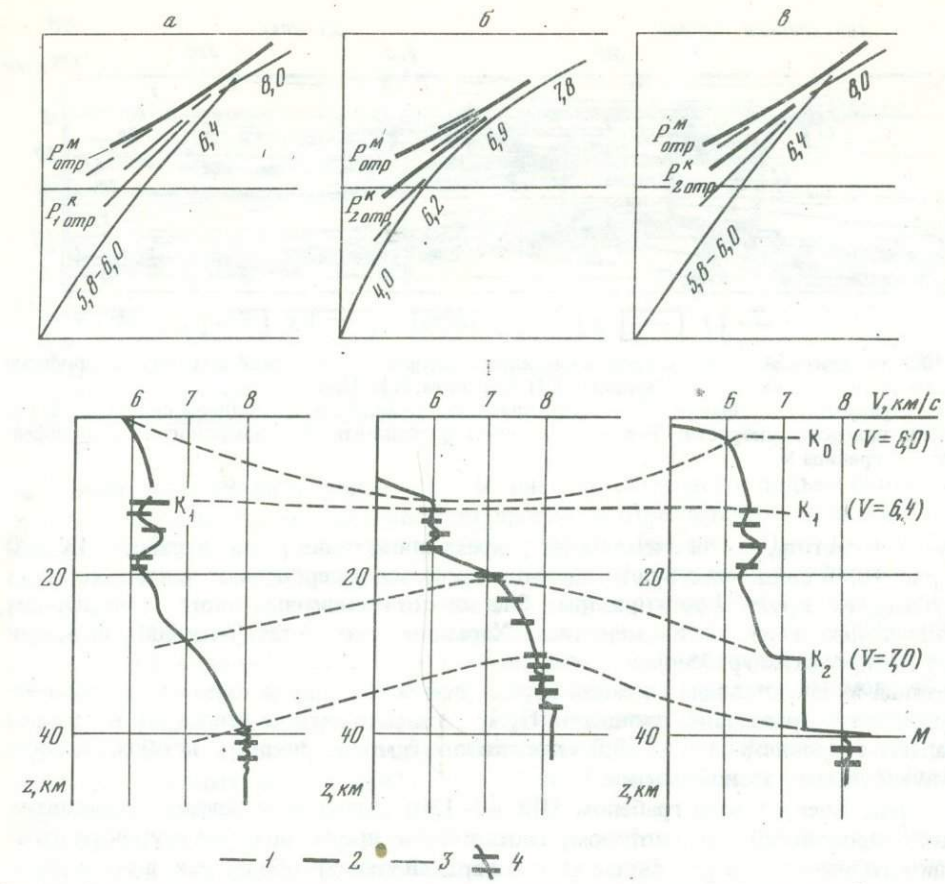


Рис. 39. Схематические годографы и соответствующие им обобщенные модели для Украинского щита (*а*), Днепровско-Донецкой впадины (*б*), Воронежского щита (*в*)

Годографы волн с кажущимися скоростями, км/с: *1* – средней интенсивности, *2* – опорных; *3* – кривая скоростей; *4* – области глубин с повышенной расслоенностью

увеличиваются расстояния выхода в первые вступления волн от мантии – от 150 км на западе до 200–220 км на востоке.

Среди волн, прослеженных в последующих вступлениях в пределах Донбасса, помимо отражения от границы М, выделяется еще одна доминирующая группа – отражения от древнего основания впадины $P^к$. Эта группа отличается значительной амплитудой, сложным интерференционным рисунком записи, наличием нескольких волн в группе [86].

Наиболее отчетливо изменение структуры коры при переходе от Днепровско-Донецкой впадины к Донбассу наблюдается на разрезе по профилю XII вдоль впадины (рис. 40). По подъему изолиний скорости 4,0 и 5,0 км/с видно общее уплотнение осадочного чехла, обусловленное, очевидно, увеличением степени его метаморфизма. Мощность осадочных слоев увеличивается к Донбассу. В разрезе это проявляется в увеличении глубин от отражающего горизонта $K_{1\ отр}$, являющегося, очевидно, древним основанием впадины.

На профиле XII четко выражена изменчивость скоростного разреза консолидированной коры. В западной его части сейсмическая граница со скоростями 7,0 км/с представлена четким отражающим горизонтом на глубине 20 км, т.е. всего на 5 км глубже поверхности фундамента. Средние пластовые скорости в фундаменте здесь 6,0–6,2 км/с. На востоке профиля эта граница (7,0 км/с) погружается уже на глубину 30 км и теряет свои отражающие свойства; над ней залегает слой толщиной 5 км со скоростью 6,5 км/с.

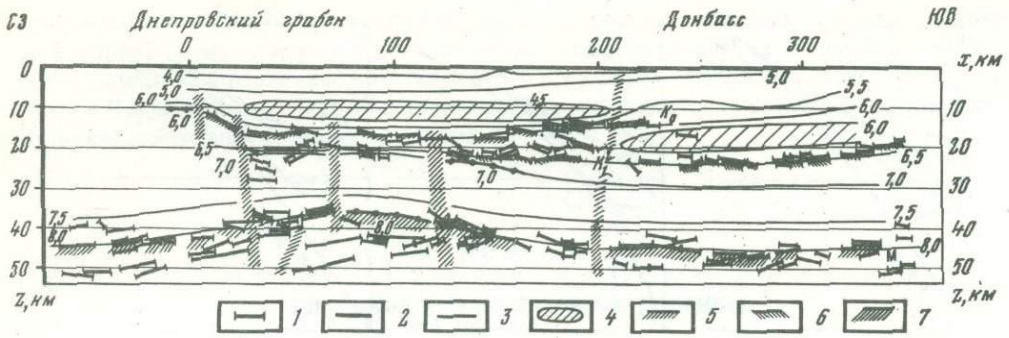


Рис. 40. Сейсмический разрез земной коры вдоль Днепровско-Донецкой впадины по профилю Полтава–Луганск (6 на рис. 1). Составили Е.П. Баранова, Н.И. Павленкова

1 – отражающие площадки; *2* – преломляющие границы; *3* – изолинии скорости, км/с; *4* – зоны инверсии скорости; *5–6* – поверхность фундамента: *5* – доюрского, *6* – дорифейского; *7* – граница М

Нужно отметить, что все изменения разреза происходят резко в районе ПК 200 (см. рис. 40) и свидетельствуют о наличии узкой зоны перехода от одного геоблока к другому, т.е. крупной зоны разлома. Эта зона отчетливо выделяется и по данным потенциальных полей вдоль меридиана Харькова и является, очевидно, границей между Днепровским грабеном и Донбассом.

Граница М представлена сложной переходной зоной в виде тонкослоистой пачки с множеством отражающих площадок. Нужно отметить, что не всегда эти площадки совпадают с уровнем v = 7,8–8,0 км/с, который можно принять за область, соответствующую нормальной мантии.

Так, под Днепровским грабеном (ПК 40–130) выделяется локальное поднятие уровня скоростей 8,0 км/с, которому соответствует прогиб по более глубоким отражающим горизонтам, в результате чего в верхней мантии образуется своеобразное линзообразное тело. Положение верхнего уровня v = 8 км/с определено здесь достаточно уверенно, так как волны, ему соответствующие, прослежены в первых вступлениях на удалениях 150–220 км.

Изменчивость структуры коры при переходе от Днепровско-Донецкой впадины к щитам наиболее четко проявляется на поперечных профилях (см. рис. 13,*б*, 41). Последние дают основание относить впадину к древнему рифту. Первым значительным результатом для подобного суждения явились данные о форме поверхности фундамента и его глубине по профилю Царичанка–Богодухов [86, 99].

Переинтерпретация материалов ГСЗ по этому профилю позволила установить существование во внутренней части впадины узкого грабена с глубиной до консолидированного фундамента более 15 км. Учитывая мощность девонских и каменноугольных отложений в 7–10 км, можно предположить, что этот узкий внутренний грабен образовался в рифее и явился началом развития рифтовой зоны [86].

На всех сейсмических разрезах, поперечных впадине (см. рис. 13,*б*, 41), можно отметить также значительный подъем под ее наиболее прогнутой частью уровней v = 7,0 и 8,0 км/с. Утонение слоя со скоростями 6,0–6,4 км/с и подъем высокоскоростных уровней свидетельствуют об общем уплотнении консолидированной коры впадины по сравнению с прилегающими к ней щитами. Раньше очень долго считалось, что так называемая поверхность "базальтового" слоя прогибается под впадиной, а мощность "гранитного" слоя сохраняется. Эти представления основывались на сейсмических разрезах, построенных без учета данных о распределении скоростей в коре и на основании неверного определения модели коры Украинского щита как высокоскоростной (см. рис. 13, *а*).

Новые представления об уплотнении коры под впадиной согласуются с наблюденным гравитационным полем. После снятия влияния осадочного чехла на картах силы тяжести в пределах впадины выделяются крупные положительные аномалии [99].

Необычна в этом регионе структура переходной зоны от коры к мантии. Выше

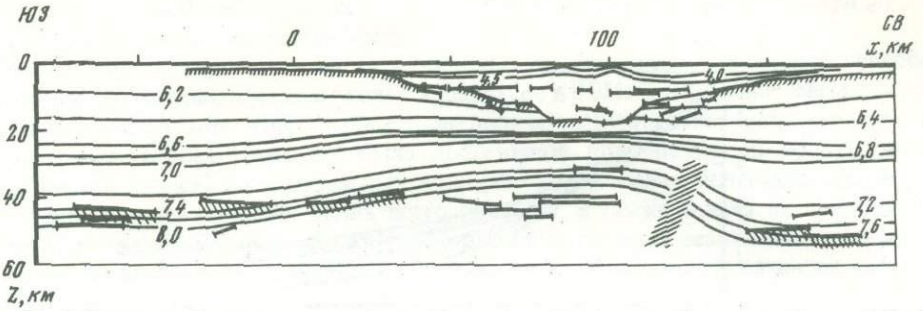


Рис. 41. Сейсмический разрез по профилю Царичанка–Богодухов (5 на рис. 1), по Н.И. Павленковой, Е.П. Барановой, В.А. Роман

Условные обозначения см. на рис. 40

уже отмечалось, что на профиле XII (см. рис. 40) выделяется подъем скоростного уровня 8 км/с, которому соответствует прогиб по отражающим площадкам. Такая же картина наблюдается и для поперечных профилей (см. рис. 41), где под впадиной вырисовываются линзообразные тела с мантийной скоростью. На профиле Ногайск–Сватово [38] это тело симметрично, со всех сторон оконтурено отражающими площадками. На профиле Царичанка–Богодухов поверхность скоростного уровня v = 8,0 км/с и соответствующие отражающие площадки образуют несимметричную складку с крутым северным склоном. Подобную же структуру переходной зоны от коры к мантии можно наблюдать и в других, сходных по строению коры районах: в Донбассе и Прикаспийской впадине. Линзообразные тела в основании коры типичны и для молодых рифтов [141], что также сближает перечисленные впадины с рифтовыми структурами.

Сходство Днепровско-Донецкой впадины с рифтовыми зонами проявляется и в большой роли при ее формировании системы продольных и поперечных глубинных разломов. Первые хорошо прослеживаются на всех сейсмических разрезах (см. рис. 13, 41), они отделяют впадину от Украинского и Воронежского щитов и проявляются в рельефе поверхности фундамента и других границ в коре и особенно отчетливо по границе М. О поперечных к впадине разломах известно меньше, но один из них, Харьковская разломная зона, проявляется во многих геофизических данных. Выше уже отмечалась изменчивость сейсмических параметров коры впадины при переходе через эту зону (см. рис. 40, ПК 120). Если посмотреть на рисунок контуров впадины в этом районе, то можно отметить значительный их изгиб. Он свидетельствует о несомненных горизонтальных подвижках отдельных блоков впадины поперек направления ее оси.

Сейсмический разрез по профилю Царичанка–Богодухов позволяет предполагать, что эти подвижки происходили и по уровню границы М и способствовали образованию по этой границе асимметричной складки.

Интересная особенность коры Днепровско-Донецкой впадины – анизотропия сейсмических скоростей. Установить ее позволила система пересекающихся профилей ГСЗ с детальным изучением волн всех типов. На рис. 42 на плоскости xt представлены области регистрации первых волн вдоль этих профилей; они не перекрываются и свидетельствуют о том, что скорости сейсмических волн вдоль Днепровско-Донецкой впадины меньше, чем поперек нее. Разница во временах прихода волн около 1 с, что намного превышает возможную неточность их измерений.

Таким образом, Днепровско-Донецкая впадина характеризуется сложным неоднородным строением земной коры, изрезанным рельефом сейсмических границ, резкой изменчивостью скоростного разреза. Однако можно отметить ряд основных закономерностей, отличающих сейсмическую модель впадины от других геоструктур.

1. Сокращение общей мощности консолидированной коры за счет утонения верхнего скоростного этажа со скоростью порядка 6 км/с.

2. Подъем скоростного уровня v = 7,0 и 8,0 км/с под прогибом фундамента.

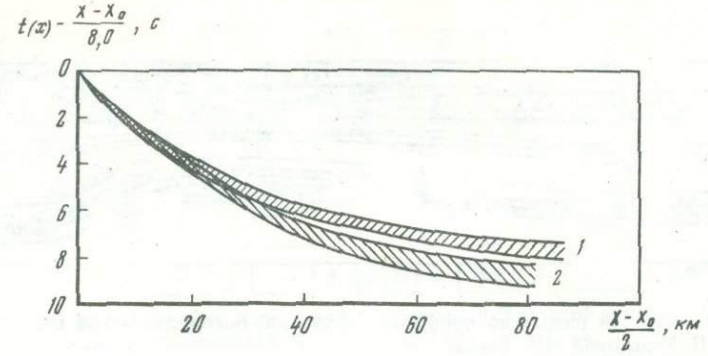


Рис. 42. Сопоставление времен прихода первых волн на профилях вдоль Днепровско-Донецкой впадины (*1*) и поперек нее (*2*); $x-x_0$ – расстояние от источника

3. Наличие анизотропии скоростей в коре – скорость вдоль впадины меньше, чем поперек нее.

4. Повышенная расслоенность переходной зоны от коры к мантии, проявляющаяся в образовании под глубокими прогибами линзообразных тел с мантийной скоростью.

Донбасс

Донбасс занимает восточную часть Днепровско-Донецкого авлакогена. Это глубокий прогиб додевонского (возможно, дорифейского) возраста, заполненный мощной толщей девонских и каменноугольных осадков. Но в отличие от типично платформенных осадочных образований Днепровского грабена каменноугольные породы Донбасса смяты в крутые складки и метаморфизованы. Это дает основание рассматривать Донбасс не как платформенную впадину, а как эпигеосинклинарную структуру. Однако ее структурное единство с Днепровско-Донецкой впадиной позволяет предположить возможное сходство их глубинного строения. Интересно и выявление различий в структуре коры этих соседних регионов.

Донецкий бассейн и его обрамление изучены сейсмическими исследованиями по плотной системе наблюдений. Начиная с 1964 г. рядом геофизических организаций Украины (Институт геофизики АН УССР и Днепровский геофизический трест) выполнена густая сеть профилей ГСЗ, направленная на детальное изучение земной коры [37, 38, 127]. Однако эти исследования были ориентированы в основном на прослеживание отраженных волн от границ в коре и от границы М, и система наблюдений не была рассчитана на регистрацию преломленных волн от мантии. Мало внимания уделялось предыдущими исследователями изучению скоростных параметров коры. В результате даже глубина до границы М и ее рельеф под Донбассом до сих пор не были надежно определены. Неуверенной оставалась интерпретация и отдельных отражающих площадок в коре.

Ниже приводятся результаты детальных работ ГСЗ по профилю Песчанокопская–Суровикино, расположенному в пределах Восточного Донбасса (см. рис. 1). Профиль имеет субмеридиональное направление и показывает строение юго-восточного склона Воронежской антеклизы (Русская плита), Днепровско-Донецкого прогиба и Целинской седловины (Скифская плита). Он отработан Центральным геофизическим трестом МГ РСФСР в 1974–1975 гг. по полной системе встречных и нагоняющих годографов не только отраженных, но и преломленных волн. В результате уверенно проведено отождествление отражающих границ со скоростными уровнями и определена структура подошвы земной коры.

При обработке материала осуществлена многоплановая интерпретация, содержащая в себе все этапы обработки, изложенные в гл. 5. Особое внимание было уделено детальному изучению пластовых скоростей по отраженным волнам от кровли и подошвы каждого пласта. Преломленные волны обрабатывались и как элементы квазиголовных волн (по ним определялись граничные скорости вдоль соответствую-

щих границ), и как рефрагированные волны во всей толще коры и верхней мантии (метод редуцированных годографов).

Отличительная черта методики – широкое использование машинных способов обработки сейсмограмм на аналоговой аппаратуре и ЭВМ. Применение сейсмовоспроизводящей аппаратуры "Луч-1" обеспечило получение компактных монтажей сейсмограмм, разрешенность которых была достаточной для анализа не только общих особенностей записи, но и отдельных волн, что существенно облегчило процесс их выделения и прослеживания вдоль всего профиля, а также анализ их природы. По таким монтажам удалось также уверенно выделить главные разломные зоны региона, проявляющиеся в волновом поле как области преобладающего развития дифрагированных волн.

Волновое поле в крупных чертах мало изменяется вдоль профиля, для него характерна значительная насыщенность отраженными волнами, последовательно подходящими к первым вступлениям. Смена первых волн наблюдается при относительно небольшом общем росте скоростей с удалением от источника от 3,0–4,5 до 6,4–6,5 км/с. С резким изломом годографа выходят в первые вступления преломленные мантийные волны $P^{м}_{пр}$. Кажущиеся скорости их устойчивы и равны 8 км/с.

Анализ редуцированных годографов показал, что малая изменчивость характера волновой картины является в большей мере кажущейся. Для всех уровней скоростей огибающие редуцированных годографов имеют достаточно сложную форму [98]. Очень часто они образуют инверсионные относительно друг друга формы. Например, уровень $v_р$ = 5,5 км/с существенно поднимается в районе Главного антиклинала Донбасса, в то время как уровень $v_р$ = 6,0 км/с прогибается под ним.

Сложную форму с несколькими разрывными нарушениями имеет уровень 8,0 км/с, к которому приурочены интенсивные отраженные волны $P^{м}_{отр}$. В центре профиля по излому изолиний четко выделяется центральная зона нарушений.

Разрез составлялся путем построения сначала всех отражающих элементов и определения скорости между ними, затем всех преломляющих границ, волны от которых прослежены в первых выступлениях по системе встречных годографов и могут рассматриваться как квазиголовные, и, наконец, путем построения скоростного разреза в изолиниях скорости. Увязка этих данных осуществлена путем решения прямой кинематической задачи и сравнения расчетных годографов с наблюденными.

Полученный разрез приведен на рис. 43. На нем выделены сейсмические границы, изолинии скорости и зоны тектонических нарушений (разломы). Сейсмические границы по степени надежности построений разделены на опорные и условные. Опорными названы границы, построенные как по отраженным, так и по преломленным волнам либо только по отраженным при системе наблюдений, обеспечивающей более чем двукратное прослеживание границы. Условными являются границы, построенные только по отраженным волнам, система наблюдений по которым позволяет провести только однократное прослеживание. Опорные границы для консолидированной коры перечислены ниже.

Граница K_0, построенная по преломленным и отраженным волнам, уверенно прослеживается в прибортовых зонах Донбасса и отождествляется с поверхностью фундамента. В пределах Скифской плиты (ПК 0–120) ее граничные скорости 5,8–6,2, на Русской плите – 6,2–6,4 км/с. По серии отражающих площадок, приуроченных к скоростному уровню 6,0 км/с, эта граница прослеживается и в пределах Донбасса, образуя глубокий прогиб с максимальной глубиной 15 км под Главным антиклиналом.

Граница K_1, построенная в основном по отраженным волнам, соответствует слою со скоростями порядка 6,3–6,4 км/с. Наиболее четко она прослежена в южной половине профиля. В северной по величинам пластовых скоростей выделена лишь граница K_2, скорости для которой существенно выше – 6,8–7,0 км/с.

Граница М построена по отраженным и преломленным волнам, она прослежена вдоль всего профиля, глубина ее залегания 42–50 км, граничная скорость 8,0 км/с.

Как видно из приведенного описания сейсмических границ, степень расслоенности коры неодинакова по глубине, наибольшее число границ выделено в верхней ее части до глубин 30 км. Структура ее низов описывается в основном формой изолиний скорости. Наиболее четко изолиниями 6,8 и 7,2 км/с очерчивается область понижен-

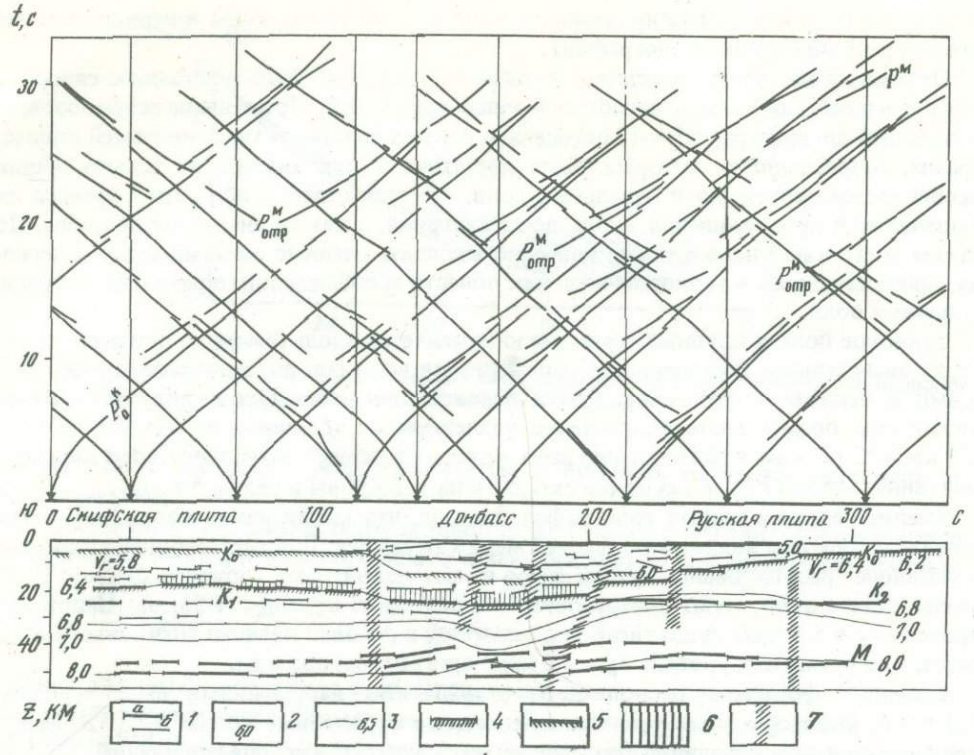


Рис. 43. Годографы (*а*) и сейсмический разрез (*б*) по профилю Песчанокопская–Суровикино (7 на рис. 1), секущему Восточный Донбасс. Составили Ю.Б. Коновальцев, Е.А. Мауравова, А.К. Кингольц, В.С. Петров

1 – отражающие границы: *а* – опорные, *б* – неопорные; *2* – преломляющие границы с граничной скоростью, км/с; *3* – изолинии скорости, км/с; *4–5* – поверхность фундамента: *4* – докембрийского, *5* – доюрского; *6* – слои с пониженной скоростью; *7* – нарушения

ных скоростей под центральной частью Донбасса (ПК 190) и повышенных – под ее северным бортом (ПК 250). Отмечаются в целом более высокие скорости в средней части коры (глубины 20–30 км) Русской плиты по сравнению со Скифской платформой.

Более детальное, чем это возможно по разрезу в изолиниях скорости, расчленение земной коры по вертикали было проведено по пластовым скоростям между отдельными отражающими площадками. В южной части профиля по этим данным выделяются слой с пластовой скоростью 6,0–6,2 км/с и подстилающий его слой со скоростью 5,7–5,8 км/с (глубины 15–20 км). Этот волновод залегает, возможно, на древнем кристаллическом фундаменте (граница K_1) и по аналогии с данными ГСЗ, полученными ранее в Донбассе, его предположительно можно отнести к докаменноугольному (девон–рифей) комплексу осадочных пород.

В северной части профиля в интервале ПК 230–280 выделяется еще один слой с пониженной скоростью – 4,4–4,6 км/с. Залегает он на кристаллическом фундаменте. Этот слой условно связывается с отложениями каменноугольного возраста (возможно, девон–нижний карбон).

К подошве коры приурочена серия отражающих площадок, построенных по интенсивным отраженным волнам. Между ними можно выделить два слоя – с пластовой скоростью 7,4 км/с и подстилающий его слой с пластовой скоростью 7,7–7,8 км/с. Первый из них прослеживается только в центральной части профиля, второй – в центральной и южной. В самой северной части профиля эти слои не выделяются и граница М представлена одной сейсмической поверхностью. По значению граничных скоростей вдоль самой нижней границы описываемой серии отражающих площадок, по величинам пластовых скоростей в слоях между ними в данном случае достаточно надежно удается проследить поверхность мантии и определить скорост-

ную ее модель. В пределах Скифской плиты она представлена отражающим горизонтом, на котором скорость изменяется скачком от 7,4 до 8,0 км/с. В пределах Донбасса это сложная переходная зона с изменением скорости от 7,2–7,4 до 7,8 км/с над границей М, затем на 5 км ниже скорость увеличивается до 8,0–8,4 км/с, т.е. до скоростей, нормальных для мантии центральных частей Русской плиты. По форме отражающих площадок и их соотношению с изолинией скорости v = 8,0 км/с под Донбассом устанавливается сложный рельеф границы М с несколькими резкими уступами. Последние хорошо коррелируются с глубинными разломами, известными по геологическим данным.

На данном разрезе выделено несколько глубинных разломов. Для этого использовались различные сейсмические характеристики: особенности волнового поля и скоростного разреза, форма отражающих границ, наличие дифрагированных волн [99]. Наиболее четко устанавливается Северо-Донецкий разлом (ПК 280). Он ограничивает с севера Донецкий прогиб по фундаменту и является границей двух разных по своей структуре блоков земной коры. На севере от него расположен блок, типичный для Русской платформы, с постепенным нарастанием скорости с глубиной: от 6,2 – на поверхности фундамента до 6,8 км/с – на глубине порядка 30 км и с более резким ее ростом в низах коры. Южнее Северо-Донецкого разлома фундамент резко погружается по серии ступенек, а кора отличается повышенными скоростями: почти все изолинии скорости приподняты в этом блоке (ПК 220–280). Доминирующей границей в нем является граница 7,0 км/с, которая прослежена здесь по отраженным и преломленным волнам.

Внутри этого блока можно выделить несколько промежуточных разломов, возможно, не столь глубокого заложения. Один из них (ПК 236) отождествляется с Северным шовным разломом Донбасса. Судя по разрезу, он ограничивает с севера область распространения докаменноугольного комплекса осадочных пород (слой с $v_{пл}$ = 6,0–6,2 км/с). Амплитуду разлома по кристаллическому фундаменту можно оценить величиной порядка 5 км.

Нарушенная зона, выявленная в районе ПК 197–216, отождествляется с разломом Главной антиклинали и фиксируется по всем сейсмическим границам. Этот разлом ограничивает с севера область прослеживания слоя-волновода ($v_{пл}$ = 5,7–5,8 км/с), залегающего в докаменноугольном комплексе осадочных пород. По нему наблюдается максимальный перепад глубин поверхности кристаллического фундамента.

В области этой разломной зоны прогибаются все изолинии скоростей в низах коры и меняют свою скоростную характеристику границы области М. Уменьшение скоростей можно связывать с повышенной раздробленностью этой зоны, которая четко проявляется в волновом поле обилием дифрагированных волн. Таким образом, по своей сейсмической выразительности эта зона занимает особое место среди известных в этом регионе разломных зон. На разрезе она делит Донбасс на два различных по структуре блока: северный, описанный выше (ПК 220–280), с относительно более высокоскоростной корой и южный (ПК 130–190), низкоскоростной. В южном блоке основной границей является поверхность древнего фундамента, которая залегает здесь на глубине более 20 км со скоростями порядка 6,4 км/с. На этом же уровне глубин в северной части Донбасса выделяется граница со скоростью 7,0 км/с.

Южной границей Донбасса является Южно-Донецкий глубинный разлом (ПК 126), который проявляется в резком уменьшении глубин до фундамента, залегающего в пределах Скифской плиты на глубине 2–3 км. Основная граница в коре Скифской плиты со скоростями 6,3–6,4 км/с залегает на глубине 18–20 км. В остальном скоростной разрез плиты сходен с разрезом Русской платформы. Существенные различия между корой Скифской плиты и Донбасса заключаются в структуре границы М: под Донбассом увеличивается число площадок в области М, усложняется их взаимное расположение, вся переходная зона от коры до мантии увеличивается по толщине до 10 км. Изменяются и промежуточные скорости в этой переходной зоне: от 7,4 – в районе Скифской плиты до 7,7–7,8 км/с – под северным Донбассом.

Таким образом, земная кора Донбасса, несмотря на общую выдержанность своей мощности, довольно существенно отличается от коры соседних платформенных плит, но отметить эти различия оказалось возможным лишь в результате очень детальных сейсмических работ.

Прикаспийская впадина

Прикаспийская синеклиза – одна из самых крупных депрессий мира, в основании которой залегает докембрийский фундамент, перекрытый мощными осадочными отложениями палеозоя и мезозоя общей мощностью до 20 км. Осадочная толща характеризуется сложной соляной тектоникой, переслаиванием высокоскоростных слоев известняков и соли с низкоскоростными терригенными осадками.

Впадина имеет овальную форму, но строение ее несимметрично относительно бортов. Южный, западный и северный борта отличаются малой глубиной до фундамента, восточный как бы раскрыт в сторону Урала. Характерными структурными элементами впадины являются крупные гравитационные аномалии – Аралсорский и Хобдинский максимумы, к которым приурочены наиболее прогнутые участки по фундаменту (рис. 44).

В пределах впадины выполнены тысячи километров сейсмических профилей методом отраженных и преломленных волн, ГСЗ, сейсмологических наблюдений со станцией "Земля" [83]. Работы ГСЗ были начаты здесь в 1960 г. сотрудниками ВНИИГеофизики [42] и затем продолжены трестом Спецгеофизика МГ СССР и Илийской геофизической экспедицией Казахского треста [84]. Методикой работ было традиционное непрерывное профилирование. В последние годы (1972–1974 гг.) трестом Спецгеофизика были отработаны три профиля по методу больших взрывов с регистрацией продольных и обменных волн. Наблюдения проводились с трехкомпонентными сейсмоприемниками при шаге между точками наблюдений 8–10 км, расстоянии между обычными пунктами взрыва 150 км и между большими взрывами 500 км; в последнем случае длина годографов достигала 1000 км.

Волновые поля, зарегистрированные в Прикаспийской впадине, сложны и разнообразны. В первую очередь это связано с влиянием на сейсмическую запись осадочного чехла. Мощностью осадочного чехла и объясняются главные различия в рисунке годографов основных групп глубинных волн.

В бортовых зонах в первых вступлениях до удалений около 40 км регистрируются преломленные волны от надсолевых горизонтов, а в сводах поднятий – от поверхности соли. Подсолевые отложения чаще всего оказываются выпадающими относительно первых волн. Затем на удалениях более 50 км в первые вступления выходит преломленная волна от фундамента $P_0^к$ со скоростями 6,2–6,5 км/с, которая на расстояниях 150–170 км от источника обычно сменяется волной от поверхности М $P^м$ со скоростями 7,8–8,2 км/с. Волна $P_0^к$ отличается от осадочных волн более низкими частотами, меньшим затуханием, большей регулярностью и интенсивностью записи.

В последующей части записи регистрируются отраженные волны от осадочных горизонтов, границ внутри консолидированной коры и поверхности М. Последние имеют групповой характер записи и доминирующую интенсивность. Область их регистрации 80–250 км, кажущиеся скорости уменьшаются от 10,0 до 6,4 км/с.

В центральной части впадины значительно увеличивается область прослеживания группы осадочных волн. Среди них выделяется ряд высокоскоростных волн от солевых и карбонатных отложений, характеризующихся высокочастотной записью и резким затуханием. За счет затухания этих волн чаще всего в первые вступления выходит волна, скорости которой значительно выше, чем у волны $P_0^к$ в прибортовой части, а именно 6,7–7,0 км/с. В связи с этим мы эту волну обозначаем индексом $P_2^к$, считая, что истинная поверхность фундамента со скоростью 6,0–6,2 км/с, которая имеет индекс K_0, может быть здесь "выпадающей". На удалениях всего 130–150 км от источника в первые вступления выходит уже мантийная волна $P^м$ от по-

верхности М, характеризующаяся повышенными кажущимися скоростями – до 8,5 км/с.

В центре впадины в последующей части записи регистрируется только одна устойчивая группа волн – $P^{м}_{отр}$, сколь-нибудь протяженные внутрикоровые отражения отсутствуют. Волны $P^{м}_{отр}$ характеризуются, как и в других районах, повышенной интенсивностью. Диапазон изменения кажущихся скоростей – от 10,6 до 6,6 км/с.

В районах относительных максимумов силы тяжести выделяются две раздельные группы волн, сходные с волной $P^{м}_{отр}$ по кинематическим и динамическим характеристикам. При сравнении с временами прихода волн $P^{м}$, зарегистрированных при записях больших взрывов, к отраженной волне от поверхности М следует отнести первую из этих групп волн; вторая волна может быть отождествлена с более глубокой границей в верхней мантии.

Следует особо отметить, что в этом районе благодаря применению больших взрывов можно было существенно уточнить волновую картину для первых волн, зарегистрированных на обычных профилях ГСЗ. При этом было показано, что истинные первые вступления волн $P^{м}$, соответствующие преломлениям на границе М, очень слабы по сравнению с отраженными волнами и часто ранее не могли быть выделены на фоне помех при обычных взрывах ГСЗ. На расстоянии 200 км расхождение между годографами первых волн от больших и малых взрывов может достигать 0,3–0,7 с. Есть основание предполагать, что во многих случаях при коротких годографах к преломленным волнам $P^{м}$ относились отражения от границ в верхах мантии. Это могло приводить к завышению глубин и скоростей на границе М. Данные больших взрывов позволили гораздо полнее изучить группу мантийных волн. При больших перекрытиях нагоняющих годографов волн $P^{м}$ было показано, что они непараллельны и сближаются при удалении от источника на величину $3 \cdot 10^{-3}$ с/км. Их амплитудные графики характеризуются несколькими экстремумами, связанными, по всей видимости, со скоростной неоднородностью мантии.

На записях горизонтальных смещений достаточно надежно выделяются обменные волны, образовавшиеся на границах в осадочной и консолидированной толщах земной коры, на поверхности М и внутри верхней мантии. По сейсмограммам удаленных землетрясений при работах со станцией "Земля" эти волны выделялись только по отдельным точкам, а по сейсмограммам больших взрывов их можно коррелировать по всему профилю, используя системы встречных наблюдений.

Обменные волны, соответствующие различным границам, различаются по интенсивности и характеру поляризации (прямая и обратная) относительно первоначальной продольной волны. При этом волны с обратной полярностью соответствуют границам, ниже которых происходит уменьшение скорости поперечных волн. Наиболее интенсивные волны *PS* связаны с поверхностями соли, фундамента и границей М. Все они характеризуются прямой полярностью. Прямой же полярностью, но меньшей интенсивностью обладают обменные волны, образовавшиеся на границах в надсолевой толще и поверхности слоя, с кажущимися скоростями 7,0–7,2 км/с. Обратная полярность и наибольшая интенсивность присущи волнам *PS*, соответствующим подошвам соленосной толщи, карбонатных отложений подсолевого комплекса, а также некоторым границам в консолидированной коре и верхней мантии, выделенным в зоне Аралсорского максимума силы тяжести.

Для уточнения сейсмической модели Прикаспийской впадины был просмотрен весь имеющийся материал ГСЗ по этому региону. Основное внимание уделялось последним данным по профилям больших взрывов и результатам переинтерпретации старых разрезов ГСЗ. Несмотря на повторную обработку данных с единых позиций, многие из этих разрезов и сейчас не удалось согласовать между собой в смысле законов распределения скоростей в земной коре, рельефа основных границ и глубин до границы М. Эта работа продолжается. Здесь мы приводим лишь два разреза земной коры, которые в результате проверки их прямой задачей показали наилучшую по сравнению с остальными материалами согласованность с наблюденным полем (рис. 45, 46).

По этим разрезам намечаются основные закономерности в распределении скоростей в коре каждого района. Для коры центральной части впадины характерны высо-

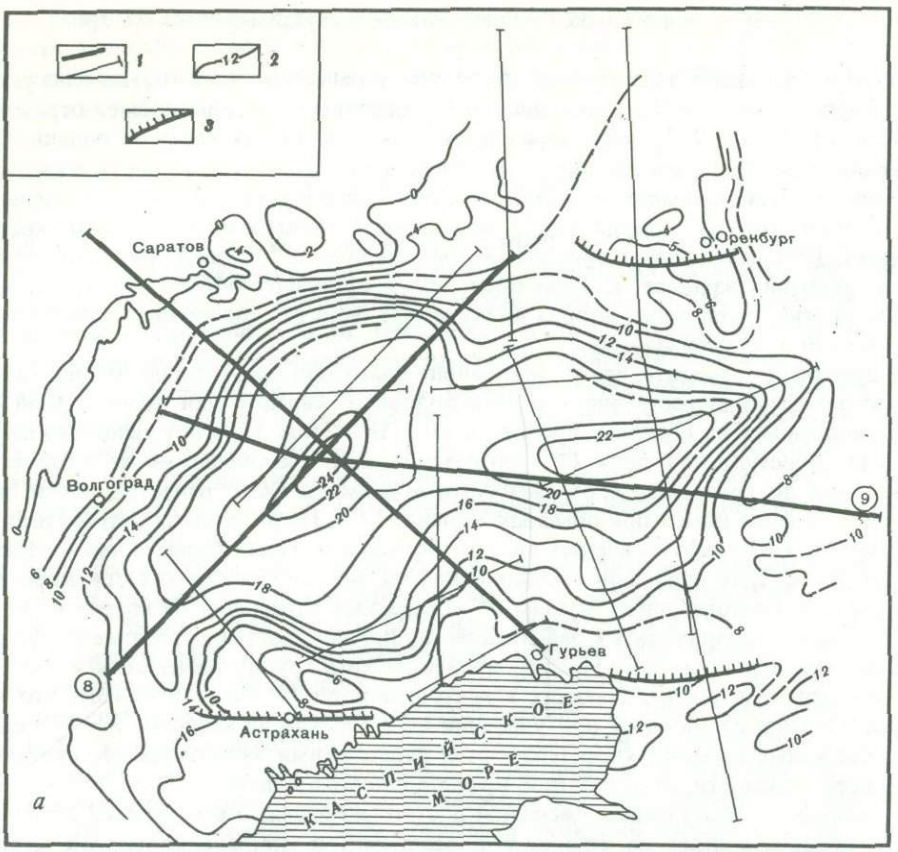


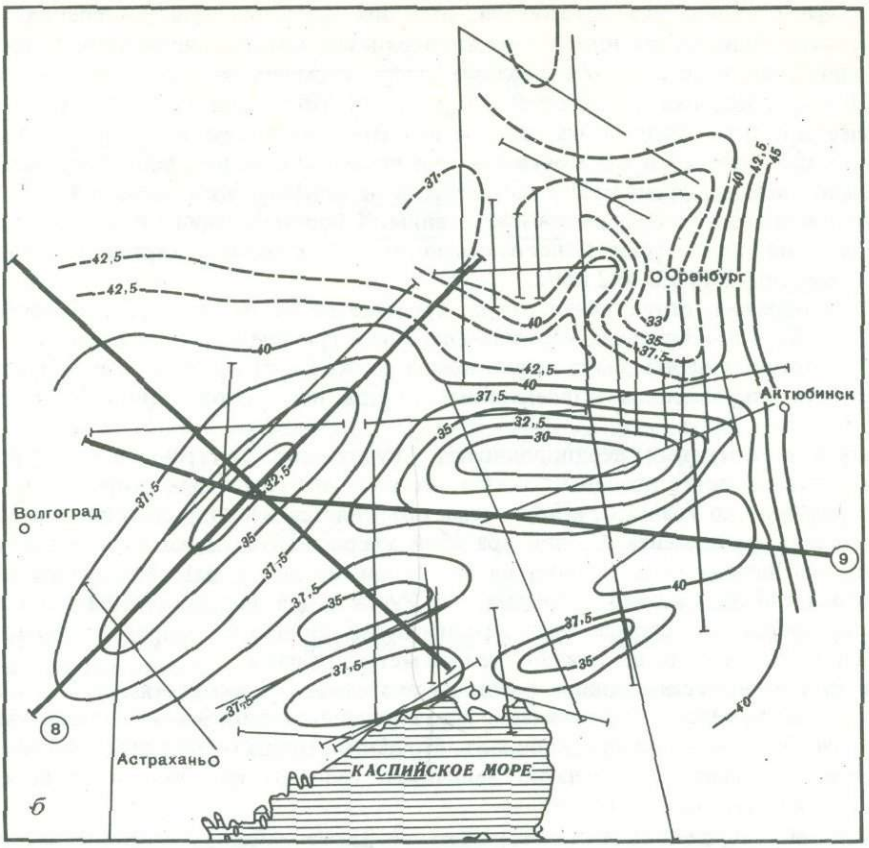
Рис. 44. Схемы рельефа поверхности фундамента (*а*) и границы М (*б*) Прикаспийской впадины. Составила М.И. Разинкова

1 – сейсмические профили (*8* – Элиста–Бузулук, *9* – Челкар–Волгоград); *2* – изолинии глубин, км; *3* – краевые нарушения

кие скорости (порядка 5,8–6,0 км/с) в низах осадочного чехла. В прибортовой части такие скорости относятся уже к фундаменту. Повышенными скоростями (6,5–6,7 км/с) отличается в центре впадины и поверхность фундамента. Суммарная мощность осадочных отложений в центре Прикаспийской впадины 20–22 км, к бортам она уменьшается до 5–10 км. Глубина поверхности фундамента наиболее резко изменяется в районах региональных разломов, ограничивающих депрессию; внутри нее эта поверхность залегает почти горизонтально. Скорость сейсмических волн в фундаменте в прибортовых частях 5,5–6,0, в центре – 6,7–6,9 км/с.

Консолидированная кора в пределах пересеченных профилем структур имеет мощность: 30–35 км – в прибортовых зонах и всего 15–20 км – в центре депрессии. В районе обоих бортов на глубине 30 км выделяется промежуточная высокоскоростная граница в коре K_2, которая слегка поднимается в сторону депрессии. Она ограничивает сверху слой со скоростью 6,7–7,0 км/с, и можно предположить, что в центральной части впадины она подстилает осадки и образует поверхность фундамента.

Поверхность М залегает в бортовых участках на глубинах 38–42 км и довольно резко воздымается до 32 км в районах Аралсорского и Хобдинского максимумов силы тяжести. В пределах максимумов выделяются две резкие мантийные границы, к верхней из них приурочен преломляющий горизонт со скоростью 8,2 км/с. Нижний отражающий горизонт под Аралсорским максимумом очерчивает линзообразное тело в верхах мантии. Примечательно, что в сторону максимума увеличивается и скорость сейсмических волн вдоль поверхности М: от 8,0–8,2 – на бортах до 8,4 км/с – в районе максимума (см. рис. 46).



Обобщение данных профильных наблюдений в пределах всей Прикаспийской впадины позволило составить для этого района схемы глубин до поверхности консолидированной коры и границы М (см. рис. 44). Схема по поверхности фундамента в какой-то мере условна для центральной части впадины, где вопрос о природе сейсмической границы K_2 до сих пор не решен однозначно.

В прибортовых участках поверхность фундамента изучена густой сетью профилей КМПВ. Здесь выделение его не представляет трудностей, так как повсеместно прослежена четкая сейсмическая граница со скоростью 6,0–6,4 км/с. Картина существенно усложняется при переходе к центральной части синеклизы, где в осадочной толще встречаются карбонатные слои со скоростью порядка 6,0–6,2 км/с, а в низах этой толщи выделено несколько преломляющих границ со скоростями от 6,2 до 7,0 км/с. Какая из этих границ является поверхностью фундамента, решить трудно, и поэтому этот вопрос вызывает дискуссии.

Первоначально поверхностью фундамента считалась граница, построенная по преломленным волнам на глубине 14 км [42, 84]. В дальнейшем за поверхность фундамента была принята граница с граничной скоростью 7,0 км/с [83], которая отождествлялась с поверхностью так называемого "базальтового" слоя. Отмечалось отсутствие в связи с этим в центральной части впадины "гранитного" слоя. Это не противоречило и результатам последующих работ.

В то же время в последние годы (см. рис. 46) в центре впадины было установлено наличие 5-километровой толщи со скоростями 6,2–6,4 км/с. Поверхность этого слоя авторы склонны относить к поверхности консолидированной коры, а сам слой – к условному "гранитному" слою. Это уточнение разреза весьма существенно для данного распределения скоростей и только подчеркивает необходимость повышения разрешающей способности метода ГСЗ при изучении таких сложных регионов.

Не вдаваясь сейчас в дискуссию о наличии или отсутствии в центре Прикаспийской впадины "гранитного" слоя, понятие которого весьма неопределенно с точки

зрения его сейсмических параметров, отметим лишь, что для построения схемы поверхности фундамента или, точнее, поверхности консолидированной коры, для центральной части впадины была использована сейсмическая граница со скоростью 6,7–7,0 км/с, которая прослежена повсеместно. По-видимому, это поверхность наиболее древнего фундамента, полностью переработанного в процессе развития впадины, над которой в виде останцев или локальных по площади слоев залегают, возможно, породы фундамента со скоростями сейсмических волн 6,4–6,5 км/с, в меньшей степени подвергшиеся изменениям. К бортам впадины появляются породы более молодого (или менее измененного) фундамента, характеризующегося скоростями порядка 6,0–6,2 км/с.

Таким образом, структурная схема, представленная на рис. 44, *а*, построена по горизонту K_0 в прибортовых участках впадины и границе K_2 в центральной ее части. Для прибортовых частей была использована также карта рельефа разновозрастного фундамента, составленная коллективом авторов под руководством В.В. Брангулеева.

Анализ значительных неоднородностей фундамента по граничным скоростям в прибортовых частях впадины показал, что величина граничных скоростей не зависит от глубины до границы, а полностью объясняется неоднородностью вещественного состава фундамента. С этой границей уверенно совпадают глубины верхних кромок магнитных масс. Сопоставление геофизического материала, полученного в бортовых зонах впадины, с данными на Русской платформе позволяет предположить, что фундамент сложен здесь аналогичными породами с широким диапазоном изменения вещественного состава и степени метаморфизма.

В центральной части впадины толща ниже границы со скоростями 6,7–7,0 км/с, которую мы приняли за фундамент, характеризуется спокойным полем изолиний скоростей. Это позволяет предположить, что данная толща гомогенна по физическим свойствам, сложена она согласно величинам сейсмических скоростей породами основного и ультраосновного состава.

На рис. 44, *а* представлена схема рельефа фундамента без учета положения разломов и их влияния на морфологию этой поверхности. Последнее обусловлено неуверенностью выделения здесь разломов по сейсмическим материалам и трудностью их прослеживания под столь мощным осадочным чехлом.

Как видно из этой схемы, Прикаспийская впадина в своей центральной части представлена двумя крупными депрессиями, ориентированными под углом друг к другу. Западная из них отвечает Аралсорскому максимуму силы тяжести, восточная – Хобдинскому. Наибольшие глубины до фундамента в этих депрессиях достигают 20–22 км. Центральная часть впадины осложнена небольшим выступом с амплитудой в 2 км.

К западу и северу от этих депрессий фундамент резко воздымается до 10 км. На юго-западе впадины, в районе Астрахани, выделяется Астраханское поднятие с глубиной 6 км. К востоку от него, на широте Гурьева, намечается полоса структур, соответствующая, возможно, широтному поднятию по фундаменту.

По сравнению с предшествующими схемами по фундаменту на рис. 44, *а* наиболее глубокая часть синеклизы смещена к западному и северному ее бортам, а внутренние депрессии представлены в форме, позволяющей предполагать их рифтовое происхождение. Определенным подтверждением этой идеи могут служить сейсмические разрезы, полученные по большим взрывам, так как обменные волны позволили выявить резкие перепады глубин по фундаменту, характерные для рифтовых структур (см. рис. 46).

Схема рельефа поверхности М (см. рис. 44, *б*) характеризуется в целом незначительными изменениями глубин и сложными формами локальных структур. Сама Прикаспийская впадина оконтуривается изолинией 40 км. На фоне таких глубин выделяются три разноориентированные положительные структуры. Западная из них соответствует Аралсорскому максимуму, имеет юго-западное – северо-восточное простирание и глубину до границы М 32 км. Восточная, соответствующая Хобдинскому максимуму, имеет субширотное простирание и обладает минимальными для всей Прикаспийской синеклизы отметками глубин до поверхности М – 30 км.

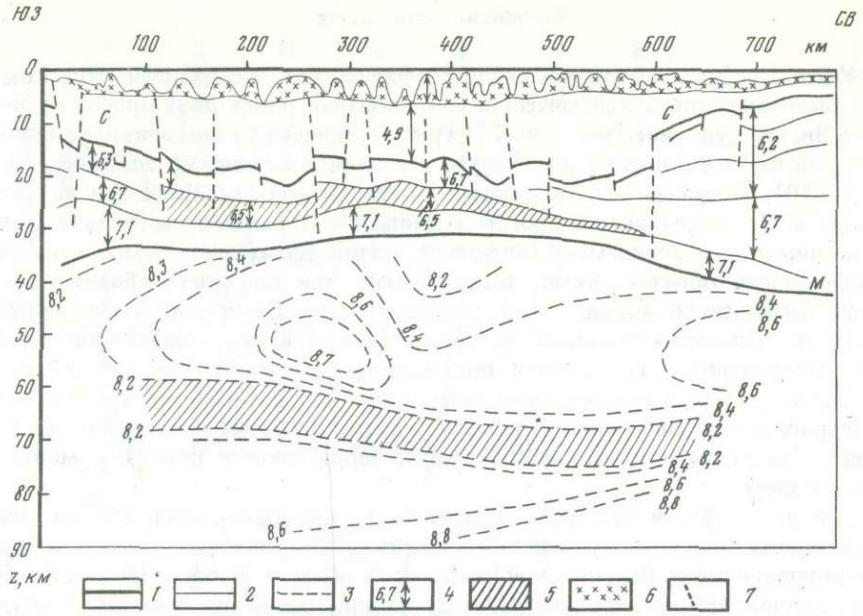


Рис. 46. Сейсмический разрез по профилю Элиста–Бузулук. Составили А.В. Егоркин, Э.Г. Данилова, Л.Б. Щеглова и др.

1 – поверхности фундамента и М, построенные по преломленным и обменным волнам; *2* – границы в коре; *3* – изолинии скоростей, км/с; *4* – пластовые скорости, км/с; *5* – области пониженных скоростей; *6* – соль; *7* – нарушения

Южнее расположена серия выступов с отметками глубин 35 км с близкими к субширотному простираниями. На востоке вся серия выступов верхней мантии обрезается резким уступом с увеличением глубин до 40–45 км, являющимся, по-видимому, границей впадины и Уральской складчатой системы.

Резко выраженный линейный характер выступов поверхности М также может служить косвенным подтверждением рифтового происхождения центральных депрессий впадины.

Такова общая характеристика структуры земной коры Прикаспийской впадины. Главные выводы об особенностях сейсмической ее модели сводятся к следующему.

1. Мощность осадочного чехла впадины, к которому отнесена толща, характеризующаяся в среднем скоростями сейсмических волн 3,0–5,5 км/с, более 20 км.

2. *Установлены значительно бóльшие скорости в консолидированной коре* фундамента под прогнутой частью впадины, чем под ее бортовыми зонами. В сейсмических параметрах это выражается следующим образом. Верхний скоростной этаж консолидированной коры со скоростями порядка 5,8–6,2 км/с выклинивается к центру впадины. Породы среднего этажа со скоростями 6,4–6,5 км/с под осадочным чехлом развиты, очевидно, не повсеместно. Мощность их в отдельных останцах не превышает 5 км. Породы нижнего этажа со скоростями 6,7–7,0 км/с образуют мощный слой в 15–20 км, поверхность которого поднимается к центру впадины. Как изменяется мощность этого слоя относительно центральных прогибов фундамента впадины, сейчас решить невозможно: она может увеличиваться и уменьшаться или оставаться неизменной при приближении к этим прогибам.

3. Общая мощность коры в наиболее прогнутых участках впадины, в районах Аралсорского и Хобдинского максимумов силы тяжести, сокращена до 30–32 км по сравнению со средней глубиной в 40 км для прибортовых зон.

Вилюйская синеклиза

В 1976 г. Специальной региональной геофизической экспедицией НПО Союзгеофизика были выполнены сейсмические исследования вдоль двух профилей, пересекающих Вилюйскую синеклизу (пр. 27 на рис. 1). Вилюйская синеклиза расположена в восточной части Сибирской платформы и отделяет Алданскую антеклизу от Анабарской [10]. С запада она ограничена Ботуобинской седловиной, а на востоке переходит в Предверхоянский прогиб, граница с которым до настоящего времени четко не определена. Фундамент синеклизы, по-видимому, сложен архейско-нижнепротерозойскими образованиями, аналогичными или близкими обнажающимся в пределах Анабарского массива и Алданского щита. Осадочный чехол, мощность которого на отдельных участках достигает 14 км, имеет трехэтажное строение. Нижний структурный этаж сложен преимущественно карбонатными рифейскими и нижнепалеозойскими отложениями мощностью 2–3 км и более; средний – галогенно-терригенно-вулканогенной толщей среднего палеозоя мощностью до 5 км; верхний – верхнепалеозойско-мезозойскими терригенными породами мощностью до 5 км и более.

Первый из профилей (Ботуоба–Тунгус-Хая), проятженностью 850 км, начинается в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы (Мирнинский свод) и заканчивается в западной части Верхоянской складчатой области. Второй (Моркока–Олекминск), длиной 560 км, протягивается от юго-восточной оконечности Анабарской антеклизы (Нижнеморкокинский свод) до Алданского щита.

Регистрация колебаний, возбуждаемых взрывами, осуществлялась сейсмостанциями "Тайга" и сейсмографами НСП-3 с собственной частотой 1,5 Гц. Записывались три компоненты смещения – вертикальная и две горизонтальные (вдоль линии профиля и перпендикулярно к ней). Расстояние пункт приема – источник изменялось от 0 до 350 км, точки наблюдения располагались в среднем через 8–10 км, а пункты взрыва – через 60–130 км. Трехкомпонентная регистрация позволила использовать при построении сейсмического разреза земной коры волны различного типа: продольные (рефрагированные, отраженные), поперечные (рефрагированные, отраженные), обменные (проходящие, отраженные). Поле проходящих обменных волн *PS* изучалось главным образом по сейсмограммам удаленных (расстояние источник–приемник свыше 1000 км) промышленных взрывов, которые были зарегистрированы в процессе полевых наблюдений.

Методика интерпретации сейсмических данных в принципе была аналогична применявшейся на профиле Воркута–Тикси. Такие же основные характеристики имели и наблюдаемые волновые поля.

Скоростные параметры в осадочной толще определялись как на основании данных сейсмокаротажа и работ МОВ, так и по материалам, полученным в процессе рассматриваемых исследований. Для консолидированной коры и верхней мантии скорости продольных и поперечных волн вычислялись только по материалам описываемых работ. Наряду с традиционными методами расчета скоростей использовался и новый метод, основанный на решении системы уравнений, описывающих годографы отраженных (продольных и поперечных) и обменной волн либо продольных и поперечных рефрагированных (головных) и обменной волн, образовавшихся на одной и той же сейсмической границе. Это позволяет вычислять глубину границы и значения v_P, v_S в покрывающей толще.

В соответствии с полученными данными средняя величина скорости продольных волн в осадочной толще изменяется от 3,2 (Сунтарский свод) до 5,0 км/с (Мирнинский свод), а значения $K = v_P/v_S$ колеблются от 1,75 до 2,10. Существенные изменения скоростей продольных и поперечных волн, а также величины K и коэффициента Пуассона σ характерны для консолидированной коры и верхней мантии. Для консолидированной коры средние значения v_P изменяются от 6,4 до 6,7 км/с; v_S – от 3,7 до 4,0 км/с; K – от 1,66 до 1,75; σ – от 0,21 до 0,26.

Сейсмический разрез про профилю Ботуоба–Тунгус-Хая (рис. 47) характеризуют строение осадочной толщи, консолидированной коры и самой верхней части верхней мантии. Согласно данным о пластовых скоростях консолидированная кора может

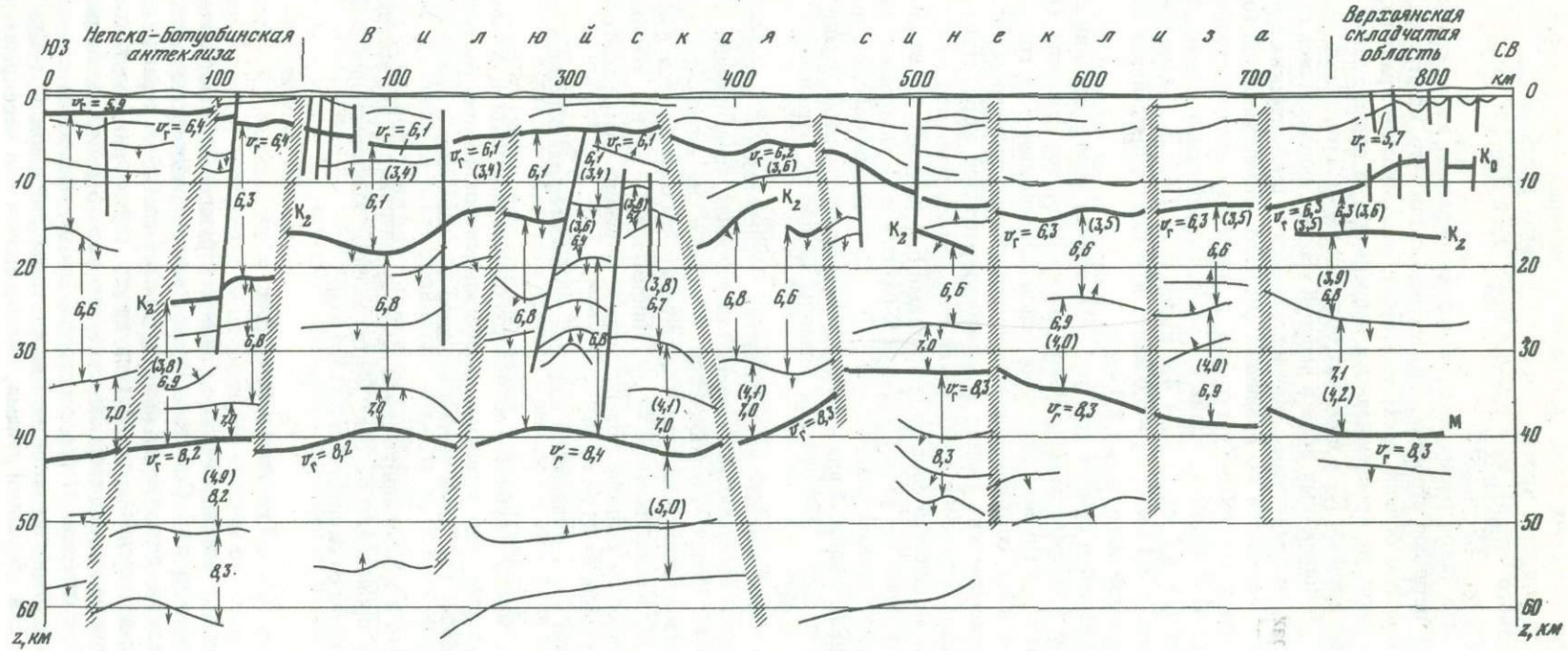


Рис. 47. Сейсмический разрез Вилюйской впадины по профилю Ботуоба–Тунгус-Хая (27 на рис.1)
Условные обозначения см. на рис. 24

быть разделена на три основных слоя, в первом из которых v_P = 6,1–6,4 км/с; v_S = 3,4–3,6 км/с. Во втором, кровля которого названа границей K_2 (условно, поверхность "базальтового" слоя), v_P = 6,6–6,8 км/с; v_S = 3,6–3,8 км/с. В третьем – v_P = 6,8–7,2 км/с; v_S = 3,9–4,2 км/с.

Следует отметить, что такое расчленение консолидированной коры крайне приближенно отражает ее истинное строение. Это связано с тем, что, во-первых, число выделяемых слоев зачастую больше трех; во-вторых, сейсмические границы, определяющие положение слоя, не прослеживаются непрерывно. В связи с этим, например, неясно положение границы K_2 в пределах большей части Линденской впадины. Скорости продольных и поперечных волн в верхней мантии определялись по годографам волны P^M и отраженным волнам, образовавшимся на сейсмических границах, расположенных ниже поверхности М. Граничная скорость, вычисленная по годографу волны P^M на профиле Ботуоба–Тунгус-Хая в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы и Ыгыаттинской впадины, равна 8,2 км/с. По данным отраженных волн в мантии этих впадин v_P = 8,2 км/с; v_S = 4,9 км/с; K = 1,67; в районе Сунтаро-Вилюйского поднятия v_P = 8,4 км/с; v_S = 5,0 км/с; K = 1,68; в Линденской впадине и в Верхоянской складчатой области v_P = 8,3 км/с.

Как видно из приведенного разреза (см. рис. 47), земная кора и верхняя мантия Вилюйской синеклизы и сопредельных районов имеют блоковое строение. Отдельные блоки различаются по глубине залегания основных сейсмических границ (поверхности фундамента и М), соотношению мощностей слоев с разными пластовыми скоростями, числу сейсмических границ в консолидированной коре, скоростным параметрам. Так, в районах склонов Анабарской, Непско-Ботуобинской и Алданской антеклиз соотношение мощностей слоя со скоростями 6,1–6,3 км/с ("гранитного") и слоев со скоростями более 6,4 км/с ("гранулито-базитового и ультрабазитового") равно 0,7–0,9; в Ыгыаттинской впадине – 0,3–0,7. На Средневилюйском выступе и юго-западном склоне Линденской впадины продолжается сокращение "гранитного" слоя. Под центральной частью Линденской впадины мощность "гранитного" слоя, вероятно, не более 2–3 км.

Мощность земной коры изменяется в пределах исследованной территории от 33 до 47 км. В антеклизах поверхность М залегает на глубинах, превышающих 40 км: в Анабарской – 43–45, Непско-Ботуобинской – 40–43, на Алданском щите – 45–47 км. Под палеозойскими впадинами мощность коры сокращается: в Ыгыаттинской впадине – 38, Кемпендяйской – 33, Линденской – 32 км. Необходимо отметить сложный характер рельефа поверхности М в районе Сунтарского свода, где она залегает на глубинах от 35 до 42 км.

В общем для земной коры Вилюйской впадины намечаются две основные закономерности.

1. Обратная связь между глубиной до поверхности фундамента и мощностью земной коры, в результате чего мощность консолидированной коры сокращается почти вдвое под наиболее глубокой частью впадины по сравнению с прибортовыми частями.

2. Средняя скорость в консолидированной коре увеличивается под центральной частью впадины. Это происходит за счет почти полного выклинивания верхнего ("гранитного") слоя коры со скоростями 6,1–6,3 км/с.

Тунгусская синеклиза

Тунгусская синеклиза – одна из наиболее крупных структур Сибирской платформы, площадь ее около 1 млн. км^2. Однако изученность ее геофизическими методами, особенно сейсморазведкой, остается до сих пор крайне слабой и неравномерной. Причины этого – исключительная труднодоступность территории, почти горный рельеф и весьма сложное сейсмо-геологическое строение верхней части разреза, определяемое в первую очередь тонкослоистостью среды, высокими скоростями распространения волн и широким развитием пород траповой формации. Они представлены пластовыми или секущими телами, насыщающими или перекрывающими

палеозойский чехол. Плотность их насыщения колеблется от 10 до 20% от мощности осадочных образований. Наблюдаются многочисленные подводящие трапповые каналы, разломы и сбросы различной глубины залегания.

С 1969 г. на этой территории начали развиваться региональные сейсмические исследования по методике точечных (дифференциальных) сейсмических зондирований волнами разного типа с целью изучения верхней части земной коры на глубину до 15 км.

Для детального изучения волновой картины, выделения опорных волн, определения скоростей и сейсмической модели коры на территории синеклизы было выполнено около 20 равномерно расположенных параметрических зондирований. Сводные годографы, полученные в результате обработки одного из них, представлены на рис. 48.

В первых вступлениях кинематически четко выражены квазиголовные волны от границы в осадочном чехле (база наблюдения l = 10–30 км) и от поверхности консолидированной коры (l = 25–90 км); граничная скорость для последней изменяется от 6,2 до 7,0 км/с.

В последующей части сейсмограмм регистрируются в основном закритические отраженные волны. Первая из них приурочена к поверхности фундамента. Интервал наблюдения ее 20–40 км. Вторая волна, приуроченная к границе, залегающей внутри фундамента на глубинах 10–15 км, прослеживается на базах 40–60 км также в последующих вступлениях.

В целом сейсмическими зондированиями на территории Тунгусской синеклизы выполнена сеть профилей общей протяженностью более 4000 км. Сейсмические разрезы по этим профилям освещают главные особенности ее строения на глубину до 150 км. В качестве наиболее типичного примера рассмотрим сейсмический разрез по маршруту Богучаны – Тунгуска (рис. 49). Этот маршрут по существующим представлениям о геологическом строении западной части Сибирской платформы начинается в северной части Канско-Тассеевской впадины и пересекает крупную Вельминскую впадину. Общая протяженность маршрута около 400 км. Строение осадочного чехла и фундамента по этому маршруту освещается в основном четырьмя сейсмическими границами. Наиболее выдержаны по профилю границы K_0 и K_1[1]; первая из них является одновременно преломляющей и отражающей.

Поведение этих границ определяет наиболее яркие структурные особенности разреза. По значениям граничных, средних и пластовых скоростей, а также по позиционному положению этих границ в сейсмическом разрезе можно выделить два блока: центральный и северный. В пределах каждого из этих блоков наблюдается согласный характер поведения границ. Граница K_0 относится к поверхности фундамента – поверхности консолидированной коры; граница K_1 расположена внутри коры.

Поверхность фундамента имеет сложный рельеф. В северном блоке он приподнят, глубина его здесь 2–4 км, граничная скорость $v_г$ = 6,5 км/с, пластовая скорость в верхах коры под фундаментом меньше граничной – 6,0 км/с. В центральном блоке граница K_0 погружается до глубины 8 км, граничные скорости вдоль нее и пластовые в толще до границы K_1 становятся 6,8 км/с. Южнее Богучан глубина до фундамента 6,0 км, $v_г$ и $v_{пл}$ – 6,5–6,6 км/с. Изменение глубины от блока к блоку происходит резко с амплитудой 2–5 км.

Граница K_1 прослежена в данном регионе только как отражающий горизонт, и поэтому трудно говорить о ее природе. Но следует отметить соотношение граничных и пластовых скоростей в толще над этой границей, наметившееся в северном и центральном блоках: $v_г$ по кровле этой толщи (граница K_0) систематически выше $v_{пл}$. Это свидетельствует о возможном существовании здесь над границей K_1 зон инверсии скоростей. Тогда становится понятным, почему эта граница является хорошим отражающим горизонтом и не создает преломленных волн.

Таким образом, верхняя часть земной коры Тунгусской синеклизы характеризуется значительной неоднородностью как по рельефу основных границ, так и по из-

[1] В работах [76–80] граница K_0 обозначается обычно буквой Ф, а граница K_1 – цифрой III.

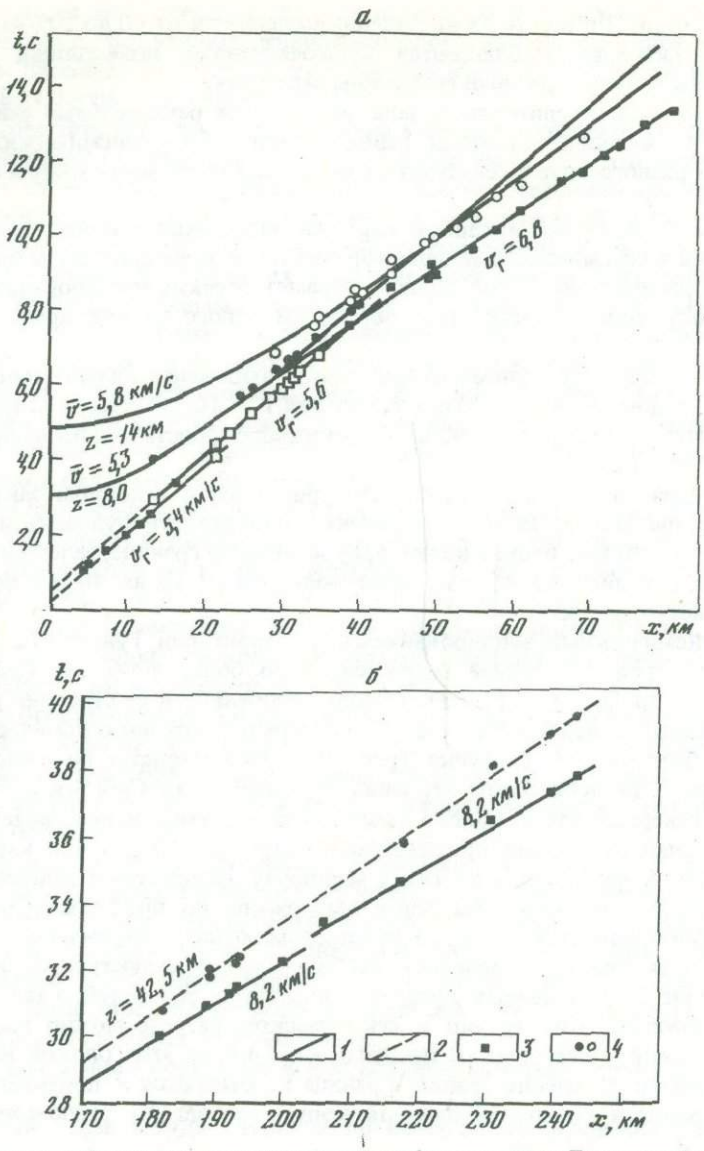


Рис. 48. Сводные, наблюденные и расчетные годографы для района Тунгусской впадины: *а* – для коры, *б* – для границы М

Расчетные годографы волн: *1* – преломленных, *2* – отраженных; наблюденные времена волн: *3* – преломленных, *4* – отраженных

менчивости скоростей вдоль них и по вертикали. Отмечается четко выраженная блоковость в структуре фундамента, которая проявляется в скачкообразном изменении на границах блоков глубин до опорных границ и скоростей вдоль них. На фоне всей этой неоднородности четко выделяется основная закономерность – скорость сейсмических волн в коре существенно увеличиваются в сторону максимальных прогибов фундамента, т.е. консолидированная кора под глубокими впадинами высокоскоростная и, очевидно, существенно уплотнена.

Эта особенность в структуре впадины, выявленной по маршруту Богучаны – Тунгуска, намечалась и ранее на основании материалов гравиметрической съемки. В пределах центрального, наиболее опущенного блока был выделен значительный максимум силы тяжести, который вначале ошибочно интерпретировался как подъем по поверхности фундамента. Сейсмические работы ГСЗ дали возможность исправить

эту ошибку и показать, что максимум связан не с подъемом, а с погружением фундамента, которое сопровождается его уплотнением, наиболее сильным в областях максимальных прогибов.

В последнее время на Тунгусской синеклизе проводятся исследования земной коры и на большие глубины. Для этого используют либо отраженные волны, регистрируемые в последующих вступлениях на базах 50–120 км, либо специальные наблюдения головных и отраженных волн, связанных с подошвой консолидированной коры на базах 180–250 км. Последние выполнены по методике точечных зондирований на дискретных линейных профилях протяженностью 50–80 км в центральной и северной частях синеклизы и служат в качестве опорных при интерпретации отраженных волн. Наблюдения проводятся по системам, обеспечивающим нагоняющие годографы, построение полей времен отраженных и головных волн и определение граничных скоростей.

Результаты одного из таких параметрических наблюдений в междуречье Подкаменной и Нижней Тунгуски представлены на рис. 48,*б*, 49. На первом из них показаны соотношение преломленной и отраженной волн от границы М и соотношения наблюденных времен прихода этих волн соответствующими теоретическими годографами, на втором – глубины до поверхности М.

Использование отраженных волн, зарегистрированных на малых базах, позволяет не только оценить мощность коры, но и получить представление о ее структуре и скоростных параметрах отдельных ее частей. На рис. 49 представлен обобщенный разрез земной коры междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски. Здесь по данным отраженных волн определена мощность земной коры, показана ее многослойность и дана оценка пластовой скорости верхней и нижней ее частей.

Совокупность всех данных, полученных в различных районах синеклизы, позволяет представить земную кору в этом районе следующим образом. Мощность коры достаточно выдержанная и не менее 39 км. В меридиональном направлении она увеличивается от 40–43 км в центральной и до 50 км в северной части. Наблюдается увеличение средней скорости распространения волн до границы М от 6,3 до 6,5 км/с. Граничная скорость изменяется в пределах точности ее измерения. Верхняя часть консолидированной земной коры мощностью около 20 км представляется многослойной и характеризуется довольно низкой средней пластовой скоростью около

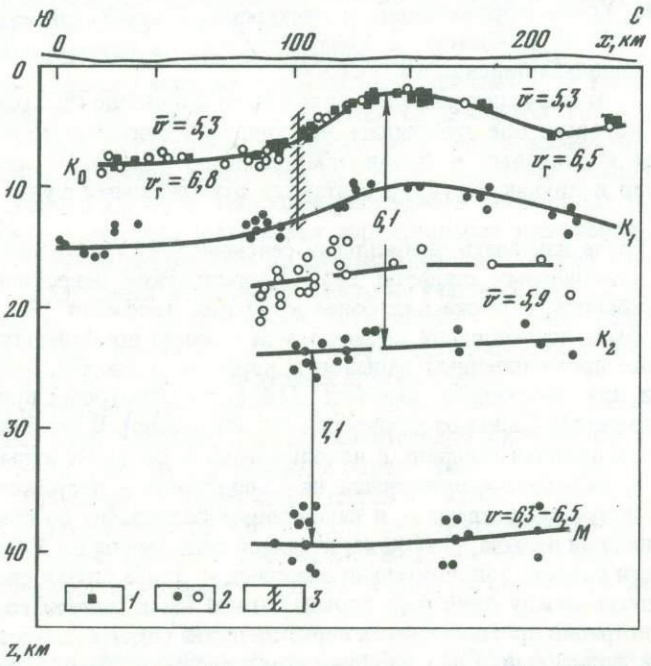


Рис. 49. Сейсмический разрез через Тунгусскую синеклизу по профилю Богучаны – Тунгуска (26 на рис. 1)

Границы: *1* – преломляющие, *2* – отражающие; *3* – зона предполагаемого разлома

6,1 км/с. Скорость в отдельных слоях верхней части этой толщи 6,5–6,8 км/с. В ее средней части (между границами K_1 и K_2) преобладающие значения скоростей 5,9 км/с. Нижняя часть коры (глубины 25–40 км) из-за отсутствия в ней промежуточных границ представляется менее дифференцированной. Пластовая скорость в ней, определенная по отражениям границ K_2 и М, равна 7,1 км/с. Но эта величина отражает, вероятно, некоторое среднее значение для всей толщи. По асимптотической кажущейся скорости отраженной волны от М (6,5 км/с, см. рис. 48,*б*) можно предположить, что на границе K_2 скорости сначала равны 6,5 км/с, а затем резко возрастают к границе М.

Таким образом, для района Тунгусской впадины Восточно-Сибирской платформы отмечаются следующие основные особенности земной коры.

1. Средняя мощность коры 40 км. В консолидированной ее части четко выделяются низкоскоростной этаж со скоростями порядка 5,9–6,4 км/с и мощностью 20–25 км и высокоскоростной – со скоростью 7,1 км/с и мощностью 15 км.

2. В средней части коры на глубинах 10–25 км возможно относительное уменьшение скоростей сейсмических волн до 5,9–6,0 км/с.

3. Под максимальным прогибом впадины наблюдаются уплотнение пород фундамента и увеличение сейсмических скоростей.

Глава 3

ОРОГЕНИЧЕСКИЕ И РИФТОВЫЕ ЗОНЫ

Урал

Урал – герцинская (ордовикско-верхнепалеозойская) внутренняя геосинклинальная система, развившаяся на древнем кристаллическом фундаменте и состоящая из чередующихся прогибов и поднятий. С запада она граничит с древней Русской (Восточно-Европейской) платформой, восточная окраина которой претерпела существенные изменения в результате развития Уральской геосинклинали: параллельно простиранию Урала образовались, в частности, Волго-Уральская антеклиза и Предуральский прогиб. С востока к Уральской системе примыкают палеозойские платформы – Западно-Сибирская и Туранская.

В последние годы получают развитие новые идеи о природе Уральской геосинклинали, согласно которым она заложилась на коре океанического типа и формировалась в процессе надвиговых и подвиговых явлений. При этом древние гранитогнейсы Мугоджар и других структур считаются отторженцами фундамента Русской платформы.

Территория Урала изучалась глубинными сейсмическими методами (см. рис. 1). Имеются два региональных профиля ГСЗ: Свердловское пересечение и профиль Темиртау – Куйбышев, а также ряд более коротких профилей [53, 54, 148, 151]. Значительный объем исследований проведен при помощи продольных и поперечных волн от больших промышленных взрывов в карьерах и шахтах, при наблюдениях по профилям и при площадных съемках [148]. На некоторых профилях наблюдались также обменные волны от удаленных землетрясений. В северной части Урала в последние годы пройден профиль с использованием больших взрывов. Наиболее полные системы наблюдений применены на Свердловском пересечении (пр. 10 на рис. 1). Здесь получены встречные и нагоняющие годографы со средним расстоянием между пунктами взрыва 50–100 км и длиной годографов до 300 км. Для изучения верхней части разреза дополнительно создавалась более густая система наблюдений с расстоянием между пунктами взрыва 10–20 км и длиной годографов до 50 км. При регистрации промышленных взрывов длина годографа достигала 530 км.

В результате исследований на Свердловском профиле детально изучены все основные группы глубинных волн, как отраженных, так и преломленных. Волновая карти-

на представлена здесь в следующем виде. Первые вступления состоят из нескольких волн, соответствующих по мере удаления от источника границам в осадочном слое, поверхности складчатых палеозойских образований (волны $P_0^К$ и $P_{01}^К$), границам внутри коры (например, $P_1^К$ и $P_2^К$) и, наконец, подкоровому слою ($P^М$) (рис. 50).

На восточной окраине Русской платформы волны в видимых первых вступлениях являются нередко отраженными от границ в коре. В Предуральском прогибе четко выделяются отраженная и преломленная волны от поверхности фундамента – $P_0^К$, $P_{0\ отр}^К$. На Урале первые вступления представлены в основном слабо рефрагированными волнами от сложно построенных границ. Иногда можно проследить четкую смену первых волн от преломляющих границ со скоростями 5.8–5,9 и 6,3–6,4 км/с.

На Западно-Сибирской плите первые вступления формируются интерференционными колебаниями преломленных и закритических отраженных волн. Отличительная черта для этого района по сравнению с Русской платформой – увеличенный интервал прослеживания в первых вступлениях волн $P_0^К$ и более четкая запись волн $P_{01}^К$.

Глубинные отраженные волны регистрируются в последующих вступлениях, включая ближнюю к пункту взрыва область, где они имеют дискретный характер записи. Амплитуды вертикальных отражений от поверхности М соизмеримы, а иногда даже больше амплитуд волн в области начальной точки. Особенно четкие отражения $P_{отр}^М$ получены на востоке Русской платформы[1]. На Урале волны $P_{отр}^М$ нередко образуют сложную группу с временным интервалом до 2–3 с. Область начальной точки здесь смещена на расстояние 120–150 км, хотя в ряде случаев группа обладает повышенной интенсивностью уже при удалении на 70–80 км от источника. Закритическая волна прослежена до 270 км и более. В последующих вступлениях за группой первых волн $P^М$ на удалениях до 380–530 км на Урале и в прилегающих районах Западной Сибири иногда выделяется ряд волн повышенной интенсивности. Последние являются отраженными волнами от скоростных неоднородностей в верхней мантии [149].

Переходя к характеристике скоростного разреза Урала, следует прежде всего отметить значительную его дифференцированность в верхней части коры. В качестве примера можно привести скоростные характеристики по Асбестовскому профилю, определенные по данным интерпретации волн в первых вступлениях. Скорости в верхней части разреза изменяются от 4,5 до 6,5 км/с и более. На глубине 1 км значения интервальных скоростей варьируют от 5,25 до 6,15, средних скоростей – от 4,8 до 6,0 км/с. Эти изменения коррелируются с геологическим строением: гранитоиды Верх-Исетского массива существенно отличаются от гранитоидов Мурзинского, которые, в свою очередь, отличаются от диоритов Ревдинского массива и гнейсо-гранитов Красногвардейского интрузива. Зеленокаменный комплекс Восточно-Уральского поднятия отличается от преимущественно осадочного комплекса Восточно-Уральского прогиба. Наиболее рельефно в скоростных разрезах проявляется Анохинская депрессия, сложенная терригенными отложениями и базальтами пермо-триаса. С учетом результатов по другим профилям можно считать, что наибольшие скорости продольных волн имеют место на участках выхода основных и ультраосновных пород – до 6,5 км/с и более, наименьшие – в зонах развития метаморфизованных осадочных пород – 4,0–5,5 км/с, промежуточные значения скоростей характерны для гранитоидов и некоторых других пород.

По данным интерпретации отраженных волн можно видеть, что не только верхняя часть, но и вся кора характеризуется значительной скоростной неоднородностью. При этом верхняя часть по скоростным параметрам и структурным особенностям существенно отличается от нижней. В интервале глубин от 3–10 до 18–25 км пластовые скорости изменяются от 5,8 до 6,5, а среднеинтервальные равны 6,1–6,4 км/с. В нижней части коры интервал глубин от 18–25 до 35–47 км, скорости – от 5,9 до 7,0–7,5, среднеинтервальные – 6,8–7,0 км/с; т.е. скорости в верхнем и нижнем

[1] Отражения были зарегистрированы в этом регионе в 1964 г. Они были настолько четкими, что послужили основой для ряда работ по определению "резкости" границы М (см., например, [50]).

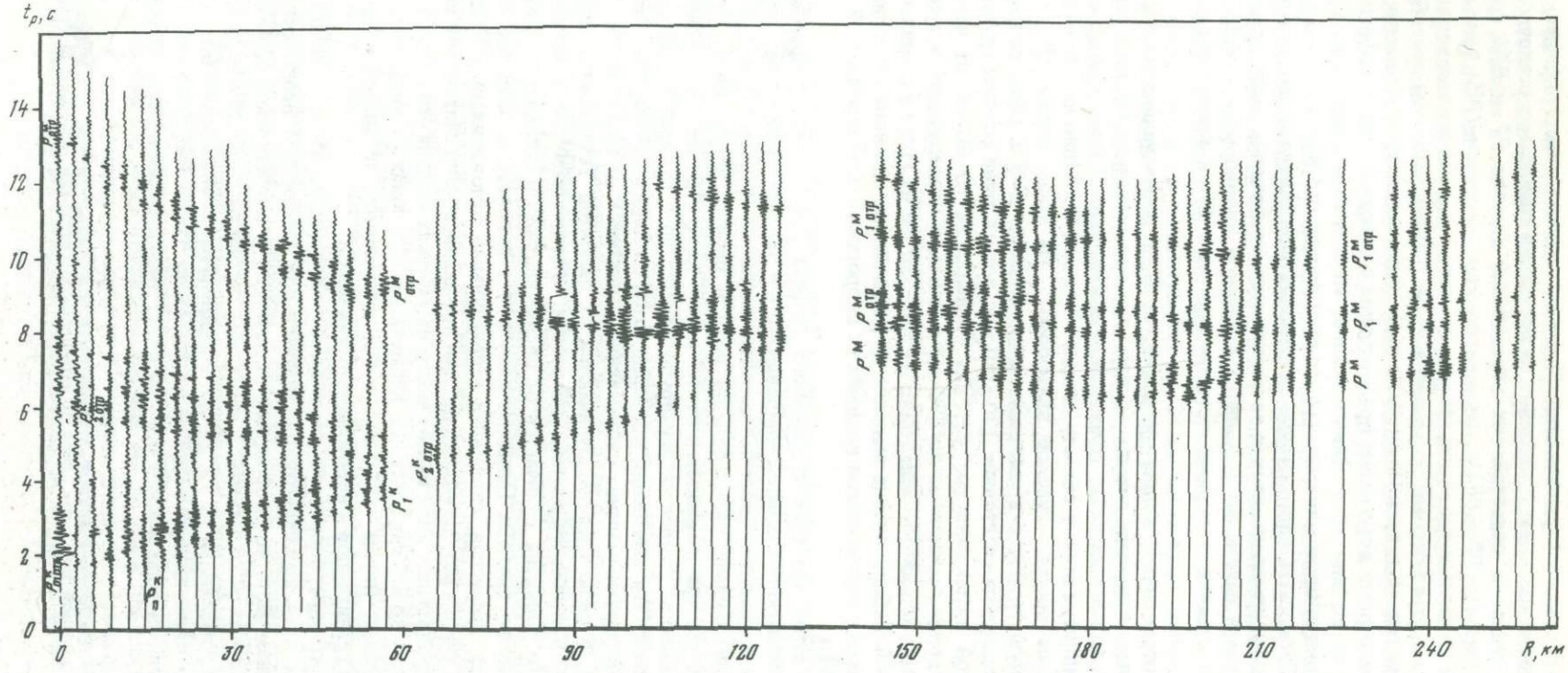


Рис. 50. Монтаж сейсмограмм для Свердловского профиля (восточная окраина Русской платформы). Скорость редукции 8 км/с

скоростных этажах различаются в среднем на 0,4–0,5 км/с. Верхний из этих слоев интерпретировался нами как "гранито-гнейсовый", нижний – как "базальтовый".

Нужно иметь в виду, что для сложной коры Урала выделение этих двух слоев является очень схематичным осреднением скоростного разреза. На разных участках Свердловского пересечения в разрезе выделяются слои повышенных и пониженных скоростей. Так, для восточной окраины Русской платформы по данным определений $v_э$, экспериментальным годографам первых вступлений и теоретических расчетов, выполненных Н.И. Давыдовой и Н.И. Павленковой, скоростная модель земной коры представлена в виде слоистой среды со знакопеременным изменением скорости от слоя к слою (рис. 51). Различия в моделях разных авторов заключаются в распределении этих слоев по разрезу и их мощностях. Слои с пониженными скоростями в верхней части земной коры установлены среди осадочных пород Русской платформы и на отдельных участках Урала, где вблизи дневной поверхности развиты тела основного и ультраосновного состава. В низах коры такие слои намечаются в западной и восточной окраинах Свердловского профиля. Одним из косвенных признаков в пользу существования волновода в верхней части коры является также существенное уменьшение интенсивности волн первых вступлений на расстояниях 60 и 100 км, в чем можно видеть определенную аналогию с известной в сейсмологии "зоной тени" (см. рис. 50).

Сейсмические разрезы показывают, что земная кора Урала существенно гетерогенна. Она насыщена многочисленными неоднородностями, которым соответствуют различно ориентированные отражающие элементы – площадки (рис. 52, см. вкл.). Углы наклона последних изменяются от 0 до 50–60°, причем верхний предел, видимо, в значительной мере ограничен методикой полевого эксперимента. Методом пространственных сейсмических зондирований установлено, что нередко вдоль Урала, т.е. в субмеридиональном направлении, характеризуемые отражениями элементы структур изменяются даже значительнее, чем вкрест этого направления [149]. В ряде случаев по преобладающим падениям отражающих площадок вырисовываются важные структурные элементы. Так, на Южном Урале подтверждается синклинальная структура Магнитогорского погружения.

При регистрации аппаратурой "Земля" относительно низкочастотных упругих волн от промышленных взрывов в разных частях Урала с различной степенью представительности выделяются отражающие горизонты, на которых во многих случаях формируются и преломленные волны. К таким границам прежде всего относятся поверхность древнего фундамента и граница М, а также промежуточная граница в коре. Наиболее полный материал и надежную представительность характеристик имеет граница М.

Значительная неоднородность земной коры Урала проявляется и в большом числе зон нарушений – разломов. Основными признаками для их выделения при ГСЗ служили точки дифракции, смены волновых особенностей в блоках, расположенных по обе стороны от нарушения, резкие изменения рельефа опорных границ или степени их представительности, появление специфических площадок с крутыми углами наклона. Наиболее насыщена нарушениями осевая структура Урала. Интересно, что многие из разломов и сейчас "живут", о чем говорят аномальные выделения из них гелия. Широкое развитие гелиевых аномалий в подземных водах Урала и сопредельных площадей указывает, в частности, на изменение геодинамических условий с преобладанием в этом регионе вертикальных компонент смещения блоков земной коры.

По глубинным разломам, выделенным по сейсмическим данным, хорошо фиксируются границы основных тектонических элементов региона. Так, на западе наиболее вероятная граница Урала – глубинный разлом на ПК 310 (см. рис. 52), совпадающий с восточным бортом Предуральского прогиба, а на востоке – глубинный разлом на ПК 685, отделяющий его от структур Северного Казахстана, развитых в юго-западной части Западно-Сибирской плиты.

Перейдем к сравнительной характеристике отдельных геоструктур, пересеченных профилем ГСЗ (см. рис. 52). На западном обрамлении Урала преобладающие мощности коры 38–39 км. Значительное поднятие границы М приурочено к Калтасин-

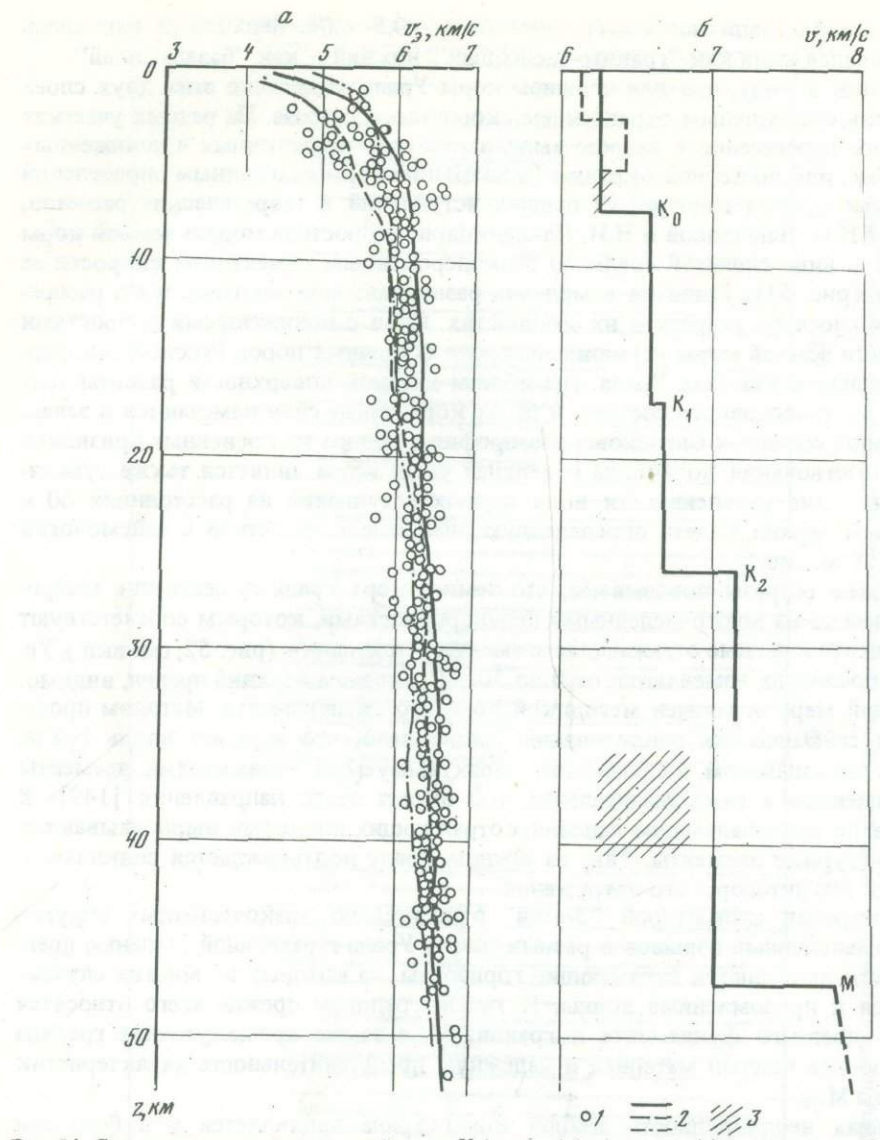


Рис. 51. Скоростные колонки земной коры Урала в эффективных (*а*) и пластовых (*б*) скоростях
Значения эффективной скорости: *1* – одиночные определения, *2* – средние для разных блоков коры; *3* – зона инверсии

скому авлакогену (ПК 80–170), меньшее – к Предуральскому прогибу (ПК 270–340), т.е. к отрицательным структурам рельефа древнего фундамента. Верхи мантии преимущественно расслоены. В зонах поднятий поверхности М отражающие площадки, залегающие глубже нее, образуют синклинальную структуру, подчеркивая сложность перехода от коры к мантии.

Положение границы K_{01} (поверхность древнего фундамента) дисгармонично поверхности М, поэтому мощность кристаллической части коры изменяется в значительных пределах – от 23 до 39 км. Обратными формами рельефа относительно поверхности М характеризуется и рельеф скоростных уровней 6,5 и 6,8 км/с. Так, Калтасинскому авлакогену соответствуют поднятие поверхности М с амплитудой до 10 км и относительно повышенные скорости по этой границе. На этом участке в коре отмечается уменьшение скорости, что обусловлено погружением уровней 6,5–6,8 км/с от 18–20 до 28–30 км. Можно считать поэтому, что между мощностью осадочного слоя Западного Предуралья, внутренним строением коры и глубиной залегания поверхности существует такая связь: поднятиям древнего фундамента

отвечают увеличенная мощность коры и большие скорости. Одновременно происходит изменение состава осадочного слоя, что указывает на связь верхних структур земной коры с глубинными [148].

Средний Урал отличается от восточной окраины Русской платформы увеличенной мощностью и повышенной сложностью строения земной коры, которая проявляется в значительно большей дифференцированности разреза в горизонтальном и вертикальном направлениях. Здесь выделяются блоки шириной 30–50 км с разной структурой. Наиболее существенные различия имеются между зонами прогибов и поднятий. Толщина земной коры варьирует от 38 до 47 км, и соответственно изменяются мощности отдельных ее слоев. Глубинные границы характеризуются резкими формами рельефа, значительной нарушенностью и смещениями с амплитудой до 5–8 км по зонам глубинных разломов. Наиболее рельефно эти черты строения Уральской геосинклинальной системы выражены в центральной и особенно в осевой частях Урала (ПК 380–456, см. рис. 52), включающих Тагило-Магнитогорский прогиб и западную часть Восточно-Уральского поднятия. В пределах этих структур раздел М – сложная зона, представленная обычно рядом отражающих площадок. Слоиста также и верхняя мантия в интервале от границы М до глубин более 100 км [149].

Мощность земной коры осевой структуры Урала изменяется от 44 до 52 км, превышая величины, установленные для соседних площадей, причем весьма значительны колебания глубин и в меридиональном направлении. Граничная скорость продольных волн по поверхности мантии в прогибе понижается относительно восточной окраины Русской платформы до 7,9–8,0 км/с.

Глубина Тагило-Магнитогорского прогиба или толщина выполняющего его геосинклинального комплекса 4–12 км. В ряде случаев к его подошве приурочена преломленная волна с $v_г$ = 6,4–7,0 км/с – поверхность K_{01}. Состав и возраст пород ниже этой границы остаются дискуссионными. По сравнению с восточной окраиной платформы и западным склоном Урала разрез коры осевой структуры Урала характеризуется большей сложностью строения и в среднем более высокими скоростями.

Граница K_2 прослежена в прогибе в основном как отражающая с глубиной залегания от 12 до 19 км. Для нее, так же как и для скоростного уровня v = 6,8 км/с, характерны формы, обратные рельефу границы М. В связи с этим толщина высокоскоростного нижнего слоя увеличивается здесь до 30 км и более. По-видимому, земная кора Тагило-Магнитогорского прогиба, особенно ее средняя часть, более базифицирована, чем в других структурах Урала.

Для миогеосинклинали западного склона Урала установлен промежуточный характер строения: с одной стороны, здесь сохраняются черты платформы (уверенное выделение поверхности древнего фундамента, выраженная граница K_2, относительно высокие скорости по границе М), с другой – проявляются черты строения эвгеосинклинальной области. Особенно это выражено в сложной структуре границы М, наблюдаемой между ПК 360–386.

Для восточного склона Среднего Урала в области крупных гранитоидных комплексов также характерны двухэтажность строения коры, увеличение мощности верхнего слоя со скоростями до 6,5 км/с, уменьшенная за счет подъема поверхности М мощность коры, сложность ее структуры, проявляющаяся в серии падающих под гранитоидные массивы отражающих площадок. Породы с повышенными скоростями продольных волн выделяются в верхах и в самых низах коры.

Строение земной коры Западно-Сибирской плиты изучено по Свердловскому пересечению только в ее юго-западной части, где отмечаются определенная стабильность рельефа границ и уменьшение скоростей продольных волн.

Более южное пересечение Урала представлено профилем Темиртау–Куйбышев. Здесь выделяется значительно меньше отражений, чем на Свердловском пересечении, и поэтому разрез был построен в основном по первым волнам и представлен в изолиниях скоростей [151]. Земная кора Урала и по этому профилю характеризуется несколько увеличенной мощностью и повышенными скоростями в верхней части. Последнее проявляется в подъеме изолиний скорости в сторону Урала. На фоне

этого подъема относительно пониженными скоростями характеризуется Восточно-Уральский блок, сложенный гранитоидами и осадочными породами.

Следующее, еще более южное пересечение Урала соответствует Актюбинскому профилю ГСЗ [8]. Он пересекает одну из интересных структур Урала – Мугоджары. Здесь, так же как и на всем Урале, отмечается последовательное чередование крупных меридионально вытянутых антиклинорных (поднятий) и синклинорных (прогибов) структурно-формационных зон, разделенных поясами разломов, где наблюдается интенсивное смятие и дробление пород. Сейсмические исследования на территории Мугоджар носили комплексный характер: ГСЗ было выполнено в модификациях отраженных и преломленных волн, широко использовались метод обменных волн от землетрясений, сейсморазведка КМПВ и МОВ, площадные глубинные сейсмические исследования методом пространственных зондирований с промышленными взрывами.

Профильное ГСЗ в Мугоджарах выполнено на Актюбинском профиле протяженностью 350 км (рис. 53). Наблюдения ГСЗ–КМПВ проведены здесь по системе непрерывного профилирования с тремя пунктами взрыва. Максимальная длина годографа из пунктов взрыва, расположенных по концам профиля, равна 350 км. При этом преломленные на границе М волны выведены в область первых вступлений.

В пределах центральной, наиболее интересной в геологическом отношении части профиля (ПК 80–200) проведены работы по более плотной системе наблюдений, ориентированной на регистрацию глубинных отражений. Пункты взрыва располагались через 30 км при максимальной длине годографов 85–100 км. Интервал регистрации равен 40–100 км от пунктов взрыва.

В целом волновое поле в большей части Мугоджар характеризуется слабой амплитудной выразительностью, малыми интервалами корреляции и частыми ее нарушениями, наличием осей синфазности с отрицательными кажущимися скоростями. Исключение составляет западная часть района, где в Предуральском краевом прогибе волновая картина значительно проще и где выделяются устойчивые и динамически хорошо выраженные отражения от поверхности М.

По материалам сейсмологии землетрясений устанавливается, что наиболее резкие и четкие вступления имеют волны типа *PS*, связанные с границей консолидированная кора – мезозойско-кайнозойские осадки. В консолидированной коре наиболее регулярные обменные волны выделяются с запаздываниями 1,7–3,2 и 4,5–5,8 с. Они связываются с границами раздела, расположенными на глубинах 16–24 и 46–52 км.

Главные особенности глубинного строения Мугоджар представляются в следующем виде. Мощность земной коры изменяется от 50–52 км на широте г. Актюбинска до 40–42 км на юге. Сопоставление этого параметра с толщиной коры смежных регионов в широтных сечениях (Прикаспийская впадина, Тургайский прогиб) показывает, что под Мугоджарами имеется прогиб границы М с амплитудой от 4 до 6 км. Максимальное погружение границы М наблюдается в пределах Зеленокаменной (Тагило-Магнитогорской) и Иргизской (Восточно-Уральской) структурных зон. Установлено преимущественное изменение мощности коры в меридиональном направлении – между Актюбинским и Эмбенским профилями отмечается ее уменьшение с севера на юг с 50–52 до 42–44 км. Это позволяет говорить о наличии в пределах Мугоджар глубинных субширотных тектонических структур и о том, что Уральская складчатая система в пределах Мугоджар испытывает воздымание в южном направлении.

Особенность земной коры Мугоджар – блоковое строение. Отличительные признаки каждого блока – степень расслоенности среды, глубины залегания отдельных границ, толщина коры. Наибольшая расслоенность и значительная резкость глубинных границ отмечаются в Зеленокаменной и Иргизской зонах. Блоки ограничены тектоническими нарушениями, трассирующимися, как правило, на всю мощность коры. Они прослеживаются на всех сейсмических разрезах и согласуются в основном с границами структурно-тектонических зон, выделенных по геологическим данным. Наиболее интересными особенностями коры отличается Центральный блок, совпадающий с Зеленокаменной зоной. В его пределах глубины до поверхности М возрас-

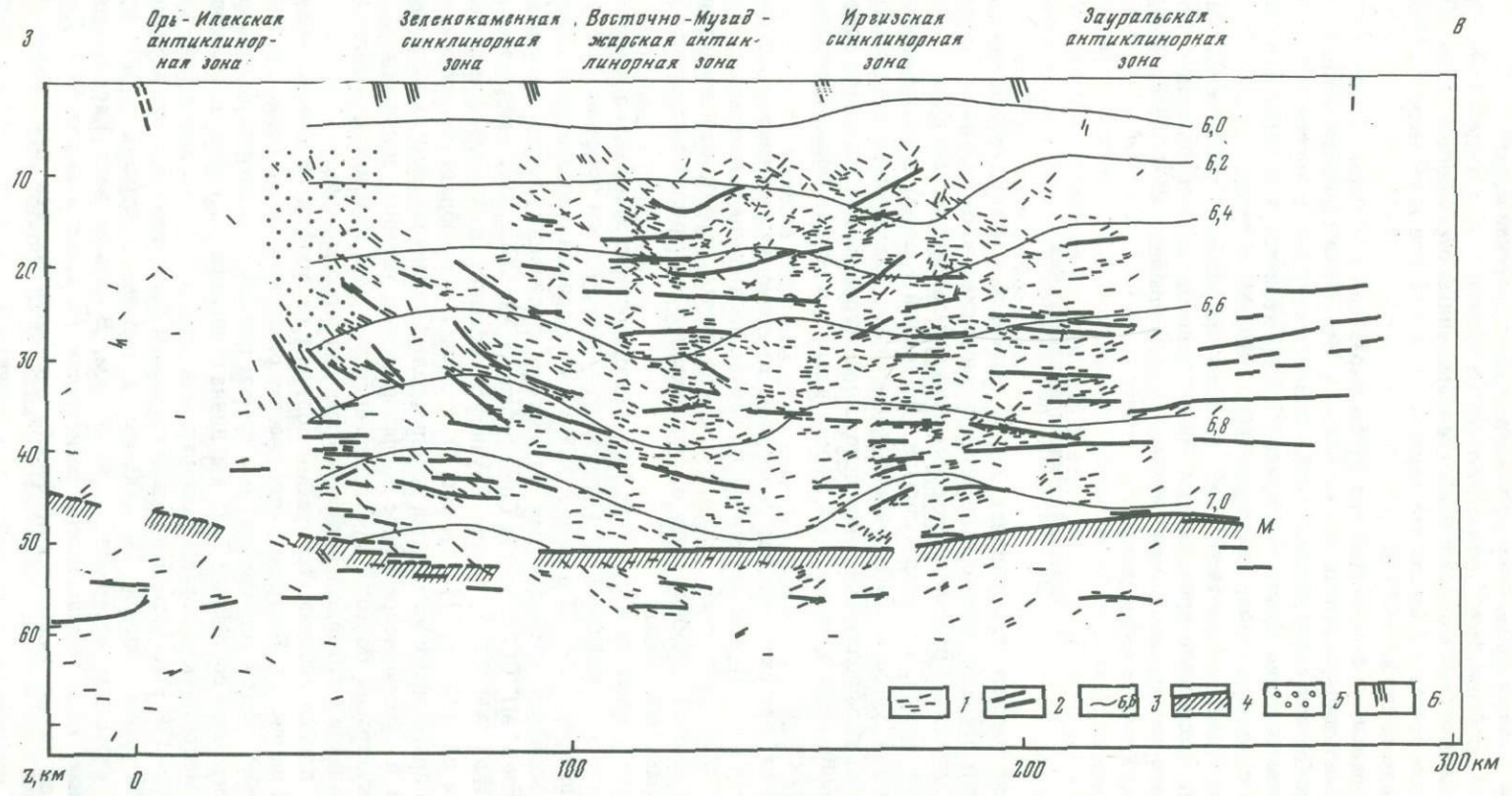


Рис. 53. Сейсмический разрез земной коры Мугоджар (Актютинское пересечение Урала) (11 на рис. 1). Составил А.Н. Антоненко

1 – отражающие площадки; *2* – границы, построенные по протяженным волнам; *3* – изолинии скорости, км/с; *4* – поверхность М, построенная по отраженным, преломленным и обменным волнам; *5* – область отсутствия отраженных и обменных волн, интерпретируемая как участок нерасслоенной коры; *6* – нарушения, по геологическим данным

тают, а высокоскоростные слои приближаются к дневной поверхности. К западному флангу блока приурочены значительные массивы базитов и гипербазитов, которые, очевидно, генетически связаны с участками высокоскоростной коры.

Еще одной особенностью Центрального блока является то, что здесь имеет место преобладающее восточное падение наиболее выраженных отражающих границ. Отмеченное явление имеет региональный характер и в той или иной мере отображено на более северных профилях ГСЗ.

Таким образом, для всей системы Урала характерны, с одной стороны, четкая линейная зональность, которая проявляется в блоковом строении земной коры, и связи этих блоков с основными линейными структурами, с другой – значительная изменчивость коры вдоль оси Урала. Это проявляется в изменении толщины коры, числа основных границ, в скоростных особенностях отдельных слоев. Общее свойство коры центральной части Урала по всем профилям – существенная ее раздробленность, отсутствие протяженных границ, наличие крутонаклоненных площадок и дифрагирующих элементов, сложный рельеф границы М. Четко выраженных корней гор на Урале не наблюдается.

Альпийская геосинклиналь Кавказа

Кавказский регион представляет собой типичный участок геосинклинальной области. В его пределах можно выделить тектонические зоны различного строения и развития: длительно развивавшиеся эвгеосинклинальные прогибы Южного склона и Передового хребта, миогеосинклинали (Восточный Кавказ) и устойчивые поднятия (Главный хребет), Лабино-Малкинскую зону, Дзирульский массив, Севанский и Вединский офиолитовые пояса, наложенные Куринскую и Рионскую впадины, сильно раздробленный антиклинорий Малого Кавказа и другие, более мелкие тектонические структуры.

Интенсивные неотектонические движения, крупные изостатические аномалии, высокий тепловой поток и сейсмичность, четкие проявления магматизма и разнообразная металлогения дают основание предполагать вероятность значительной перестройки вещества земной коры и, следовательно, контрастные изменения сейсмических параметров среды.

К настоящему времени в пределах Кавказского региона выполнен значительный объем сейсмических исследований. Отработано около 3000 км профилей ГСЗ, более 4500 км – профилей КМПВ и около 2000 км – профилей с аппаратурой "Земля". Работы проводились сотрудниками научных и производственных организаций: ВНИИГеофизики МГ СССР, треста Спецгеофизика МГ СССР, Института геофизики АН ГССР, ИФЗ АН СССР, треста Грузнефтегеофизика и Азморнефтегеофизика МНП СССР и др. [42, 58, 71] (см. рис. 1). В связи с разнообразными сейсмогеологическими и природными условиями использовалась различная система наблюдений: непрерывное и кусочно-непрерывное профилирование, точечные зондирования ГСЗ и КМПВ, регистрация больших промышленных взрывов, профильные сейсмологические наблюдения и наблюдения сейсмологической сетью станций.

Наиболее полная система годографов получена на профиле Волгоград–Нахичевань (пр. 12 на рис. 1). Благодаря содружеству различных организаций здесь получено несколько систем годографов: для границ раздела в осадочной толще, длина взрывного интервала составляла 7–15 км, длина годографа – 20–45 км; для поверхности фундамента пункты взрыва располагались через 10–20 км, длина годографов достигала 100–120 км; строение кристаллической части земной коры изучено по системе годографов длиной 280–300 км, в отдельных случаях – 400 км и более, при взрывном интервале – 40–60 км. В районе вала Карпинского в более поздние годы осуществлена регистрация больших взрывов (Е.А. Попов, В.В. Кун) по серии увязанных профилей, отработанных как продольные и непродольные.

Результаты этих работ изложены в [42, 71, 72, 120]. Ниже приводятся данные обобщения и переинтерпретации материалов ГСЗ по этому региону на основе

современных подходов с использованием машинных методов интерпретации и детальных способов анализа наблюденных полей.

Интерпретация отраженных и преломленных волн, относящихся к границам раздела в осадочной толще Прикаспийской синеклизы и Скифской платформы, не пересматривалась, и в приводимом ниже варианте разреза использованы данные публикаций.

Волновое поле Кавказа очень сложное и разнообразное. Выделяется большое количество регулярных волн, имеющих различные области прослеживания, кинематическую и динамическую выразительность. В большей степени надежность выделения и отождествления волн, связанных с одними и теми же границами раздела, зависят от тектоники региона и систем наблюдений. При кусочно-непрерывном зондировании (профиль Степное–Бакуриани) наиболее уверенно удается прокоррелировать только волны, зарегистрированные в первых вступлениях. При непрерывном профилировании, как правило, удается осуществить корреляцию волн как в первых, так и в последующих вступлениях. Количество выделенных волн при этом возрастает до 8–10. Однако даже при достаточно густой системе наблюдения (как, например, на профиле Волгоград–Нахичевань) волны, имеющие небольшие области прослеживания (порядка 30–60 км), связанные с границами в верхней части консолидированной коры, остаются корреляционно неувязанными, что делает их отождествление по профилю и тем более по площади ненадежным.

Волновая картина существенно зависит от расположения участка наблюдений относительно складчатой системы Кавказа. Число регистрируемых волн, их протяженность резко сокращаются в сторону Большого и особенно Малого Кавказа. В равнинной части наиболее изменчива группа волн, связанных с горизонтами в осадочной толще и поверхностью фундамента. Количество первых волн на разных участках меняется от 1–2 до 6–8, кажущиеся скорости – от 1,7–1,9 до 4,0–4,5 км/с и более. По своей природе эти волны близки к преломленным. Их изменчивость по площади объясняется сложным строением фундамента. Глубины его залегания изменяются от 0 до 20 км. Возраст фундамента и его петрографический состав также весьма изменчивы. Для него в пределах всего региона не представляется возможным выделить единую стратиграфическую поверхность. В отдельных районах разные авторы отождествляют эту поверхность с "кристаллическим", "доальпийским" или "доюрским" фундаментом.

Нами выделена единая сейсмическая граница, с которой в большинстве случаев связан резкий излом годографа первых вступлений с кажущимися скоростями от 3,6–4,5 до 5,6–6,7 км/с (волна $P_0^к$). Для отдельных районов можно указать ее строгую стратиграфическую приуроченность; в Предкавказье – к поверхности палеозойских отложений, в Рионской впадине – к поверхности докембрийских и нижнепалеозойских отложений и т.д.

Из волн от промежуточных границ в коре следует отметить довольно интенсивные и устойчивые по корреляции отраженные волны в северной части профиля Волгоград–Нахичевань. Наиболее динамически выражены среди них волны от границы на глубине 18–20 км под валом Карпинского и волны от границы на глубинах 25–30 км (K_2), приуроченные к слою со скоростями 6,7–6,8 км/с. Преломленные волны от этих границ не зарегистрированы.

Главная особенность волнового поля Кавказа – регистрация четких и интенсивных отраженных волн от границы М ($P_{отр}^{м}$), которые выделены и отождествлены практически на всей территории. Эти волны отличаются большой областью непрерывного прослеживания, сложной и своеобразной формой записи. Область прослеживания волн $P^{м}$ в первых вступлениях невелика (15–20 км), на отдельных участках оно достигает 40–50 км (Среднекуринская впадина, Терско-Каспийский прогиб). Интенсивность их различная в пределах различных участков.

В северной части региона, включающей Предкавказье и Большой Кавказа, интенсивность преломленных и закритических отраженных волн намного выше, чем в Закавказье. Эта же особенность записи частично сохраняется и для докритических отражений. В южной части можно выделить как особый участок Рионскую впадину,

где практически отсутствуют волны P^{M}, а закритические отраженные волны от границы М не имеют яркой динамической выразительности.

Как особенность волновой картины Кавказа следует отметить также регистрацию сильных и протяженных волн P^{M} в Предкавказье и в пределах Большого Кавказа. Соотношение амплитуд волн $P^{M}_{отр}$ и P^{M} здесь близко к единице. Не менее интересной особенностью волнового поля является наличие группы очень сильных мантийных волн. При длине годографа до 400 км выделены три отдельные группы волн в первых вступлениях: волны P_1^{M} через 50–70 км от выхода в первые вступления затухают и первыми становятся волны следующей группы – P_2^{M} с кажущейся скоростью на 0,1–0,2 км/с больше, чем у волн P_1^{M}. Третья группа волн также имеет кажущуюся скорость чуть большую, чем у предыдущей. Такая смена волн свидетельствует о расслоенности верхней части мантии.

Помимо рассмотренных основных глубинных волн, на сейсмограммах выделено большое количество менее протяженных докритических и закритических отраженных волн, дифрагированных волн от прерывистых границ раздела. В характере их распределения по площади и соотношения с основными регулярными волнами отмечается следующая особенность. Наибольшим числом протяженных устойчивых волн отличаются районы Русской и Скифской платформ, в области Большого Кавказа и особенно Закавказья число их резко сокращается и основную роль в формировании поля начинают играть короткие оси синфазности. Эта особенность проявилась и в сейсмических разрезах (рис. 54, см. вкл.), число протяженных сейсмических границ на которых уменьшается при переходе от платформы к складчатым областям.

Методика интерпретации сейсмического материала в общих чертах соответствует изложенной в части I. Отметим некоторые ее главные особенности.

По всем профилям заново была проведена корреляция основных групп волн с детальным анализом их кинематических и динамических характеристик. В результате были построены схемы изменения волновых полей по территории Кавказа [74], которые показали тесную связь особенностей опорных волн с геологическим строением региона. Часть из них описана ранее.

Большое внимание было уделено обработке отраженных волн, докритических и закритических, с протяженными и короткими осями синфазности. Анализ первых волн по Закавказью на основе новых методических приемов [118–121] показал, что отраженные волны играют большую роль в формировании не только последующих, но и первых вступлений. Это позволило существенно повысить точность структурных построений в этом регионе.

Результаты исследований спектральных характеристик регистрируемых волн по профилям в Куринской впадине привели к выводу, что первые волны от фундамента и границы М могут быть определены как сложные головные волны интерференционного типа, образовавшиеся в переходном слое [60]. Возможность такой модели не исключается и для объяснения наблюдаемых особенностей волн, отраженных от границы М. Не меньше внимания было уделено и обработке дифрагированных волн [121].

Отличительной особенностью переинтерпретации материалов было построение детальных скоростных моделей земной коры. Для этого использовался весь арсенал методов, разработанных в ГСЗ, но главное значение отводилось методу подбора в одномерном и двумерном вариантах. Одномерные решения использовались для относительно однородных по горизонтали участков (северная часть профиля Волгоград–Нахичевань). В качестве основной была программа математического перебора Н.Н. Матвеевой [89]. Двумерная прямая задача решалась для всех профилей на заключительном этапе построений, наиболее детально расчеты выполнялись на сложных участках коры. Расчеты проводились по программе В.Н. Пилипенко [101].

В части I описан пример математического моделирования для одного из профилей через Куринскую впадину, где внутри коры выделено тело с аномально высокой скоростью (см. рис. 17, 18). На этом примере показано, как при переинтерпретации сейсмических материалов этого региона проводилось уточнение скоростного разреза коры и природы регистрируемых волн. Результатом математического моделиро-

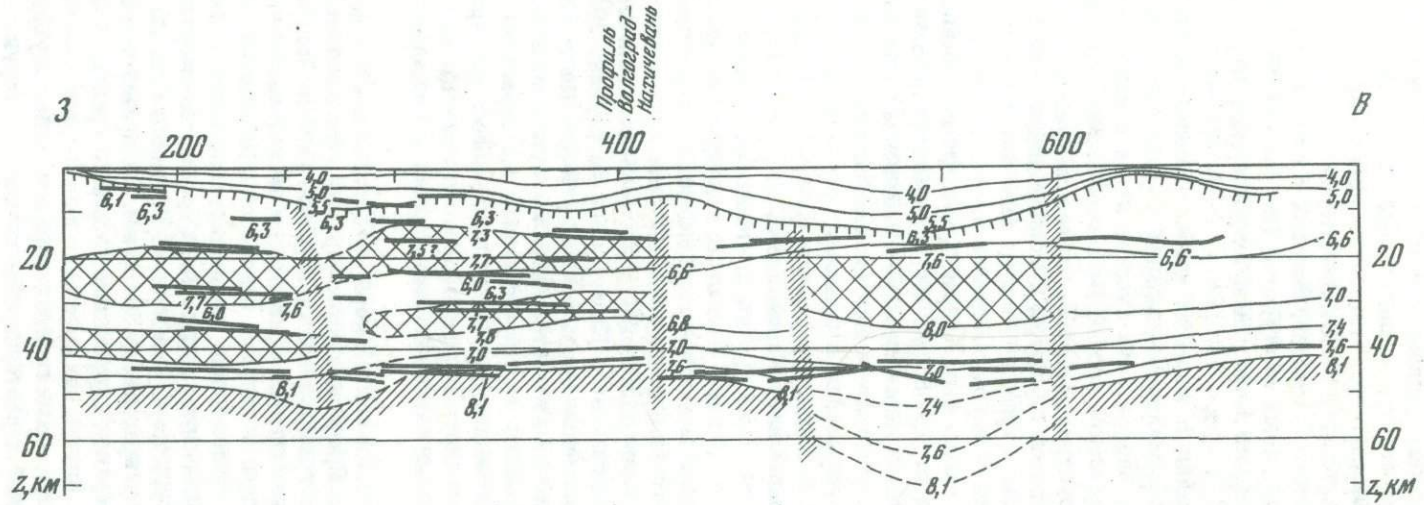


Рис. 55. Сейсмический разрез вдоль Куринской впадины по профилю Сухуми–Массалы. Составили Е.П. Баранова, Г.В. Краснопевцева, Н.И. Павленкова

Условные обозначения см. на рис. 54

вания явились разрезы в изолиниях скорости, расчетные годографы для которых с точностью в 0,1 с совпадают с наблюденными и не создают лишних волн, не зарегистрированных на экспериментальных записях.

Помимо изолинии скоростей, на результативных разрезах построены все сейсмические границы и точки дифракции, волны от которых уверенно прослежены на сейсмограммах. Это в основном отражающие площадки и одна преломляющая граница – поверхность разновозрастного фундамента. Для построения других преломляющих границ системы годографов было недостаточно.

На основании двух сейсмических разрезов, секущих Кавказскую геосинклиналь вдоль и вкрест простирания основных ее структур (см. рис. 54, 55), сейсмическая модель земной коры этого региона может быть охарактеризована следующим образом.

По числу сейсмических границ в коре, их глубине, распределению пластовых скоростей между ними четко проявляется деление коры на несколько крупных тектонических элементов или блоков. Это Русская плита с валом Карпинского, Скифская платформа, Предкавказский прогиб, Большой Кавказ, Куринская впадина и Малый Кавказ. Различие в структуре коры этих блоков следующее.

В пределах Русской и Скифской платформ в консолидированной коре выделяется большое число сейсмических границ, которые залегают почти горизонтально. Мощность коры сохраняется на большом интервале профиля ~ 40 км. Скоростная модель коры в общих чертах может быть охарактеризована постепенным увеличением скоростей в фундаменте от 5,5–6,0 на его поверхности до 6,4–6,5 км/с на глубине 20–25 км. В средней части коры возможны небольшие по перепаду скоростей зоны инверсии, в нижней – наблюдаются высокие скорости – 6,7–7,0 км/с.

Наиболее изменчива в горизонтальном направлении верхняя часть коры. По характеру распределения скоростей вдоль поверхности фундамента четко выделяется, например, блок, соответствующий валу Карпинского. Для него характерны пониженные скорости по фундаменту – 5,3–5,5 км/с, что наиболее рельефно проявляется в погружении изолинии v = 6,0 км/с. Последняя как бы оконтуривает древний прогиб, выполненный породами с меньшими сейсмическими скоростями и являющийся, по всей видимости, юго-восточным продолжением Днепровско-Донецкого авлакогена. Сходство этих регионов подтверждается и особенностями сейсмической границы K_1, залегающей в пределах вала Карпинского на глубине 20–22 км. От нее получены интенсивные отраженные волны со сложной групповой формой записи, которые по своей динамической выразительности конкурируют на этом участке с волнами от границы М. Такая же по сейсмическим характеристикам граница и примерно на такой же глубине выделена в пределах Донбасса (см. рис. 40, 43). Она отождествляется там с поверхностью дорифейского фундамента и представлена, возможно, пластовыми излияниями базальтов, характерных для начального развития глубоких прогибов.

Несколько другими параметрами земной коры по сравнению с платформенными плитами характеризуется блок Предкавказского прогиба. Он мало отличается от соседних числом сейсмических границ и их свойствами. Ему свойственны только некоторые изменения в толщине отдельных скоростных этажей: увеличение мощности осадочного чехла и всей коры в целом и некоторое общее ее уплотнение. Это проявляется в относительном приближении изолиний скоростей v = 6,6–6,8 км/с к поверхности фундамента и увеличении вертикальных градиентов скорости в нем.

Существенно другую структуру коры имеет блок Большого Кавказа. Мощность земной коры увеличивается в его пределах до 50–55 км. Это происходит в основном за счет увеличения толщины верхних скоростных этажей со средними пластовыми скоростями не более 6,4 км/с. Внутри них отчетливо выделяются также инверсионные зоны. Прослеживаемость внутренних границ в коре в этом блоке ухудшается.

Куринская межгорная впадина характеризуется аномальной структурой земной коры. Главная ее особенность – высокие скорости в консолидированной коре, которые отмечаются непосредственно под толщей осадков. Это явление было установлено на многих профилях ГСЗ и КМПВ, где уверенно прослеживались участки фундамента с граничной скоростью до 7,0 км/с [120]. Детальное исследование

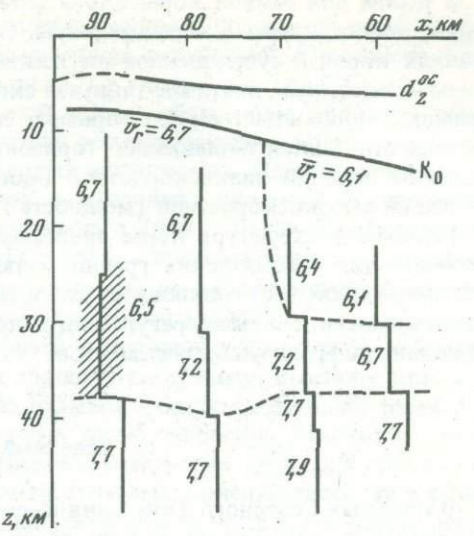


Рис. 56. Скоростные колонки земной коры Куринской впадины по профилю Бандован–Агджабеды, по данным отраженных волн. Составил М.М. Раджабов

Штриховкой показана зона инверсии скорости

пластовых скоростей по данным докритических отражений подтвердило эти факты (рис. 56). Они свидетельствовали о распространении слоев с повышенными скоростями до больших глубин (15–20 км) и о возможной смене их в низах коры слоями с несколько меньшими пластовыми скоростями.

Построение скоростных разрезов в изолиниях скоростей на основе математического двумерного моделирования позволило уточнить все эти данные и показать, что повышенные скорости в консолидированной коре Куринской впадины связаны с локальными телами изометричной формы. На рис. 54, 55 они показаны в форме простых геометрических тел, так как сейсмический метод позволяет довольно точно определить только форму верхней кромки тела и приближенно – его размеры по длине и глубине. Скорость сейсмических волн в этих телах достигает иногда мантийных величин – 7,7–8,0 км/с, но они отделены от мантии участками коры с нормальными скоростями. Как видно из разреза рис. 55, вся кора Куринской впадины насыщена этими телами.

Нужно отметить, что наличие в коре отдельных включений с аномально высокими скоростями является, возможно, типичным для многих альпийских геосинклиналей. Такие тела выделены в Альпах (Иврия) [166], Крыму [99], Закарпатском прогибе (см. рис. 19). Природу их в настоящее время определить трудно. Возможно, они соответствуют участкам коры, пропитанным мантийным веществом.

Другие отличительные свойства коры Куринской впадины – большая мощность осадочного чехла (до 15–20 км) и большая общая мощность коры (45–50 км). Раньше для этого региона отмечались несколько меньшие глубины до границы М – не более 40 км. Их увеличение объясняется более точным учетом сложного скоростного разреза и условий распространения волн при перемене знака градиента скорости в низах коры.

Для блока земной коры Малого Кавказа наиболее характерна слабая субгоризонтальная расслоенность, т.е. отсутствие протяженных сейсмических границ в коре и монотонное нарастание скорости с глубиной. Плохо прослеживаются в этом блоке даже отраженные волны от границы М. Это существенно снижает достоверность определения скоростной его модели, основанной лишь на первых волнах. Неопределенным остается, например, вопрос о структуре нижней части коры, наличии или отсутствии в ней выпадающего слоя с высокими скоростями – 6,8–7,0 км/с. В зависимости от его мощности могут быть получены существенные изменения в глубине до границы М. На рис. 54 приведена лишь одна из возможных скоростных моделей этого блока, которая подтверждается по величине мощности земной коры данными сейсмологии.

Слабая субгоризонтальная расслоенность этого блока сочетается со значительной его микронеоднородностью, наличием большого числа коротких отражающих площадок с большими углами наклона.

Интересно отметить, что эти аномальные особенности коры – обилие дифрагированных волн, крутонаклоненные площадки, высокоскоростные включения – приурочены к области развития офиолитовых зон.

В целом для земной коры Кавказского региона отмечается тесная связь между типом геоструктуры и моделью коры. Орогенические зоны характеризуются утолщенной корой и существенной внутренней неоднородностью, кора Куринской впадины – высокими, почти мантийными скоростями в отдельных ее блоках, несколько меньшей мощностью, чем под горными сооружениями. Участки прилегающей платформы отличаются повышенной горизонтальной расслоенностью с четким делением коры на верхний низкоскоростной (мощность 25–30 км, скорость 5,8–6,5 км/с) и нижний высокоскоростной (мощность 10–15 км, скорость более 7,0 км/с) этажи.

Различие в структуре коры орогенической зоны и платформы проявляется и в ооебенностях сейсмических границ: четкие отражающие и преломляющие границы платформенной части становятся слабыми и плохо коррелируемыми под горными сооружениями, и на смену регулярного поля приходит хаотичное, с большим числом коротких дифрагирующих элементов.

Северный Тянь-Шань

В пределах Северного Тянь-Шаня имеются три параллельных профиля ГСЗ, расположенных в районе от оз. Балхаш до оз. Иссык-Куль (см. рис. 1). Работы проводились вначале по методу кусочно-непрерывного профилирования [35, 42, 68], затем сотрудниками Казахского геофизического треста было поставлено детальное непрерывное профилирование с системами встречных и нагоняющих годографов и трехкомпонентной регистрацией. Наблюдения проводились тремя-четырьмя широкополосными станциями "Плутон", разработанными И.К. Пушкаревым и другими специально для работ ГСЗ. Число каналов – 51, их частотная характеристика на уровне 3 дБ – от 0,5 до 12 Гц. Использовались трехкомпонентные установки сейсмоприемников НСП-3, УСФ-3М и ВЭГИК.

Система наблюдений на каждом профиле состояла из 5–9 пунктов взрыва с расстоянием между ними 50–90 км, длина годографов изменялась от 270 до 430 км.

На всех трех профилях зарегистрированы рефрагированные и отраженные продольные и поперечные, а также обменные (типа *PS*) волны. Годографы продольных и соответствующих им поперечных волн, связанных с тремя основными слоями земной коры (осадочным слоем, а также верхней и нижней частями консолидированной коры), идентичны по структуре, поэтому охарактеризуем только продольные волны.

Наиболее простая волновая картина наблюдается в интервале от 0 до 140–160 км от пунктов взрывов, где сначала регистрируются волны $P_{\text{ос}}$, которые быстро (в зависимости от мощности осадочного слоя) сменяются волной $P_0^{\text{к}}$, характеризующей верхнюю часть консолидированной коры. Смена соответствует границе между кайнозойскими осадочными образованиями и поверхностью фундамента. Волна $P_0^{\text{к}}$ имеет устойчивую и динамически выраженную форму записи, позволяющую проводить фазовую корреляцию на всем интервале ее прослеживания в первых вступлениях.

На расстоянии 80–110 км от пунктов взрывов во вторых вступлениях появляются волны $P_1^{\text{к}}$, относимые нами к типу продольных рефрагированных, характеризующих нижнюю часть консолидированной коры. Область их выхода в первые вступления находится на расстоянии 140–160 км от пунктов взрывов. Интенсивность волн $P_1^{\text{к}}$ больше, а видимые частоты ниже на 2–3 Гц, чем у волны $P_0^{\text{к}}$, различие в кажущихся скоростях составляет 0,3–0,6 км/с. Именно по причине небольшой разницы в кажущихся скоростях подход волн $P_1^{\text{к}}$ во вторых вступлениях к волнам $P_0^{\text{к}}$ происходит медленно, что создает на некоторых участках профиля кажущуюся параллельность годографов этих волн.

Волны $P_{\text{отр}}^{\text{м}}$ и $P^{\text{м}}$, характеризующие границу М и верхнюю мантию, прослежены как в последующих вступлениях, так и в первых. Динамическая выразительность $P_{\text{отр}}^{\text{м}}$ очень четкая. До выхода волн $P^{\text{м}}$ в первые вступления она преобладает над всеми другими группами волн по интенсивности и отличается пониженным спектром (4–6 Гц). Выход волн $P^{\text{м}}$ в первые вступления фиксируется на расстояниях 210–

270 км от пунктов взрывов, после чего ее интенсивность становится значительно слабее, чем у интерференционных волн последующих вступлений. Кажущиеся скорости волн $P^{м}$ в северном направлении порядка 8,0, в южном – около 7,5 км/с.

Для изучения скоростного разреза земной коры наблюденное волновое поле представлялось в виде непрерывного годографа рефрагированных волн с петлями, приуроченными к областям смен волн в первых вступлениях. Идея использования петель годографов для построения разреза в изолиниях скорости принадлежит И.К. Пушкареву и впервые была им осуществлена в 1969 г. Петли объединяют несколько ветвей обычно выделяемых при ГСЗ волн – преломленных и закритических отраженных на всем интервале их прослеживания во вторых вступлениях (от *начальной точки до асимптотического сближения с прямой волной*).

Для определения закона изменения скорости с глубиной по годографу рефрагированной волны с петлей В.Н. Старикович составил программу, в основу которой положен способ Вихерта–Чибисова. При ее решении находятся глубины точек $z_к$, которым соответствует $v_к(z_к)$. Абсциссы точек со значениями $z_к$ находятся путем деления $x_к$ пополам. После расчета скоростных характеристик среды для всех имеющихся на профиле годографов получается поле точечных значений скорости в плоскости разреза, превращаемое в линии равной скорости (рис. 57, см. вкл.). Зоны аномального сгущения изолиний на этом разрезе соответствуют сейсмическим границам, обусловившим наличие петель на годографах.

Такие построения скоростного разреза являются приближенными, так как вычисления функций $v(z)$ методом Чибисова для каждого годографа в отдельности проводятся из предложения однородности среды по горизонтали. Фактически это условие не соблюдается. Для проверки полученного разреза и его уточнения были рассчитаны теоретические годографы и сопоставлены с наблюденными; расчеты проводились в двумерном варианте по программам М.В. Алексеевой и В.Н. Пилипенко [101]. Они показали значительные расхождения с экспериментальными данными, особенно для волн в последующих вступлениях. Рассмотрим, какие изменения в разрезе необходимы для исключения этих расхождений.

Сейсмический разрез, представленный на рис. 57, характеризуется следующими основными особенностями. Верхняя часть разреза отличается сложностью формы изолиний, но регионального их наклона в ту или иную сторону не наблюдается. В средней части коры выделяется высокоградиентный слой (или сейсмическая граница), который описывается сгущением нескольких изолиний – 6,4–6,5 км/с в южной части профиля и 6,4–6,8 км/с – в северной.

Этот слой слабо наклонен в сторону гор. Изолинии v = 6,8–6,9 км/с резко погружаются в районе ПВ Карой, отмечая тем самым южный блок земной коры с более низкими скоростями. Градиентный слой со скоростями 6,4–6,8 км/с создает в волновом поле петлю годографа $P_1^к$, которая четко прослеживается вдоль всего профиля (рис. 58, см. вкл.). Связанные с ней волны обладают значительной интенсивностью.

Другим важным элементом построенной модели является градиентный слой, соответствующий подошве земной коры (граница М). Он представлен на разрезе сгущением изолиний 7,2–8,0 км/с в южной части и 7,3–8,2 км/с в северной. В этом слое также образуются волны, которые создают петлю годографа во вторых вступлениях с формой, аналогичной годографам закритических отражений. Соответствующие ей волны также уверенно прослеживаются вдоль всего профиля и имеют доминирующий по амплитуде характер. Обозначаются они обычно индексом $P_{отр}^{м}$.

Расчетные годографы по модели рис. 57 подтвердили возможность объяснения двух основных групп волн высокоградиентными слоями, но времена вступления этих волн оказались значительно меньшими, чем наблюденные (рис. 58). Нужно отметить, что для волны $P_0^к$ вдоль всего профиля получено в целом хорошее совпадение наблюденных и расчетных годографов, что свидетельствовало о принципиальной правильности разреза до глубины 10–14 км. Для согласования расчетных и наблюденных годографов в области петель необходимо было уменьшить скорости распространения сейсмических волн в средней и нижней частях коры. На рис. 58 приведен вариант сейсмического разреза, в который введен слой с пониженной скоростью на глубине 30–40 км, и тем самым получено лучшее согласование времен

прихода волн в последующих вступлениях. Однако для модели рис. 58 (см. вкл.) остаются значительные расхождения во временах прихода волны $P^{м}$.

Для того чтобы определить возможность других вариантов разрезов, наблюденные годографы были проанализированы методом редуцирования [99][1].

На рис. 59, *а* приведены редуцированные годографы вдоль этого профиля со скоростями редукции 6,5; 7,0; 7,5; 8,0 км/с. Наиболее интересным было установить, с какими скоростными уровнями связаны две основные группы волн в последующих вступлениях $P_1^{к}$ и $P_{отр}^{м}$. Для этого годографы волн $P_1^{к}$ редуцировались со скоростями 6,5–7,0 км/с, волн $P_{отр}^{м}$ – со скоростями 7,5–8,0 км/с. На рис. 59, *а* проведены огибающие первых волн для всех скоростей редукций. Из них видно, что редуцированные годографы волны $P_1^{к}$ совпадают с этой огибающей, если скорость редукции равна 6,5 км/с. Это означает, что волна $P_1^{к}$ соответствует переходному слою (или сейсмической границе) со скоростями не более 6,5 км/с. На разрезе рис. 57 граница K_1 в северной части профиля связывалась с уровнем $v = 6{,}8$ км/с.

Наиболее важный вывод, вытекающий из анализа редуцированных годографов, связан с волнами $P_{отр}^{м}$. Независимо от их природы (некоторые исследователи считают их закритическими отражениями, в данной работе они интерпретируются как петли рефрагированной волны) группа волн $P_{отр}^{м}$ относилась к границе М, скорости вдоль которой под Тянь-Шанем обычно 7,8–8,0 км/с. Из рис. 59, *а* с очевидностью следует, что редуцированные годографы этих волн при скорости 8,0 км/с залегают на 0,5 с выше огибающей первых вступлений. При скорости редукции 7,5 км/с они совпадают с этой огибающей. Это означает, что резкая граница или высокоградиентный слой, с которыми связана выделенная в данном регионе интенсивная группа волн $P_{отр}^{м}$, приурочена к скоростному уровню 7,5 км/с.

Таким образом, редуцированные годографы дают основание изменить модель рис. 57 в сторону уменьшения скоростей под границей K_1 до 6,5 км/с, а под границей М – до 7,5 км/с. Последнее справедливо, очевидно, для южной части профиля, так как севернее, в пределах Казахстана, скорость по границе М уверенно определяется величинами 8,2–8,3 км/с.

Еще одно изменение в скоростной модели, которое вытекает из редуцированных годографов, касается формы изолиний скоростей. Огибающие годографов, линии t_0 для всех скоростных уровней рис. 59, *а* характеризуются очень простой формой. Они свидетельствуют о возможной пологой форме изолиний скоростей. Во всяком случае времена наблюденных волн не дают основания предполагать наличие в разрезе сложных "структур", например резкого изгиба всех изолиний в районе ПВ Карой, как это показано на рис. 57. Они были получены в результате неточности определения скоростей по одиночным годографам в горизонтально-неоднородной среде.

Полученная новая модель коры по Каскеленскому профилю (см. рис. 59, *б*) была также проверена решением прямой задачи, она показала хорошее совпадение расчетных времен с наблюденными для всех выделенных волн (это совпадение было достигнуто в процессе расчетов лишь для третьего варианта разреза, который и представлен на рис. 59, *б*).

Мы привели здесь подробное описание всего процесса построения оптимальной модели с целью иллюстрации пока еще новых подходов в использовании математического моделирования градиентных сред для интерпретации материалов ГСЗ. Хотелось также показать, что оценки скорости по одиночным годографам методом Чибисова или любым другим методом, предусматривающим горизонтальную однородность среды, являются приближенными и нуждаются в последующем уточнении методом подбора.

Для данного профиля были проведены также построения сейсмической модели в скоростях поперечных волн (см. рис. 57). Это оказалось возможным благодаря непрерывной трехкомпонентной регистрации волнового поля на всем протяжении профиля. В поле волн S были выделены те же группы основных волн: первых вступлений, $S_1^{к}$ и $S_{отр}^{м}$, которые легли в основу построения модели. Методика обработки годографов использовалась та же, что и для продольных волн, поэтому можно пред-

[1] Построения выполнены совместно с Н.И. Павленковой.

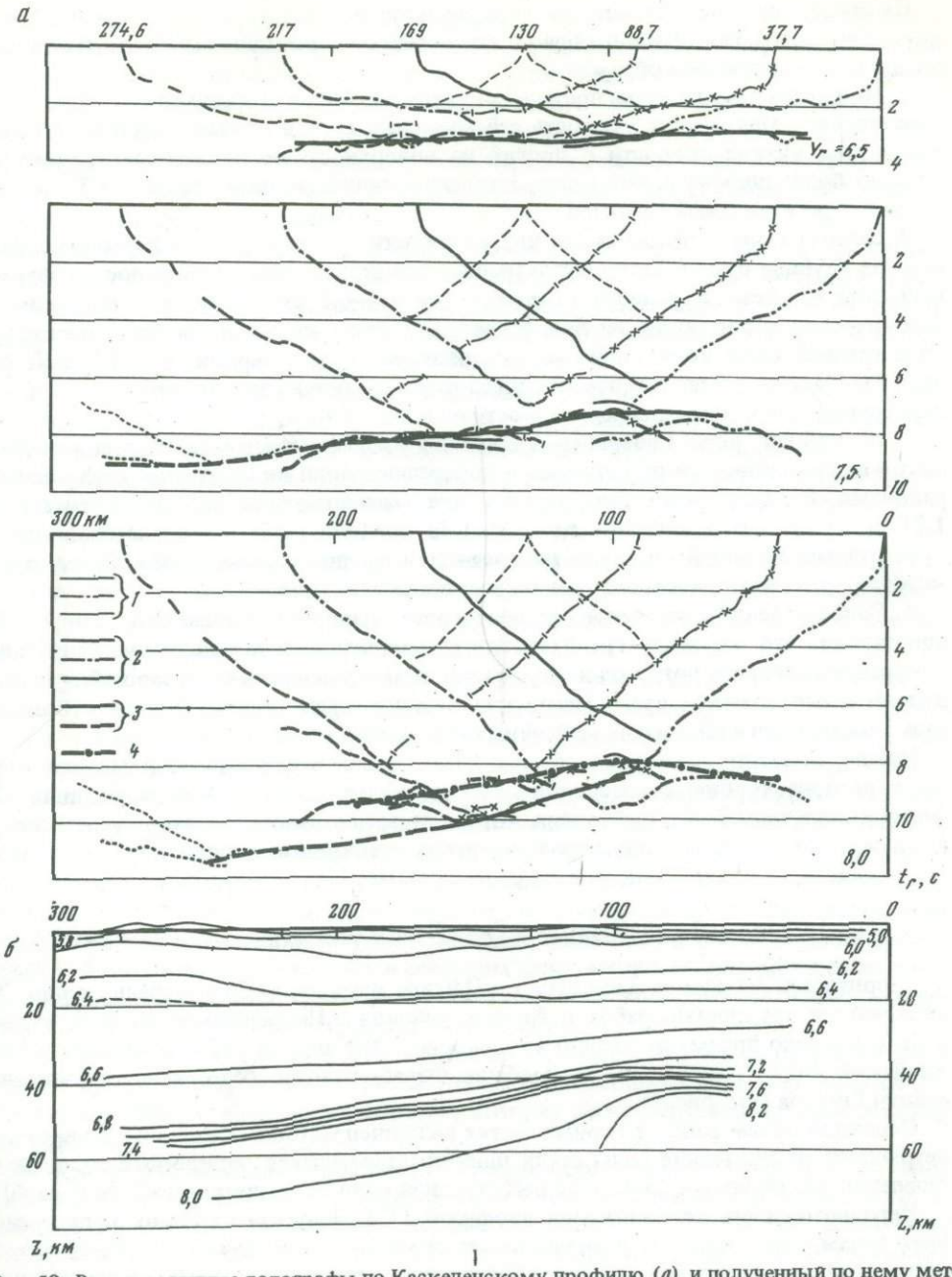


Рис. 59. Редуцированные годографы по Каскеленскому профилю (*а*) и полученный по нему методом Н.И. Павленковой скоростной разрез (*б*)

Наблюденные годографы волн из разных пунктов взрыва: *1* – преломленных, *2* – отраженных от границы М; *3–4* – огибающие годографов: *3* – первых вступлений, *4* – отражений от границы М

положить, что скорости поперечных волн на разрезе рис. 57, *б* также несколько завышены (проверка этого разреза прямой задачей еще не проведена). Но основной интерес для нас представляет рис. 57, *в*, где дано изменение соотношений скоростей продольных и поперечных волн в коре в зависимости от глубины и вдоль профиля. Эти соотношения контролируются непосредственно разницей времен вступления соответствующих волн и поэтому мало зависят от методики построения разреза, но имеют большое значение для оценки физического состояния вещества на разных глубинах.

На основании сейсмического разреза, представленного на рис. 59, строение земной коры Северного Тянь-Шаня в области его перехода к равнинному Казахстану можно представить следующим образом.

1. Мощность земной коры постепенно увеличивается в сторону гор от 40 до 50 км, параллельно уменьшается скорость сейсмических волн в мантии от 8,0 до 7,5 км/с. Аномально низкие скорости и прогиб на поверхности М охватывают территорию гораздо более широкую, чем непосредственно горная система Северного Тянь-Шаня, т.е. носят региональный характер.

2. Земная кора в целом более низкоскоростная, чем кора платформенных районов. На глубине около 20 км четко выделяется сейсмическая поверхность (переходный слой или резкая граница) со скоростями 6,4–6,5 км/с, ниже которой скорости сейсмических волн почти не возрастают. Остается открытым вопрос, существует ли в средней части коры слой с высокими скоростями – порядка 6,8–7,0 км/с (см. рис. 58). Можно предположить, что низы коры представлены тонкой (до 5–6 км) переходной зоной с изменением скорости от 6,8 до 7,5 км/с.

3. В земной коре Северного Тянь-Шаня наблюдается значительное изменение соотношения скоростей продольных и поперечных волн по сравнению с равнинными районами. В верхах коры это соотношение уменьшается с юга на север от 1,60–1,71 до 1,70–1,76, в низах – от 1,70–1,76 до 1,75–1,85. Это свидетельствует об относительно большой скорости поперечных волн под горной системой, т.е. о возможном более пластичном состоянии здесь вещества коры.

4. Сопоставление полученного разреза коры с данными гравиметрии (см. рис. 57) показывает, что крупный гравитационный максимум над Северным Тянь-Шанем приурочен к области погружения поверхности М и уменьшения скоростей в мантии. Значительные размеры этого минимума подтверждают предположение о больших размерах области аномальных мантийных скоростей.

Нужно отметить, что полученные сейчас данные о сейсмической модели коры этого региона хорошо согласуются с результатами работ первой экспедиции ГСЗ под руководством Г.А. Гамбурцева, хотя в то время использовались кусочно-непрерывные системы наблюдений и простые интерпретационные модели [35].

Западный Тянь-Шань и Памир

Территория Западного Тянь-Шаня и Памира изучена слабо и неравномерно. Это объясняется трудностью работ в горных условиях. Непрерывное профилирование ГСЗ выполнено преимущественно во впадинах: Ферганской [45], Таджикской [46], Алайской [42] и только один профиль Фараб–Бабатаг пересекает юго-западные отроги Гиссара (см. рис. 1).

Основной объем работ в горных частях выполнен методом обменных волн от землетрясений. В последние годы стали широко применяться дискретные системы наблюдений со станциями "Земля" с регистрацией волн от землетрясений и взрывов [9].

Неравномерность расположения профилей ГСЗ, приуроченность их к депрессионным зонам обусловливают невозможность суждения о сейсмической модели земной коры всей орогенической области. Сейчас речь может идти лишь об определении под горами отдельных параметров коры, например ее мощности, но и для этого требуется привлечение всего комплекса сейсмических и сейсмологических исследований. Но даже эти ограниченные сведения о коре этого региона представляют большой интерес в связи с особой историей его развития.

Это район самых высоких на планете горных сооружений, которые возникли в центральной части Евразии в результате орогенических движений новейшего тектонического этапа (неоген, антропоген). Характер этих движений не является обычным и получил название эпиплатформенного орогенеза [136]; некоторые исследователи называют их рифтогенезом.

От позднего протерозоя до антропогена включительно рассматриваемая территория пережила три крупных этапа развития: геосинклинальный, платформенный и эпиплатформенный орогенический. На геосинклинальном этапе (поздний протеро-

зой – палеозой) на большой части территории был сформирован складчатый фундамент. На этапе палеозойских геосинклиналей территория разделялась на геосинклинальные системы и срединные массивы. Геосинклинальные системы характеризуются сквозным развитием на протяжении байкальского, каледонского и герцинского циклов, накоплением мощных (до 15 км) осадочно-вулканогенных толщ, интенсивной, как правило линейной, складчатостью. Срединным массивам соответствует редуцированное осадконакопление с широким проявлением заключительного интрузивного и эффузивного магматизма.

На платформенном этапе (почти весь мезозой – палеоген) в пределах рассматриваемой территории возникли обширные впадины: Ферганская, Амударьинская, Таджикская, Сырдарьинская, расположенные преимущественно на месте палеозойских срединных массивов. Мощность накоплений платформенного этапа была весьма значительной (до 5 км) в Амударьинско-Таджикской впадине.

В орогенический этап при дифференцированных вертикальных движениях на фоне общего подъема территории сформировались горные системы и межгорные впадины. В их размещении проявляется сложное наложение структур: древних широтных и северо-западных и вновь образованных северо-восточных, в результате чего как горные сооружения, так и межгорные впадины имеют гетерогенное основание.

Суммарный размах вертикальных движений достиг в этот период 13–15 км. В частности, в Ферганской впадине глубоководные морские отложения залегают на глубине 7 км, что характеризует амплитуду нисходящих движений, а в горных хребтах дневные поверхности выравнивания расположены на высотах выше 6 км, что определяет амплитуду восходящих движений.

Следует подчеркнуть, что новейший орогенез не был подготовлен и обусловлен предшествующими геосинклинальными процессами. Горные сооружения возникли на теле эпипалеозойской платформы, часто не считаясь с простиранием и возрастом геосинклинальных структур. Вопрос о северной границе орогенической области является спорным. Мы проводим ее по Северному краевому глубинному разлому Тянь-Шаня [136], выраженному сравнительно узкой зоной, по обе стороны которой резко изменяются геолого-геофизические условия. Он сопровождается гравитационным уступом, оконтуривающим самый интенсивный на Земле Центрально-Азиатский минимум силы тяжести; к югу и востоку от него размах новейших движений достигает 15 км, в то время как севернее и западнее суммарная амплитуда их не превосходит 3–4 км, быстро уменьшаясь в северном направлении. В орографическом плане краевой разлом отделяет систему высокогорных хребтов и межгорных впадин Тянь-Шаня и Памира от низкогорий и равнин Турана.

Перейдем к характеристике сейсмического материала. Волновое поле при непрерывном профилировании представлено четырьмя основными группами, если не считать группу волн, связанных с осадками, которая регистрируется только в межгорных впадинах.

Первая группа образована волнами $P_0^к$, рефрагированными в верхней части кристаллической коры, в основном в складчатом и кристаллическом фундаменте. В депрессиях эта группа волн занимает первые вступления до 80–100 км. Кажущиеся скорости возрастают с расстоянием от 5,6 до 6,4 км/с. В горных районах рассматриваемая группа волн прослеживается в первых вступлениях от пункта взрыва до 50 км.

Вторую группу составляют волны видимых первых вступлений на расстояниях от 80–100 до 180 км в депрессиях и от 50 до 230–250 км в горных районах. В первых вступлениях волны этой группы сменяют друг друга путем последовательного затухания, годографы их пересекаются; в последующих вступлениях они прослеживаются на значительные расстояния и имеют гиперболическую форму годографов. Волны эти являются отраженными, но огибающая их асимптотических ветвей при дискретных наблюдениях часто рассматривается как рефрагированная в коре, что не вносит больших погрешностей.

Третья группа волн $P^м$ прослеживается в первых вступлениях на расстояниях больше 180 км в депрессиях и 230–250 км – в горных районах, имеет скорость, близкую к 8,0 км/с, и связана со слаборефрагированными волнами от поверхности М.

Наконец, группа волн $P^{м}_{отр}$ прослеживается только в последующих вступлениях от 50–100 км до максимальных удалений от источника, применявшихся при ГСЗ, имеет гиперболический годограф и связывается с отражениями от поверхности М.

Представления о сейсмической модели земной коры Средней Азии и природе выделенных групп волн на протяжении многих лет их изучения претерпели существенные изменения. Они связаны с различными аппроксимациями годографов перечисленных групп волн и суждениями об их принадлежности к определенному классу: к головным, отраженным или рефрагированным.

При интерпретации данных первых работ ГСЗ, выполненных на Тянь-Шане и Памире под руководством Г.А. Гамбурцева, исходили из классической двуслойной модели земной коры [42] и волны третьей группы интерпретировались как головные от поверхности М, а удаленные ветви последующих вступлений – $P^{м}_{отр}$ – как головные от поверхности К. Недостаточно полные системы наблюдений не позволили проверить это предположение. Теоретическое обоснование невозможности отнесения волн $P^{м}_{отр}$ к головным от поверхности К, определение их как отраженных от поверхности М за критическим углом наряду с объединением первой и второй групп волн в единую группу волн, рефрагированных в коре, привели И.Л. Нерсесова и А.С. Алексеева к представлениям об однослойной модели кристаллической земной коры с непрерывным нарастанием скорости с глубиной. Заметим, что эти представления базировались на результатах дискретных сейсмогеологических наблюдений с большим шагом между станциями; это исключает возможность корреляции отдельных волн во второй и третьей группах.

Анализ материалов ГСЗ по непрерывным профилям с полными системами наблюдений позволил перейти к представлениям о многослойных моделях коры [31, 68]. Аналогичные изменения произошли в интерпретации данных сейсмологических наблюдений. Из-за неравномерности сейсмической изученности различных типов геоструктур данного региона сейчас трудно описать модель коры каждой из них по числу выделяемых слоев и характеру изменения скорости в них. Можно отметить лишь некоторые общие особенности скоростной модели коры и верхов мантии, наблюдаемые на большей части профилей. Первые 8–12 км консолидированной коры надежно охарактеризованы волнами $P^{к}_{0}$. Этой части разреза свойственно сравнительно интенсивное нарастание скорости с глубиной, на фоне которого слоистая дифференциация, если она и имеется, может быть выявлена лишь при более детальных исследованиях. На глубинах 10–30 км, охарактеризованных второй группой волн, наблюдается резкая дифференциация среды по скоростям, о чем свидетельствуют многочисленные отраженные волны. В зависимости от подхода к интерпретации эта часть коры может быть представлена ступенчатым нарастанием скорости с глубиной или моделью с волноводами.

Следующая группа волн – $P^{м}_{отр}$ и $P^{м}$ – характеризует в основном поверхность М. Между самыми нижними границами, связанными с волнами второй группы и поверхностью М, имеется значительный интервал глубин (до 20 км), непосредственная информация о скоростных свойствах которого отсутствует. Это допускает различные трактовки модели низов коры, контролируемые только значениями эффективной скорости по годографам отраженных от поверхности М волн.

Данное описание модели отражает лишь общие представления о земной коре отдельных структур данной территории. Установить характер их изменчивости по площади на основании только материалов ГСЗ в настоящее время невозможно. Поэтому ниже приводятся разрезы земной коры по трем профилям, пересекающим вкрест простирания основные горные сооружения Западного Тянь-Шаня и Памира, на которых, помимо данных ГСЗ, широко используются разнообразные сейсмологические материалы.

Профиль Фараб–Бабатаг на северо-западе начинается в Амударьинской впадине Туранской плиты, пересекает Северный краевой глубинный разлом, горные сооружения юго-западных отрогов Гиссара, Сурхандарьинскую впадину, являющуюся крайним западным элементом Таджикской депрессии. По профилю имеются данные ГСЗ и метода обменных волн от землетрясений, которые по основным границам удовлетворительно совпадают. Материалы ГСЗ по этому профилю интер-

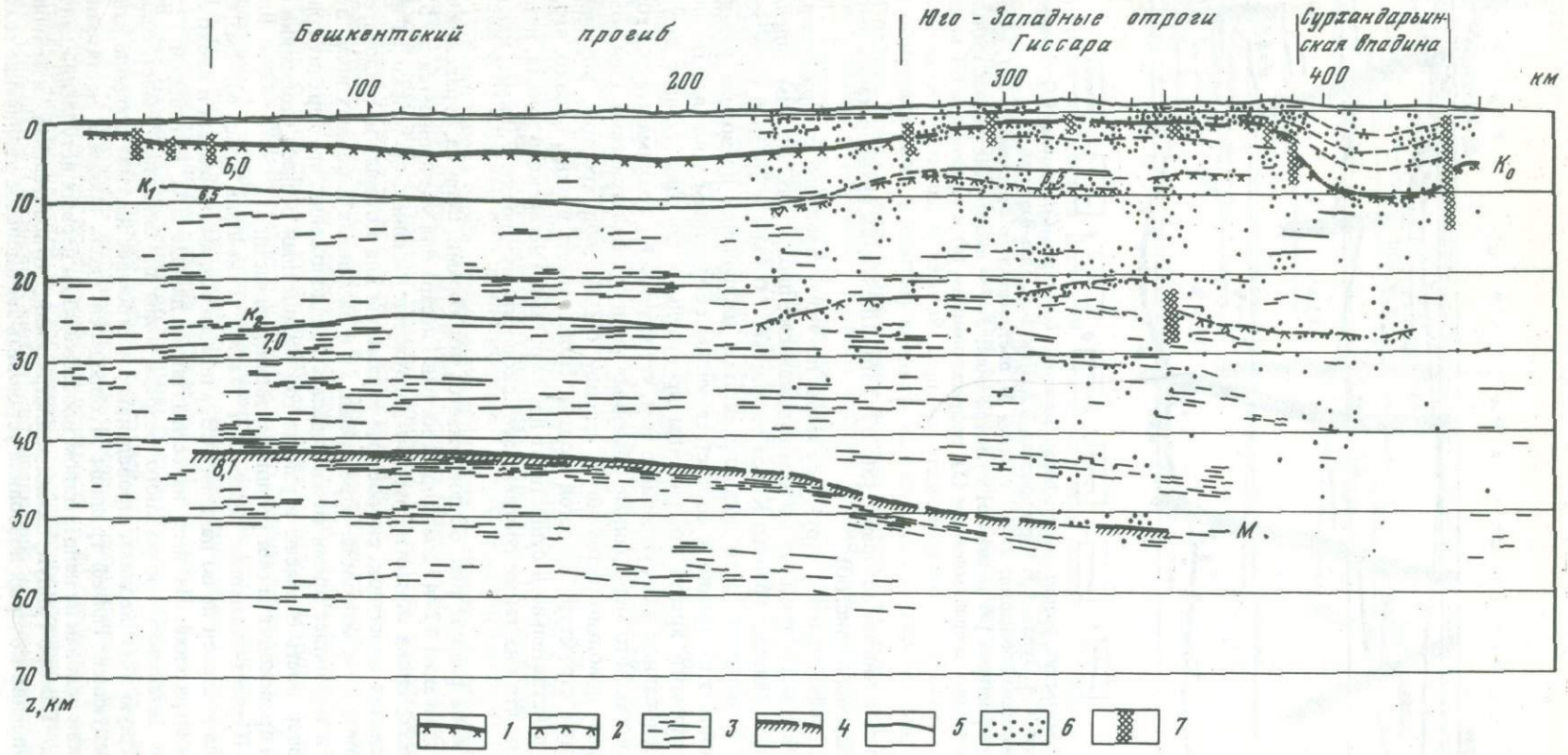


Рис. 60. Сейсмический разрез по профилю Фараб–Бабадаг (23 на рис. 1). Составил А.М. Насыров

1 – поверхность фундамента; *2* – границы внутри коры; *3* – отражающие площадки; *4* – поверхность М; *5* – изолинии скорости, км/с; *6* – границы обмена; *7* – нарушения

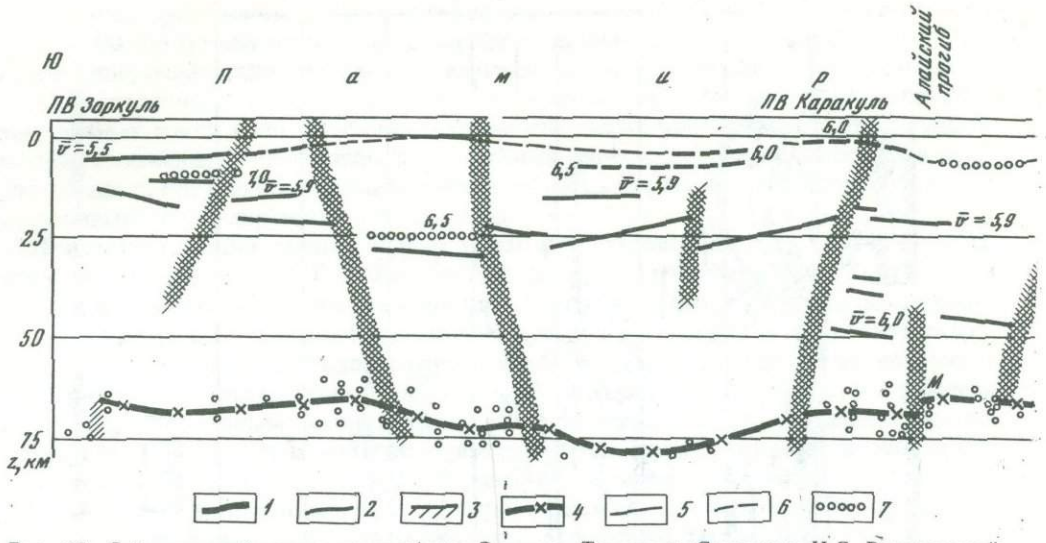


Рис. 62. Сейсмический разрез по профилю Зоркуль–Токтогул. Составили И.С. Вольвовский, Э.А. Гольдвирт, С.А. Зуева, А.Р. Митрофанова, В.А. Пак, Б.Б. Таль-Вирский

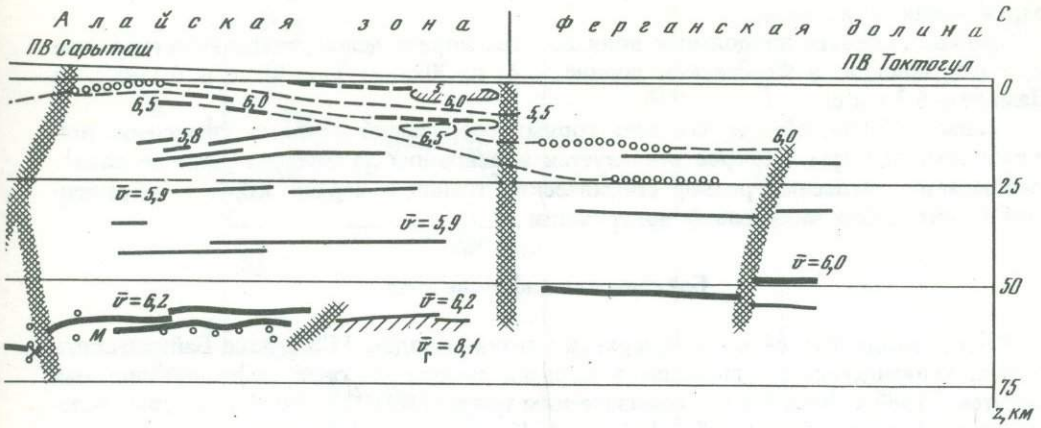
1 – отражающие площадки; *2–4* – граница М, построенная по отраженным (*2*), преломленным (*3*) и проходящим (*4*) волнам от землетрясений; *5–7* – скоростные уровни, км/с, построенные по отраженным и преломленным (*5*), рефрагированным (*6*) и отраженным (*7*) волнам

претировались разными авторами [56, 63, 136]. Последняя интерпретация выполнена А.М. Насыровым (рис. 60).

Основная информация о структуре коры по этому профилю содержится в отраженных волнах и построенных по ним отражающих площадках. По ним выделяются две основные границы: граница K_2 со скоростью 7,0 км/с в средней части коры и граница М. В западной части профиля система наблюдений позволила установить принадлежность этих границ к соответствующим скоростным уровням. Но под отрогами Гиссарского хребта эти границы проведены в большей степени предположительно. Основанием для суждения о том, что граница K_2 поднимается под горами, послужили в какой-то мере данные обменных волн от землетрясений. Они позволили проследить довольно устойчивую границу обмена под хребтом, образующую положительную структуру сложной формы. Нужно иметь в виду, однако, что, если эта граница действительно и существует под отрогами Гиссарского хребта, нет основания считать, что она также соответствует скоростному уровню 7,0 км/с, как и под депрессией.

Граница М на разрезе рис. 60 погружается под горами. Если на Туранской плите глубина ее залегания 42–45 км, под отрогами Гиссара она увеличивается до 52 км. Нужно, однако, снова отметить, что это погружение основано не только на форме ряда отражающих площадок, скоростные параметры для которых и, следовательно, принадлежность их к мантии не определены, но и на данных головных волн. Во всяком случае в настоящее время можно сделать предположение, что верхние границы в коре и поверхность М имеют в районе гор обращенный рельеф, утолщение коры под хребтом происходит за счет утолщения нижней ее части.

Профиль Термез–Алмалык пересекает Южный Тянь-Шань (рис. 61, см. вкл.). Этот профиль построен не по данным ГСЗ, а по материалам обменных и проходящих волн от землетрясений. На него нанесены также данные Е.М. Бутовской [25] по определению детального скоростного разреза коры по близким землетрясениям. Оценивая общую достоверность проведенных построений на этом профиле, следует отметить следующее. Рельеф границы М определен вдоль профиля достаточно надежно, так как основан на непрерывном прослеживании первых вступлений от глубокофокусных Памиро-Гиндукушских землетрясений, относительная изменчивость времен вступления которых позволила установить значительное увеличение толщины



земной коры под горной системой. Обработка этих данных сходна с обработкой годографов глубинных волн в ГСЗ при просвечивании структур в осадочном чехле или с определением линий t_0 для одиночного годографа. Но в данном случае годограф не являлся одиночным, так как использовалось несколько различных землетрясений.

Сейсмические границы в земной коре на этом профиле построены по данным только обменных волн, а поэтому признать их настолько же надежными, как и границу М, нельзя. Все они испытывают значительный подъем в сторону гор, т.е. рисуют такую же картину обращенного рельефа верхних границ коры относительно поверхности М, которая уже отмечалась на рис. 60. Нужно, однако, подчеркнуть, что скоростные колонки, приведенные на разрезе, не подтверждают такой рисовки сейсмических границ. Если на разрезе провести изолинию v = 6,8 км/с, то она будет залегать на разрезе почти горизонтально на глубине около 30 км; граница же обмена, соответствующая этому уровню под Таджикской депрессией, поднимается в сторону гор от 28 до 18 км. Несогласное залегание границ обмена и изолиний скоростей в коре возможно, но это все-таки требует дополнительной проверки по надежным сейсмическим данным. Из рис. 61 следует, что земная кора срединных массивов более расслоена, чем Южно-Тянь-Шаньская геосинклинальная система.

Профиль Зоркуль–Токтогул пересекает Памир и Южный Тянь-Шань в зоне, где они максимально сближены, а разделяющий их Алайский прогиб зажат подступающими с юга и севера горными сооружениями (рис. 62). По профилю получена информация и от взрывов и от землетрясений. По кусочно-непрерывному профилированию ГСЗ построена серия отражающих площадок и определена скоростная функция в верхах коры, построен небольшой элемент границы М под Алайской зоной и Ферганской долиной. В районе Памира поверхность мантии прослежена методом просвечивания по волнам от глубоких землетрясений.

Следовательно, надежные данные по этому профилю касаются в основном толщины земной коры. Более мелкие границы позволяют лишь высказать некоторые соображения о блоковости коры, которая отражается и в глубине до границы М. Так, в пределах Юго-Восточного и Центрального Памира поверхность М расположена на глубине в среднем 65 км, наблюдается высокая расслоенность верхней части коры до глубин 25 км. Ниже отмечена только одна поверхность обмена на глубине 40 км. Наименее расслоена нижняя часть коры (40–65 км).

Северный Памир характеризуется самой большой мощностью коры – до 80 км. Земная кора расслоена также только в верхней части; отражающие горизонты на уровне 25 км ступенчато поднимаются в северном направлении. Зона Алайского прогиба характеризуется воздыманием поверхности М до глубины 65 км, уменьшением расслоенности верхней и увеличением расслоенности нижней частей коры. Южному Тянь-Шаню (Алайский хребет) по сравнению с Памиром соответствует

дальнейшее сокращение мощности коры и увеличение ее расслоенности. Южному Ферганскму разлому отвечает разрыв поверхности М со встречными падениями отражающих горизонтов.

Средние скорости продольных волн во всей коре в целом увеличиваются в южном направлении: в Ферганской долине – 6, на Южном Тянь-Шане – 6,1–6,2, на Памире – 6,3 км/с.

Таким образом, общим для всех горных сооружений является увеличение толщины земной коры, которое реализуется в основном за счет нижнего ее слоя[1]. Наблюдается согласный рельеф сейсмических границ в верхах коры и обращенный относительно них рельеф поверхности М.

Байкальская рифтовая зона

Исследования земной коры и верхней мантии методом ГСЗ в зоне Байкальского рифта, являющегося крупнейшим в Евразии звеном мировой рифтовой системы, ведутся с 1968 г. Восточным геофизическим трестом МГ РСФСР и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР [44, 134]. К настоящему времени исследованиями охвачена площадь в 400 тыс. км^2 при общей протяженности сейсмических маршрутов 4 тыс. км, расположенных в зоне рифта и на прилегающих участках Сибирской платформы и Забайкалья. Проведены площадные сейсмические зондирования для изучения пространственной структуры поверхности мантии под акваторией Байкала. Привлечены материалы сейсмологии землетрясений [6, 28], позволившие повысить глубинность изучения верхов мантии. Работы выполнялись по методике точечных (дифференциальных) зондирований [115, 116] в маршрутном и площадном вариантах.

По результатам изучения волновой картины на кусочно-непрерывных профилях, расположенных на юге Сибирской платформы и в Байкальской складчатой области, были заданы две системы зондирований. Первая система зондирований с базами (расстояние взрыв–прием) 40–70 км использовалась для регистрации отраженных и преломленных волн от внутрикоровых границ через каждые 20–25 км профиля. Вторая система с базами 180–250 км и средним расстоянием между центрами зондирований 25–50 км предназначалась для записи волн от границы М.

На всех маршрутах волны от раздела М незначительно различаются по своим кинематическим и динамическим характеристикам. На сейсмограммах зондирований с базами 180–250 км первой регистрируется преломленная волна, через 0,5–2,0 с – закритическое отражение. Средние величины кажущихся скоростей этих волн – соответственно 8,0 и 6,5–7,0 км/с. Отраженная волна по сравнению с преломленной характеризуется повышенными в 5–10 раз величинами амплитуд и несколько пониженными видимыми частотами колебаний.

Волны от внутрикоровых границ на участках Сибирской платформы и Байкальской складчатой области существенно различны. В пределах Сибирской платформы на удалениях 20–80 км от источника в первых вступлениях регистрируется преломленная (квазиголовная) волна, соответствующая поверхности кристаллического фундамента. Для этой волны характерны кажущаяся скорость (6–7 км/с) и малая интенсивность записи. При расстояниях 40–70 км в последующей части сейсмограмм выделяются отраженные волны от более глубоких границ в земной коре. Они обладают повышенной интенсивностью и большими значениями кажущихся скоростей (7–8 км/с). В Байкальской складчатой области на расстояниях 20–100 км от источника первые вступления соответствуют рефрагированной волне, проникающей на глубину до 10–12 км. Они здесь более интенсивны, а отражения от внутрикоровых границ менее четкие, чем на участке Сибирской платформы.

При определении скоростных параметров особое внимание обращалось на выявление изменений граничных и средних скоростей вдоль маршрутов по записям волн от раздела М. Вначале были определены средние скорости в земной коре по отраже-

[1] Этот вывод, как справедливо отмечают авторы, может существенно измениться после детальных исследований (*прим.ред.*).

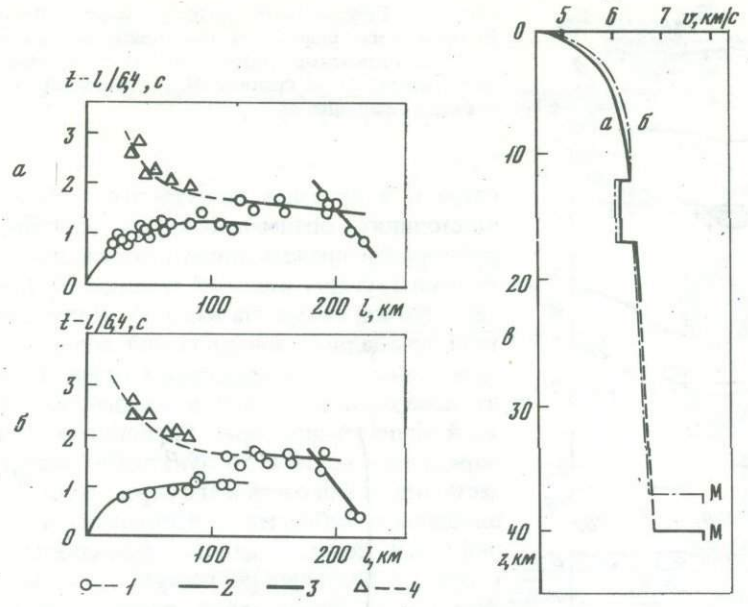


Рис. 63. Схематические годографы (*а, б*) и соответствующие им скоростные кривые земной коры (*в*) для Байкальской рифтовой зоны

Данные первых волн для: *1* – зоны инверсии, *2* – ниже нее, *3* – мантии; *4* – данные отраженных волн от подошвы зоны инверсии

ниям от этой границы. Распределение граничных скоростей на поверхности мантии находилось двумя способами: по полю времен для преломленной волны и при совместном использовании отраженной и преломленной волн от границы М. Сходимость полученных значений глубин и скоростей в близких точках и теоретические расчеты позволяют оценить погрешность единичного определения скорости в 0,1–0,15 км/с. При определении глубин до границы М предпочтение отдавалось данным отраженных волн. Точность построений оценивается в 0,3 км для поверхности фундамента и 1–2 км – для более глубоких границ, включая поверхность М.

Остановимся на некоторых особенностях методики, связанных с изучением специфических характеристик глубинной структуры рифтовой зоны. Представлялось чрезвычайно важным решить вопрос о существовании волноводных слоев в земной коре. Для этого были использованы записи рефрагированных и отраженных волн с учетом искажающего влияния горизонтальных неоднородностей среды. На специально выбранных геологически однородных участках были выполнены зондирования, базы которых изменялись относительно равномерно, с шагом 10–20 км, в диапазоне 10–200 км. Зондирования с минимальными базами позволяли контролировать влияние неоднородностей верхней части разреза. По полю времен первых (рефрагированных) волн получена функция $t(l)_{x=\text{const}}$, являющаяся аналогом известного в сейсморазведке годографа общей глубинной точки, где t – время, l – база зондирования, x – пикет профиля. На этой функции влияние глубинных горизонтальных неоднородностей проявляется в ослабленном виде. Наличие разрыва этой функции по оси t свидетельствует о существовании волновода [79, 93] (рис. 63). По функции $t(l)_{x=\text{const}}$ определяется зависимость скорости от глубины для среды над волноводом и под ним. Перебором решений прямой кинематической задачи оцениваются параметры волновода. Полученные результаты контролируются данными отраженных волн от границ в средней части земной коры.

Структура границы М под Байкальской впадиной очень сложна, резко изменчива как вкрест, так и вдоль простирания рифта. Необходимый в таких условиях переход к площадному изучению границы М был осуществлен следующим образом. На юго-восточном берегу Байкала были размещены пять пунктов взрыва. Приемные станции (управляемые по радио регистраторы "Тайга") располагались по берегам

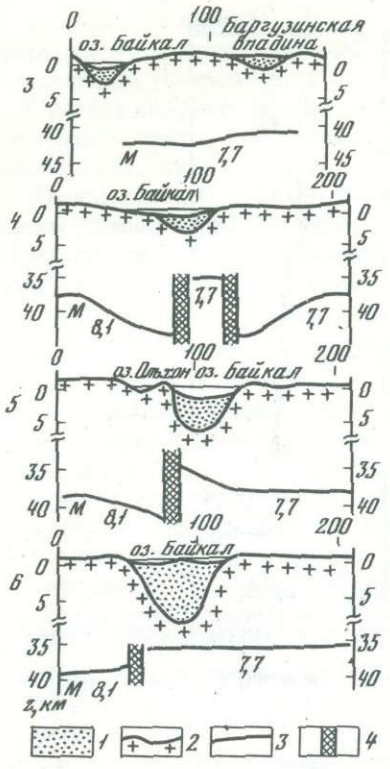


Рис. 64. Сейсмические разрезы вкрест простирания Байкальского рифта (их положение см. на рис. 68)
1 – низкоскоростные осадки; *2* – поверхность фундамента; *3* – граница М с граничной скоростью, км/с; *4* – нарушения

озера и в пределах Иркутского амфитеатра на расстояниях, оптимальных для одновременной регистрации преломленной и отраженной за критическим углом волн от границы М (удаление 180–240 км от пункта взрыва). Полученная система площадных зондирований позволила получить данные о распределении граничной скорости на поверхности мантии и средней скорости во всей толще земной коры. Глубины до границы М определены почти в 50 пунктах на значительной части акватории озера и его берегах. Аналогичные площадные наблюдения выполнены на флангах рифтовой зоны. Высокая эффективность площадных наблюдений достигнута за счет массового применения портативной аппаратуры "Тайга", транспортируемой на вертолетах.

Уже первыми работами методом ГСЗ в зоне Байкальского рифта были установлены аномально низкие значения граничной скорости на поверхности мантии. В связи с этим возникла задача увеличения глубинности исследований для определения мощности слоя с аномально низкой скоростью и выяснения его соотношения с мантийным астеносферным слоем Гутенберга, характеризующимся почти такими же значениями скорости продольных волн. С этой целью была выполнена совместная интерпретация сейсмических записей взрывов и местных землетрясений. Годографы первых волн от 20 достаточно сильных землетрясений, зарегистрированных на сети стационарных и передвижных станций при эпицентральных расстояниях 200–1000 км, путем совмещения с имеющимися данными ГСЗ были приведены к условиям поверхностного источника. Проведено статистическое определение времен прихода первых волн. Затем по совокупности данных ГСЗ и сейсмологии был составлен осредненный сводный годограф длиной до 1000 км (см. рис. 22). Этот годограф использован для оценки средних значений сейсмических параметров верхней части мантии в зоне рифта.

В результате всей совокупности описанных работ глубинная структура Байкальской зоны может быть представлена следующим образом (рис. 64–66). В центральной части Байкальского рифта мощность земной коры изменяется в значительно бо́льших пределах, чем в прилегающих неактивизированных районах. Диапазоны изменения глубин в рифтовой зоне 34–50 км, в прилегающих к рифту районах Забайкалья – 39–41 км.

Отмечено существенное отличие в мощности коры под юго-западной (более глубоководной) и северо-восточной частями оз. Байкал: соответственно 34–36 и 40–44 км. Сочленение этих резко различающихся блоков происходит вблизи о. Ольхон – п-ова Святой Нос, где, вероятно, существует крупная поперечная по отношению к рифту зона глубинных разломов. Указанные различия мощности земной коры прослеживаются не только под самим Байкалом, но и вдоль его юго-восточного побережья (см. рис. 65).

Различна структура поверхности мантии и в разных поперечных сечениях рифта (см. рис. 64). В крайнем северном сечении (см. рис. 64, разрез 3) граница М залегает примерно на одном уровне (41–43 км) под восточной окраинной частью Байкальской впадины, под Баргузинской впадиной и разделяющим их Баргузинским хребтом.

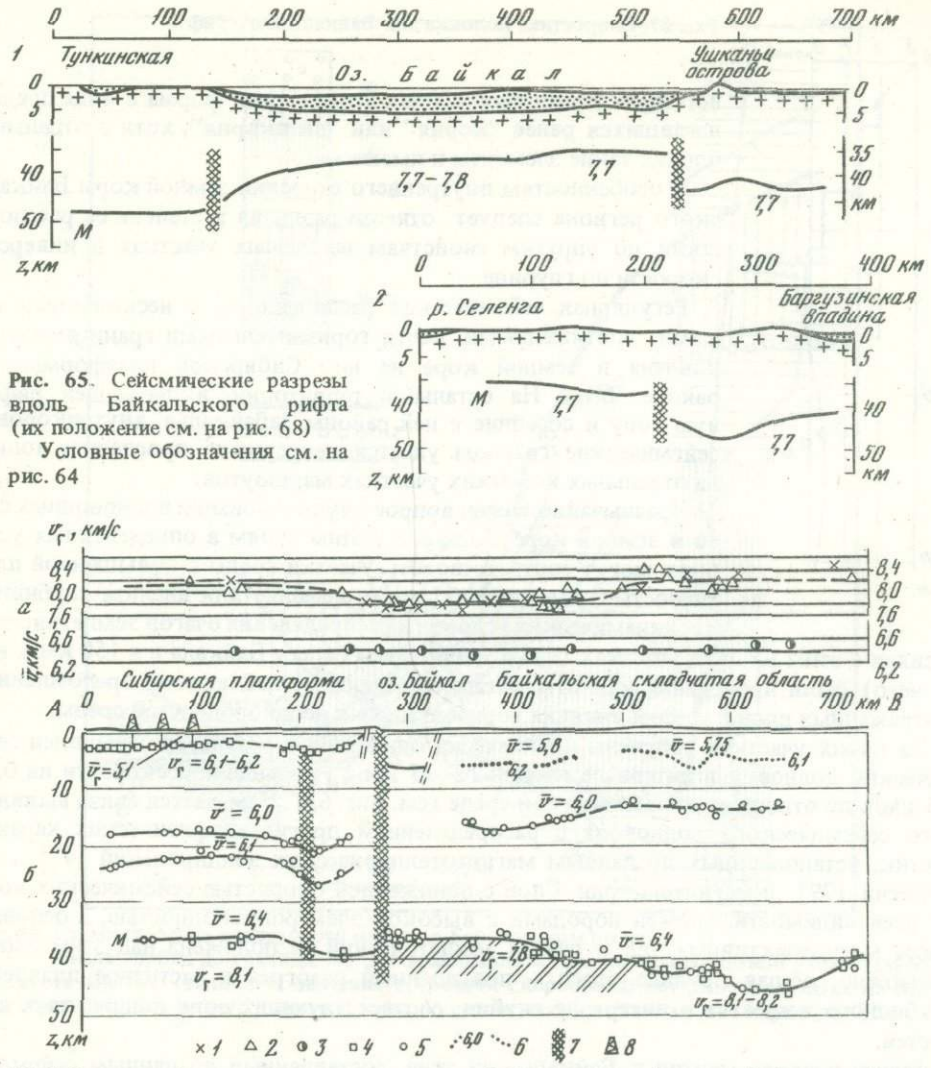


Рис. 65. Сейсмические разрезы вдоль Байкальского рифта (их положение см. на рис. 68)

Условные обозначения см. на рис. 64

Рис. 66. Сейсмический разрез через южную часть Сибирской платформы, Байкальский рифт, Байкальскую складчатую область (его положение см. на рис. 68)

а – графики: *1–2* – граничной скорости на поверхности М по данным преломленных (*1*) и отраженных и преломленных волн (*2*), *3* – средней скорости в земной коре по данным отраженных волн; *б* – разрез: *4–5* – глубины по преломленным (*4*) и отраженным (*5*) волнам; *6* – изолинии скорости км/с; *7* – зоны глубинных разломов; *8* – скважины

Сечение 4 проходит в области сочленения северной и южной котловин Байкала Поверхность М образует здесь глубокий прогиб, осложненный в центральной его части резким поднятием, т.е. имеет место своеобразное сочетание противоположных структурных форм – "корня" и "антикорня" – с очень контрастным изменением мощности коры в диапазоне от 35 до 44 км.

Два сечения (см. рис. 64) через южную котловину Байкала в районе о. Ольхон и дельты р. Селенги имеют принципиально сходную, но различающуюся по контрастности формы границы М. В обоих сечениях под северо-западным бортом Байкальской впадины, где проходит Обручевский сброс, отмечается уступообразное воздымание этой границы на 3–6 км в сторону озера.

Таким образом, данные, полученные методом ГСЗ о морфологии границы М, характеризуют ее как очень сложную, резко изменчивую поверхность не только вкрест, но и по простиранию рифта. Байкальскому рифту по этой поверхности не соот-

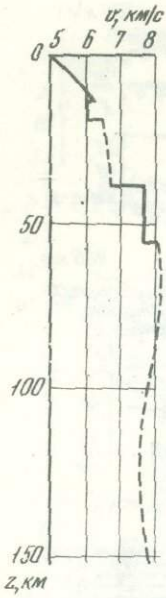


Рис. 67. Скоростная колонка для Байкальского рифта

ветствует какая-либо единая структурная форма в виде предполагавшихся ранее "корня" или "антикорня", хотя в отдельных блоках такие элементы и имеют место.

К особенностям внутреннего строения земной коры Байкальского региона следует отнести различия в степени ее расслоенности по упругим свойствам на разных участках и инверсию скорости по глубине.

Регулярная сейсмическая расслоенность с несколькими четкими, протяженными, почти горизонтальными границами установлена в земной коре на юге Сибирской платформы и в районе Читы. На остальной территории, включающей рифтовую зону и соседние с ней районы Забайкалья, внутрикоровые сейсмические границы удается непрерывно проследить только на отдельных коротких участках маршрутов.

Чрезвычайно важен вопрос о существовании волноводных слоев в земной коре, поскольку этим слоям в определенных условиях могут соответствовать участки среды с повышенной пластичностью, имеющие большое значение для анализа глубинных геодинамических условий и распределения очагов землетрясений. В связи с этим на двух участках (на юго-восточном берегу Байкала и в 150 км к югу от него) были проведены, как отмечалось, специальные наблюдения преломленных и отраженных волн с учетом влияния горизонтальных неоднородностей среды.

На обоих участках получены практически одинаковые результаты: выявлен сейсмический волновод в интервале глубин 12–17 км с уменьшением скорости на 0,2–0,3 км/с по отношению к вмещающей среде (см. рис. 63). Намечается связь выявленного сейсмического волновода с распределением других геофизических характеристик, установленных по данным магнитотеллурических зондирований [47], сейсмологии [79] и магнитометрии. Слой с пониженной скоростью сейсмических волн, по всей видимости, сложен породами с высокой электропроводностью, а основная масса магнитоактивных тел и очагов землетрясений расположена над этим слоем. Возможно, общая причина этого – повышенный разогрев и частичное плавление глубинного вещества в интервале глубин, соответствующих зоне пониженных скоростей.

Разрез верхней мантии в Байкальской зоне, составленный по данным сейсмологии взрывов и землетрясений, характеризуется следующими особенностями распределения скорости продольных волн по вертикали (рис. 67). Мантия начинается со слоя с аномально низкой скоростью 7,6–7,8 км/с. Вертикальный градиент скорости в верхней части этого слоя, оцененный по соотношению амплитуд отраженной и преломленной волн от границы М [76], составляет 0,003–0,005 $с^{-1}$, что недостаточно для плавного перехода к нормальным значениям скорости на больших глубинах. Нижняя граница аномального мантийного слоя найдена по сводному 1000-километровому годографу первых волн от взрывов и землетрясений [77]. На этом годографе на расстоянии около 350 км от источника происходит смена преломленных мантийных волн со скоростями 7,7 и 8,1 км/с. Мощность слоя со скоростью 7,7 км/с получилась равной в среднем 17 км, глубины до его верхней и нижней границ – соответственно 38 и 55 км. На восточном фланге рифта (в районе Байкало-Амурской магистрали) выполнены специальные наблюдения от мощных взрывов с получением длинных, до 400–500 км, годографов. Параметры аномального верхнемантийного слоя, определенные по этим годографам, близки к приведенным выше значениям.

Полученные сведения имеют важное значение для выяснения глубинного строения Байкальской рифтовой зоны. Установлено, что аномальный слой разобщен с астеносферным каналом Гутенберга, глубина которого в рассматриваемом районе по сейсмологическим данным оценена примерно в 100 км. Связь с астеносферным ка-

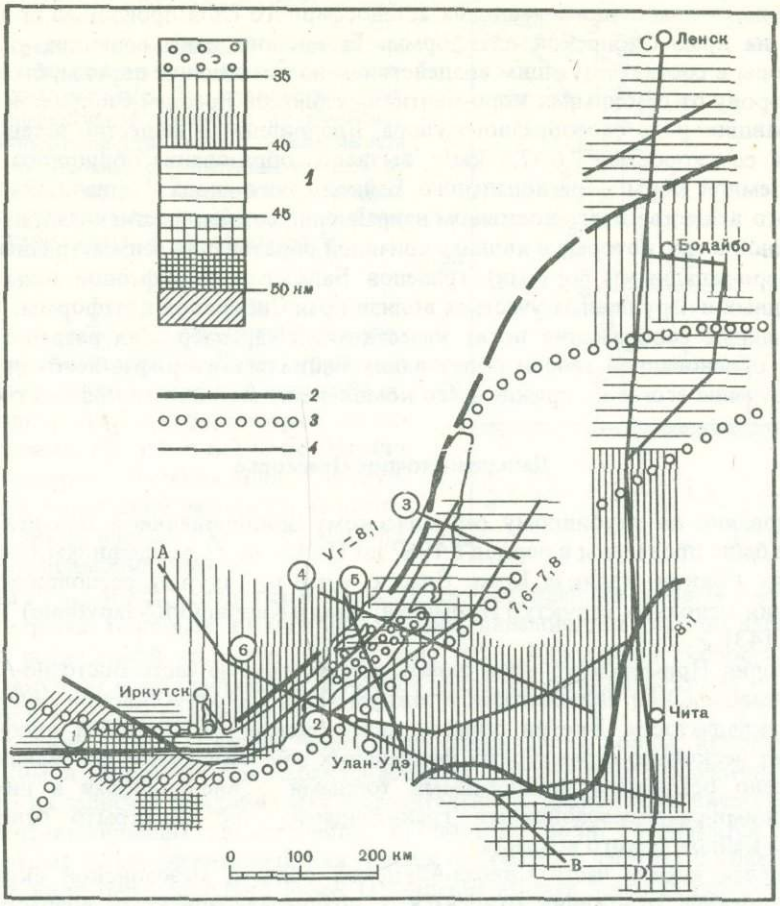


Рис. 68. Схема строения поверхности мантии в Байкальском регионе

1 – шкала глубин до границы М; *2* – граница области с аномально низкой скоростью на поверхности мантии (выписаны значения граничной скорости по поверхности мантии на отдельных участках); *3* – контур рифтовой зоны, по геологическим данным; *4* – маршруты ГСЗ

налом можно предполагать лишь в виде узкой вертикальной перемычки. Эта перемычка, вероятнее всего, расположена под Байкалом и далее продолжается в полосе интенсивных Байкало-Витимских минимумов силы тяжести.

Область распространения верхнего слоя в мантии с аномально низкой скоростью закартирована к настоящему времени на огромной площади – 200 тыс.км^2 (рис. 68). За пределами этой области скорость на поверхности мантии имеет нормальные значения – 8,1–8,2 км/с, увеличивающиеся до 8,6 км/с в районе Ленска. Границы аномальной области занимают секущее положение по отношению к древним геологическим структурам, хотя и контролируются на ряде участков известными по геологическим данным глубинными швами. Область аномальной мантии в 2–3 раза шире собственно Байкальской рифтовой зоны, картируемой по поверхностным геологическим признакам и распределению сейсмичности. Центральный участок рифтовой зоны (Байкальская впадина) расположен над северо-западным краем, а восточный – над срединной частью аномальной мантийной области.

Анализ возможных причин аномального понижения скорости сейсмических волн в верхах мантии в зоне Байкальского рифта, выполненный с использованием данных ГСЗ, гравиметрии и электромагнитных исследований [76], свидетельствует, что наиболее вероятной причиной является частичное плавление верхнемантийного вещества (его базальтовой компоненты).

Учитывая изложенные выше данные, можно составить общее представление о вероятных причинах образования Байкальского рифта. Подъем разогретого и частично

расплавленного пластичного вещества астеносферного слоя произошел по ослабленной зоне на краю Сибирской платформы. Растекание этого вещества у подошвы земной коры с соответствующим воздействием на вмещающие породы, было направлено в сторону от стабильных коро-мантийных блоков древней Сибирской платформы, сыгравших роль своеобразного упора. Внедрившееся вещество астеносферы в виде слоя со скоростью 7,6–7,8 км/с вызвало образование обширного пологого подъема земной коры – регионального Байкальского свода. Горизонтальное растекание этого вещества в юго-восточном направлении создало растягивающие напряжения в земной коре, которые и явились причиной образования асимметричных (с крутыми северо-западными бортами) грабенов Байкальской рифтовой зоны на ранее неоднородных и нарушенных участках вблизи края Сибирской платформы.

Высказанные соображения носят качественный характер. Для разработки количественно обоснованной теории образования Байкальского рифта необходимо дальнейшее изучение его недр, прежде всего комплексом методов глубинной геофизики.

Дальневосточное Приморье

Исследования по глубинному сейсмическому зондированию в Дальневосточном Приморье были проведены в период с 1967 по 1971 г. по трем профилям (см. рис. 1). Два из них (Бикин–Великая Кема, Спасск–устье р. Тадуши) расположены вкрест простирания основных структур Приморья, один (Кировский–Зарубино) – по простиранию [43].

Территория Приморского края охватывает восточную часть Восточно-Азиатской области палеозойской складчатости и южную часть Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости. Внутри области палеозойской складчатости профили ГСЗ пересекают несколько структурных фациальных зон. Складчатое основание этих зон представлено осадочно-вулканогенными толщами с внедрившими в них среднепалеозойскими-раннемезозойскими гранитоидами; оно перекрыто отложениями мелового–кайнозойского возраста.

В пределах южной части Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости наиболее древние отложения относятся к позднепалеозойскому возрасту. Общая мощность осадочно-вулканогенных палеозойских отложений определяется в 15 км, мезозойских – также около 15 км. Комплекс мезозойских отложений прорван палеозойскими базитами и позднепалеозойскими и позднемеловыми гранитоидами.

Поскольку физико-географические условия Приморья довольно сложны для осуществления громоздких полевых наблюдений, при работах по ГСЗ использовались упрощенные системы наблюдений. Профиль Спасск–Тадуши пройден по методике обращенного кусочного профилирования. Регистрирующие восьмиканальные сейсмические станции устанавливались через 30–70 км друг от друга. Пункты взрыва располагались примерно через 5 км вдоль профиля. Для возбуждения упругих волн наряду с обычными для ГСЗ источниками использовались взрывы авиабомб, сбрасываемых с самолета.

Методика обращенного штрихового профилирования [43] в принципе мало отличается от обычной, но она затрудняет корреляцию составляющих волнового поля. При анализе сейсмических материалов по этому профилю этот недостаток в какой-то мере был преодолен благодаря четкой дифференциации зарегистрированного волнового поля и наличию дву- и трехкратного прослеживания основных групп отраженных волн.

В процессе обработки сейсмического материала непрерывную фазовую корреляцию волн удалось осуществить только для части профиля Зарубино-Кировский. На остальных профилях применялась дискретная групповая корреляция волн, которая осуществлялась по ряду динамических и кинематических признаков. Динамические признаки использовались главным образом качественно.

В целом на всех профилях выделены три группы основных волн, образовавшихся в "осадочно-вулканогенном" слое – P^{oc}, в консолидированной части земной коры – $P^{к}_{02}$ и на поверхности М – $P^{м}_{отр}$. Непосредственно от пунктов взрыва до удалений 10–50 км в первых вступлениях следятся волны P^{oc}. Кажущиеся их скорости ме-

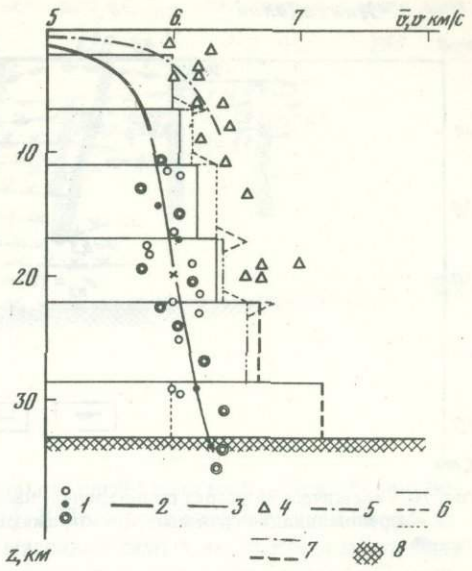


Рис. 69. Скоростные колонки земной коры Приморья

1–2 – средние (эффективные) скорости, определенные по отраженным (*1*) и преломленным (*2*) волнам, км/с; *3* – осредненная зависимость эффективной скорости от глубины; *4* – граничные скорости, км/с; *5* – зависимость скорости от глубины, определенная по способу Вихерта–Чибисова; *6–7* – скоростные модели: *6* – использованные при переборе, *7* – выбранные как оптимальные; *8* – поверхность М

няются от 5 до 6 км/с, увеличиваясь с удалением от пункта взрыва. Далее, примерно до удалений 100 км, следятся волны $P_0^к$ со скоростью около 6,0 км/с, которые сменяются волнами $P_{01}^к$ с v = 6,2 км/с. Начало уверенного прослеживания волн $P_2^к$ в группе первых вступлений находится на удалении от пункта взрыва около 40 км. Их годографы прямолинейны.

Волны $P_{2отр}^к$ и $P_{отр}^м$ следятся в последующих вступлениях, начиная с 40–60 км от пункта взрыва. Наиболее интенсивной из них, динамически хорошо выраженной и надежно выделяемой является группа волн $P_{отр}^м$. Кажущиеся скорости этих волн уменьшаются по мере удаления от пункта взрыва, т.е. свидетельствуют об их принадлежности к классу отраженных.

На профиле Спасск–Тадуши хорошо прослеживаются волны, которые по кинематическим и динамическим характеристикам соответствуют поперечным волнам. Характер их записи и динамическая выразительность практически ничем не отличаются от соответствующих характеристик продольных волн. Различаются поперечные и продольные волны значениями кажущихся скоростей и частотами колебаний: у поперечных волн они несколько ниже. Отношение времен прихода поперечных и продольных волн равно 1,65–1,75.

Следует отметить, что каждая из названных групп волн достаточно выдержана по кинематическим характеристикам и иногда по амплитудной выразительности. Однако характер записи регулярных волн и межволновых колебаний в пределах интервала их прослеживания не остается постоянным, а зависит от геологического строения. Это указывает на то, что распределение упругих параметров вдоль границ, на которых образовались основные группы волн, в разных структурно-фациальных зонах различно. Региональные характеристики всех групп волн осложнены наличием большого количества перерывов в корреляции, обусловивших "штриховую" структуру волнового поля.

Бóльшая часть искажений волнового поля по своему местоположению хорошо коррелируется с тектоническими нарушениями, выделяемыми по геологическим данным, и обычно проявляется на всех регистрирующихся на сейсмограммах волнах. Можно утверждать, что эти осложнения обусловлены особенностями геологического строения самых верхних этажей земной коры.

На основе анализа кинематических и динамических характеристик описанных волн их природа определена следующим образом. Волны в первых вступлениях являются слабо рефрагированными (квазиголовными), в последующих – интерференционными, образовавшимися, по-видимому, путем сложения одноименных отраженных и преломленных волн от высокоскоростных, достаточно тонких слоев в земной коре.

Скоростные модели земной коры составлялись на основе обработки всей совокупности годографов отраженных и преломленных волн. Вычислялись эффективные скорости (рис. 69), на их основе – пластовые, определялась функция изменения скорости с глубиной по первым волнам, при аппроксимации их как рефрагированным, и граничные скорости по элементам квазиголовных волн. Составленные по всем этим данным скоростные колонки проверялись затем решением прямой задачи

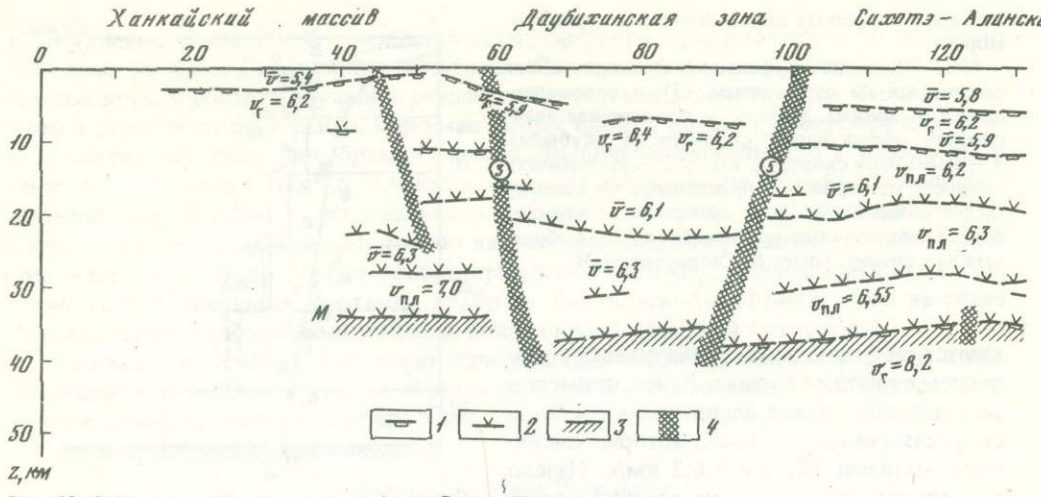


Рис. 70. Сейсмический разрез по профилю Спасск-Тадуши

1 – преломляющие границы; *2* – отражающие границы; *3* – поверхность М; *4* – зоны нарушений

и уточнялись таким образом, чтобы расхождения между наблюденными годографами и расчетными были не более среднеквадратического отклонения наблюдаемых времен распространения отраженных волн от осредняющего годографа.

При построении сейсмических разрезов (рис. 70) использовались времена прихода преломленных и отраженных волн (продольных и поперечных) и данные об эффективных скоростях. Границы строились с учетом и без учета преломления на промежуточных поверхностях и с введением в наблюденные времена поправок за неоднородность верхней части разреза. Однако в настоящее время при работах по ГСЗ невозможно количественно оценить факторы, влияющие на точность определения элементов залегания сейсмических границ, особенно степень правильности идентификации волн в условиях "штриховой" структуры волнового поля. О точности построения в какой-то мере можно судить по дисперсии определений глубины залегания границ. В данном случае погрешность не превышает 8–10%.

На разрезах наряду с субгоризонтальными границами выделен ряд зон нарушений. Одним из основных признаков этих зон считались изменения в общей структуре волнового поля. Учитывались также изменения частотных и амплитудных характеристик волн, структуры сейсмических границ, результаты интерпретации дифрагированных волн, данные других геолого-геофизических методов. По программе, приведенной в работе [6], по разрезу профиля Спасск–Тадуши вычислены годографы отраженных волн. Расхождение с экспериментальными не превышает 0,2–0,3 с.

В целом земная кора Приморья не отличается значительными изменениями в мощности или внутренней структуре, как это наблюдается в глубоких платформенных впадинах или в молодых геосинклинальных системах Альпийского пояса. Однако между отдельными зонами можно проследить изменчивость степени расслоенности коры и соотношения слоев с относительно повышенными или пониженными скоростями. Для удобства подобного сопоставления на разрезах выделено несколько скоростных этажей, два из которых имеют определенную геологическую трактовку. Это осадочно-эффузивный слой с пластовой скоростью 5,7–6,0 км/с. Породы этого слоя выходят на дневную поверхность в районе Сихотэ-Алинской складчатой области. Мощность его увеличивается в синклинориях до 7–8 км, в пределах массивов он выклинивается. Следующий слой характеризуется скоростями 6,0–6,4 км/с, он составляет основу земной коры до глубины 18–20 км. В районе Ханкайского массива он выходит на дневную поверхность, где представлен гранитно-метаморфическим комплексом (рис. 70).

Породы со скоростями более 6,4 км/с относились обычно в Приморье к так называемому "базальтовому" слою. Он выделялся в нижней части коры на глубине

20–30 км. В других регионах Союза "базальтовый" слой характеризуется обычно более высокими скоростями – 6,8–7,0 км/с [31]. В Приморье слои с такими скоростями обнаружены лишь в пределах Ханкайского массива в самых низах коры на глубине 28–32 км (см. рис. 69). Учитывая неопределенность в понятии "базальтового" слоя, есть смысл выделять в нижней части коры два скоростных этажа со средними пластовыми скоростями – 6,4–6,6 и 6,6–7,0 км/с, различая их не по названию, а по величинам скоростей.

Внутренняя структура консолидированной коры представлена также большим числом пологих отражающих границ разной протяженности и, вероятно, разной природы. Так, самая верхняя граница ($v_г = 5{,}7–6{,}0$ км/с) в наложенных впадинах представляет поверхность кристаллического фундамента. На остальной территории она, очевидно, связана с уровнем резкого уменьшения градиента скоростей. Эта граница как бы разделяет толщи с различной резкостью границ геологических тел, и в складчатых областях она может, в частности, соответствовать глубине пород с раскрытой трещиноватостью. Для тектонического районирования земной коры Приморья большое значение имеет вторая граница с $v_г = 6{,}2–6{,}4$ км/с. Она в пределах Сихотэ-Алиня является, очевидно, поверхностью фундамента мезозойско-палеозойских отложений.

Таким образом, сейсмическую модель земной коры складчатых сооружений Дальневосточного Приморья можно представить так.

1. Мощность коры 30–35 км, что характерно для континентальной коры, но несколько меньше относительно коры древних платформ и складчатых зон.

2. Скорости сейсмических волн в консолидированной коре очень слабо возрастают с глубиной: от 5, 6 – на поверхности до 6,2–6,4 км/с – в средней части коры и лишь иногда в ее низах достигают 6,6–6,8 км/с, т.е. в целом кора Приморья является низкоскоростной континентальной корой.

3. Четкой закономерности в соотношении рельефа отдельных границ в разных по возрасту и тектонике блоках не отмечено, все они залегают довольно полого и с примерно одинаковой глубиной границы М.

Центральная Камчатка

Разнообразие геологических структур и процессов, происходящих в современную стадию развития земной коры, привлекает к Камчатке большое внимание как к одному из наиболее интересных объектов в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану в плане решения таких основополагающих вопросов геологии, как выяснение природы, причин и механизма тектонических, магматических и метаморфических процессов [133, 139].

Первые данные о глубинном строении и свойствах верхней мантии под Камчаткой получены в результате детальных сейсмологических исследований. На основе боль-

шого количества экспериментального материала оказалось возможным установить, что скорости в верхней мантии под Камчаткой понижены [81, 145, 146], причем наиболее низкие значения ($v_p = 7{,}2–7{,}4$ км/с) характерны для вулканических поясов.

Систематические исследования ГСЗ на Камчатке проводятся с 1970 г. совместными усилиями СахКНИИ и Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. К настоящему времени на полуострове выполнено более 1000 км профилей, пересекающих структурные элементы различных типов [2, 7].

При постановке ГСЗ на Камчатке, помимо общей задачи выяснения типа земной коры и анализа положения полуострова в общей структуре переходной зоны, ставилась более конкретная задача детального изучения строения Ключевской группы вулканов, состоящей из трех действующих и девяти потухших стратовулканов и множества мелких, преимущественно моногенных эруптивных аппаратов ареального типа. В настоящее время наиболее активными являются вулканы Ключевской и Безымянный. Первый извергает андезито-базальты, второй – кислые андезиты. Огромные массы основной лавы, систематически извергаемые как вершинным, так и подобными кратерами Ключевского вулкана, свидетельствуют о наличии под ними мощного магматического источника, поставляющего на поверхность слабо дифференцированный расплав. Совершенно другие составы лав и характер извержений расположенного по соседству вулкана Безымянного позволяют говорить о его специфическом строении, в частности предположить существование под ним промежуточного по глубине магматического очага.

При работах по ГСЗ на Камчатке в качестве основного метода исследований была применена методика точечных, дифференциальных и симметричных зондирований. Основана она на принципах дискретной корреляции и базируется на предположении о существовании региональных границ в земной коре, которым соответствуют устойчивые регулярные волны.

Наблюденное волновое поле в районе сложное, отмечаются частое нарушение корреляции волн вплоть до полного ее прекращения, резкое искривление осей синфазности, обилие дифрагированных волн и т.д. Тем не менее имеются общие закономерности в прослеживании регулярных волн (рис. 71).

В области первых вступлений до удалений 25–30 км от пункта взрыва следится несколько волн, последовательно сменяющих друг друга. Их кажущиеся скорости меняются от 1,5 до 5,5 км/с. Эти волны интерпретировались как преломленные на границах кровли и подошвы дислоцированных кремнисто-вулканогенных образований.

От 20 до 60 км от пункта взрыва, сначала в последующих, а начиная с 30 км – в первых вступлениях, уверенно по своеобразному рисунку записи выделяется преломлено-рефрагированная волна $P_0^к$, образованная на поверхности консолидированной коры.

На расстояниях 55–80 км от пункта взрыва в коротком интервале в первых вступлениях между преломленно-рефрагированной волной от фундамента и группой волн, отраженных от границы М, следится интенсивная высокоскоростная ($v_к = 8–10$ км/с) волна, которая отнесена к классу отраженных – $P_{2отр}^к$. Отражения от границы М ($P_{1,2,3,отр}^м$) образуют сложный волновой пакет, состоящий по крайней мере из трех волн.

На расстояниях 84–100 км от пунктов взрыва была зарегистрирована волна, которую удалось обнаружить лишь при перезаписи с магнитограмм на самых низкочастотных фильтрах. По своим кинематическим характеристикам эта волна соответствует преломленной на границе М в области начальной точки. Как показали результаты перезаписи и расчеты спектров, она имеет более низкочастотный состав по сравнению с отраженной, а ее амплитуда примерно в 10 раз меньше, чем амплитуда отраженной волны. Это позволяет сделать предположение о том, что граница М представляет собой резкую границу полупространства. Однако большую амплитуду зарегистрированных отражений волн можно также объяснить, если представить, что граница М состоит из серии тонких слоев с инверсией скорости [102].

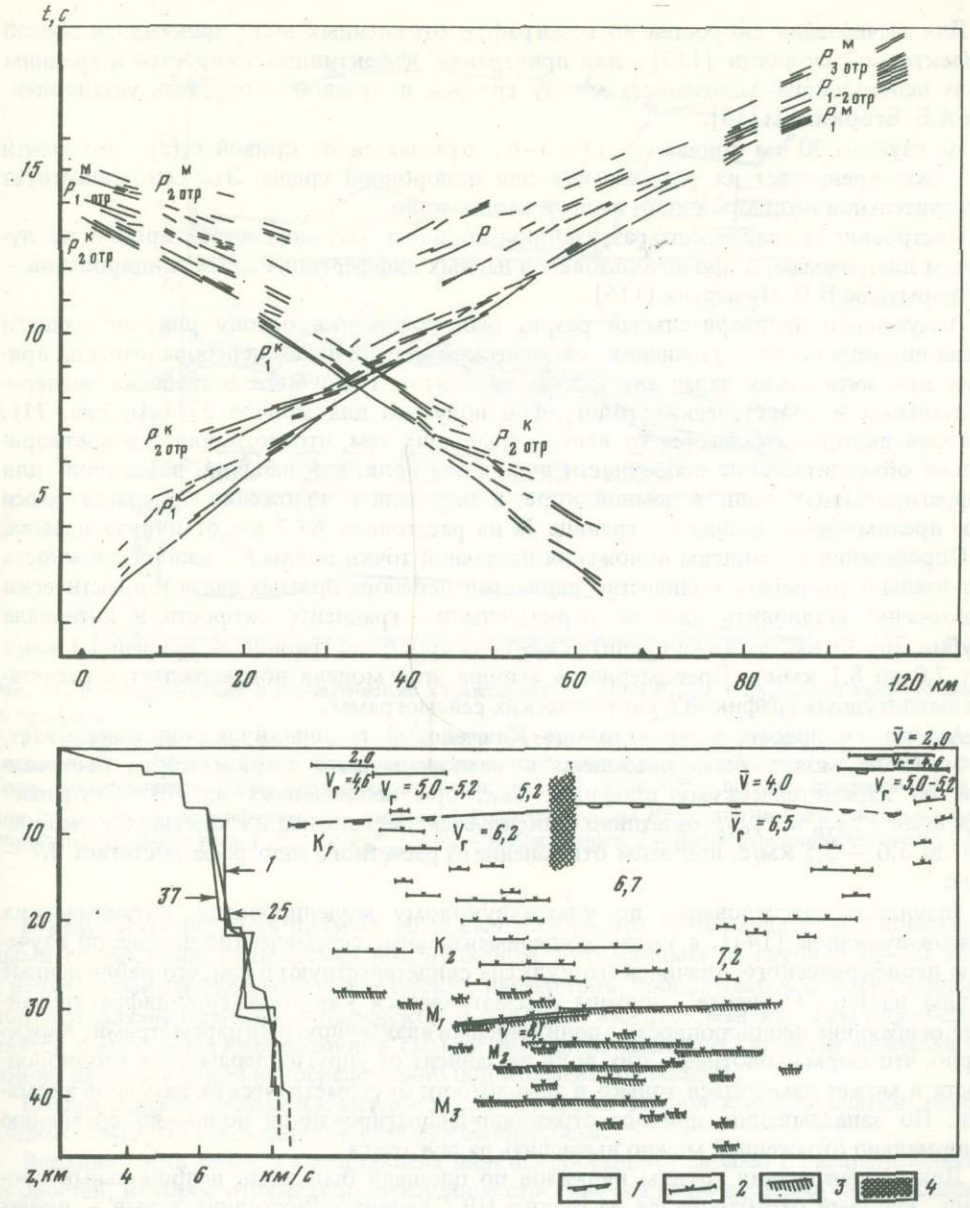


Рис. 71. Сейсмическая модель и годографы по профилю в районе Ключей

1 – преломляющие границы; *2* – отражающие площадки; *3* – границы в зоне перехода от консолидированной коры к верхней мантии; *4* – нарушение

Характерная особенность наблюдаемого поля – быстрое затухание первых волн, связанных с границами в земной коре, и выход на расстоянии 85 км от источника в видимые первые вступления преломленной волны от границы М. Такой характер поля свидетельствует о неоднородно-слоистой среде и о возможном наличии в коре слоев с отрицательными градиентами скорости, создающих "зону тени" для преломленных волн.

Построение скоростного разреза земной коры было выполнено по системе встречных и отдельных нагоняющих годографов, полученных на параметрическом профиле. Из большого количества способов определения скоростей по годографам рефрагированных волн были выбраны наиболее простые, поскольку в дальнейшем функции $v(z)$ уточнялись методом подбора.

Для вычисления скоростей по годографам отраженных волн применялся способ эффективной скорости [112]; для приведения эффективных скоростей к средним была использована зависимость между средней и лучевой скоростью, установленная А.В. Егоркиным [55].

На глубине 30 км кривая $v_л(z)$ на 5–6% отличается от кривой $v_э(z)$, что почти в 2 раза превышает их расхождения для однородной среды. Это свидетельствует о значительной неоднородности вышележащих толщ.

Построение сейсмического разреза производилось методом полей времен по лучевым диаграммам, а при использовании данных дифференциальных зондирований – по формулам Н.Н. Пузырева [115].

Полученный предварительный разрез был положен в основу для следующего этапа интерпретации – уточнения сейсмической модели путем перебора решений прямых кинематических задач для разных вариантов. Наилучшее совпадение экспериментальных и теоретических годографов получено для модели 37 (см. рис. 71), которая выгодно отличается от всех предыдущих тем, что позволяет удовлетворительно объяснить такие особенности волнового поля, как наличие "зоны тени" для рефрагированных волн в земной коре, и определить положение начальной точки для преломленной волны на границе М на расстоянии 83,7 км от пункта взрыва.

Определение по записям положения начальной точки волны $P^{м}$ дало возможность значительно сократить количество вариантов перебора прямых задач и практически однозначно установить наличие отрицательного градиента скорости в интервале глубин 20–30 км, а также оценить скачок скорости на границе М, равный 1,1 км/с (от 7,0 до 8,1 км/с). Правомерность выбора этой модели подтверждается расчетами амплитудных графиков и синтетических сейсмограмм.

Анализ волнового поля в районе Ключевской группы вулканов показывает, что оно не может быть объяснено в рамках модели земной коры, построенной по параметрическому профилю. Так, при наблюдениях из ПВ "Студеная" для волн $P^{к}_{2отр}$ и $P^{к}_{1отр}$ отчетливо фиксируется уменьшение их кажущихся скоростей до 5;0 – 5,5 км/с, при этом отклонение от расчетного годографа достигает 0,7 – 1,0 с.

Результаты исследований по ультразвуковому моделированию магматических очагов вулканов [144], а также экспериментальные сейсмические данные по изучению периферического Авачинского вулкана свидетельствуют о том, что наблюденные волны из ПВ "Студеная" должны рассматриваться как отраженно-дифрагированные, огибающие неоднородности с пониженными вязко-упругими параметрами. Характерно, что форма годографа этих волн не зависит от упругих параметров неоднородности и может изменяться только в зависимости от геометрических размеров аномалии. По запаздыванию прихода отраженно-дифрагированной волны по сравнению с нормально отраженной можно вычислить радиус очага.

Для просвечивания группы вулканов по площади был задан непродольный профиль, который отрабатывался из одного ПВ "Хапица". Расстояние взрыв – прием было выбрано с таким расчетом, чтобы за счет сейсмического сноса получить информацию о строении земной коры по линии, соединяющей вершины вулканов Ключевского, Камня и Безымянного. Кроме того, это расстояние обеспечивало прослеживание волн, отраженных от границы М в ее критической области (там, где установлена ее максимальная интенсивность). Во время этого эксперимента тщательно контролировались все параметры регистрирующей аппаратуры. На пункте взрыва была установлена специальная станция для учета силы и стабильности взрывов.

На рис. 72 приведены непродольные годографы волн $P^{м}_{1}$ и $P^{м}_{2}$ и их динамические характеристики, построенные на плоскости t, α, где α – угол между профилем и направлением на соответствующий пункт приема. Выделяются две зоны, отличающиеся друг от друга динамическими особенностями главных волн. Первая, до углов $\alpha = 25^{\circ}$, характеризуется пониженными значениями их амплитуд и бо́льшими временами пробега, чем на параметрическом профиле, т.е. это зона пониженных скоростей. Положение ее в пространстве можно определить по затуханию волн $P^{м}_{1отр}$ и $P^{м}_{2отр}$, которые при $\alpha = 21–23^{\circ}$ исчезают совершенно.

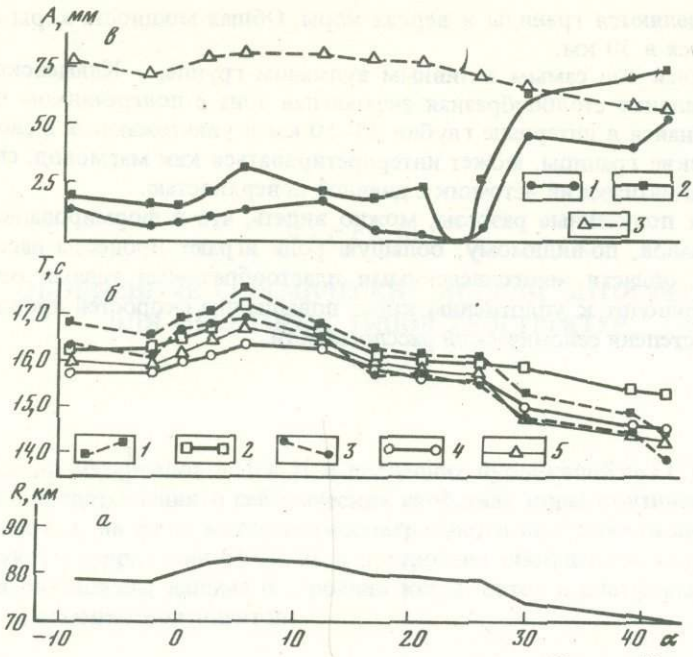


Рис. 72. Кинематические и динамические характеристики волн $P^{м}_{1отр}$ и $P^{м}_{2отр}$ для непродольного профиля

а – график изменения расстояния сейсмической установки от пункта взрыва (α – угол между радиальным профилем ГСЗ и направлением на соответствующий пункт взрыва); *б* – годографы волн, приведенные к одним удалениям от источника: *1–2* – для $P^{м}_{1отр}$ по двум профилям, *3–4* – для $P^{м}_{2отр}$ по двум профилям, *5* – расчетный годограф волны $P^{м}_{отр}$ для модели рис. 71; *в* – амплитудные графики волн $P^{м}_{1отр}$ и $P^{м}_{2отр}$: *1–2* – наблюденные, *3* – расчетные для модели рис. 71

В результате решения прямых задач выяснилось, что аномальная зона с пониженными скоростями, выделяемая под вулканом Безымянным на глубине 10–20 км, с некоторыми изменениями сейсмических параметров продолжается с погружением под вулканами Камень и Ключевской и уходит в нижнюю мантию. Там она соединяется с еще более интенсивной в смысле затухания сейсмических волн аномальной зоной, расположенной непосредственно под Ключевской сопкой.

Возвращаясь к общей характеристике структуры земной коры Камчатки, необходимо отметить следующие ее главные особенности.

Верхняя часть разреза представлена низкоскоростными слоями с распределением скоростей, которое отражает многослойное строение осадочно-вулканогенной толщи. Наиболее четко выделяется сейсмическая граница с $v_г = 5{,}0–5{,}5$ км/с, отождествляемая с кровлей дислоцированных отложений верхнемелового возраста. Во впадинах эта граница опускается до глубин 2–4 км, фиксируя прогибы мелового фундамента. Местами она совпадает с выходами на поверхность верхнемеловых пород.

Под этой границей залегает слой, пластовые скорости которого варьируют от 5,9 до 6,4 км/с, их величины характерны для консолидированной коры. Резкая граница между меловыми отложениями и консолидированной корой указывает на различия состава пород и, очевидно, на степень их метаморфизма и дислоцированности.

В нижних частях коры достаточно отчетливо прослеживаются серии отражающих горизонтов. Между этими площадками и поверхностью М выделяется относительно маломощный горизонт (около 7–8 км), характеризующийся скоростями порядка 6,7–7,2 км/с.

Подошва земной коры представляет собой мощную (более 10 км) переходную зону со сложными законами изменения скоростей. Наиболее сложно эта зона построена непосредственно под вулканической группой. Здесь четко регистрируются более глубокие границы зоны М, тогда как за пределами вулканической области

основном выделяются границы в верхах коры. Общая мощность коры под Камчаткой оценивается в 30 км.

Установленная под самым активным вулканом группы – Ключевской сопкой – почти вертикальная столбообразная аномальная зона с поперечником около 2 км, прослеживающаяся в интервале глубин 20–50 км и уничтожающая в своих пределах все сейсмические границы, может интерпретироваться как магмовод, связывающий глубинный магматический источник с дневной поверхностью.

Анализируя полученные разрезы, можно видеть, что в формировании коры для районов вулканов, по-видимому, большую роль играют процессы насыщения рассматриваемой области многочисленными пластообразными телами основных интрузий, что приводит к уплотнению коры, повышению скоростей продольных волн и увеличению степени сейсмической расслоенности.

ЧАСТЬ III

ОБОБЩЕННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ ДЛЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ГЕОСТРУКТУР

На основании материалов ч. I и II и последних публикаций по ГСЗ здесь даются современные представления о сейсмических свойствах коры континентального типа и верхней мантии, на фоне которых рассматриваются особенности литосферы главных геоструктур территории СССР. Для построения обобщенной модели материковой коры использованы данные о строении коры щитов и платформ, представляющих главные элементы континентов.

Глава 1

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Для суждения о том, какие сейсмические критерии можно положить в основу типизации коры континентальных геоструктур, попытаемся осветить следующие основные вопросы.

1. Что такое сейсмические границы, как можно представить их модель? Существуют ли глобальные и региональные границы в коре, какова их природа?

2. Каков общий характер неоднородности земной коры, как она изменяется с глубиной и по площади?

3. В чем проявляется блоковость строения среды?

4. Каковы общие закономерности изменения скорости с глубиной и как они связаны с типом геологической структуры? Какова роль слоев с пониженными скоростями в коре?

5. Существует ли деление коры на региональные слои типа "гранитного" и "базальтового", каковы принципы такого деления с точки зрения современных представлений о коре?

6. Можно ли выделить типовые сейсмические модели для основных классов геоструктур?

Рассмотрим последовательно каждый из этих вопросов.

Характер неоднородности коры. Сейсмические границы

Сейсмическими исследованиями выявляются неоднородности земной коры разных масштабов: макро- и микронеоднородности.

Макронеоднородности – это глобальная и региональная расслоенность вещества Земли по вертикали на субгоризонтальные этажи, толстые слои (и слои промежуточной мощности), а также разделение по латерали на глобальные (материки, океаны) и региональные (структуры второго порядка) макрооднородные блоки (по интегральным скоростным характеристикам и мощностям слоев).

Слои разделены сейсмическими границами, которые выявляются на основании прослеживания регулярных (нередко доминирующих) волн. Макрооднородные по латерали и вертикали блоки земной коры отделяются друг от друга зонами глубинных разломов.

Микронеоднородность – это: а) тонкая структура сейсмических границ, их тонкая, в общем нерегулярная слоистость, осложняющая форму записи и спектр докритических отраженных волн [16, 50, 140]; б) внутренняя неоднородность отдельных малых блоков и слоев, выявляемая по полю отражающих площадок и дифрагированных волн [121]; в) мутность коры, выраженная в межволновом фоне [96]; г) пилообразный характер изменения скорости с глубиной внутри толстых слоев, устанавливаемый по данным ультразвукового каротажа [34]; д) анизотропия скоростей в коре и верхней мантии [58, 167].

Для типизации коры важна ее макронеоднородность, а более тонкие особенности используются для детальной характеристики слоев и крупных блоков отдельных регионов.

Одной из главных характеристик неоднородности коры, как известно, являются сейсмические границы. Многие из них имеют конкретный геологический смысл, так как непосредственно связаны со стратиграфическими или литологическими границами в коре. Это границы внутри осадочного чехла, поверхность фундамента и некоторые границы в кристаллической коре, прослеженные по данным приповерхностной геологии [87]. Последние залегают обычно в консолидированной коре под довольно большими углами – 20–40° – и прослеживаются лишь до глубин 10–15 км.

Помимо них, в земной коре выделяются сейсмические поверхности с почти горизонтальным залеганием. Они выявлены на щитах на глубинах 5–7 км и часто секут крутые геологические структуры. С глубиной роль этих границ на сейсмических разрезах обычно увеличивается и кора представляется в основном субгоризонтально расслоенной.

Число сейсмических границ в коре изменяется как внутри региона, так и от региона к региону. При одной и той же детальности работ часто выделяются однородные и расслоенные блоки. Изменяется степень слоистости и с глубиной, наибольшее число протяженных субгоризонтальных границ наблюдается обычно в средней части коры на глубинах 10–25 км и в переходной зоне от коры к мантии.

Нерегулярное штриховое поле осей синфазности, переведенное в разрез, позволяет иногда оконтуривать отдельные блоки или протрассировать на глубину зону разломов. Примером могут служить известные разрезы земной коры Балтийского щита [87, 88]; где по полю отражающих площадок удалось проследить ряд геологических структур от дневной поверхности до глубин 7–10 км. Структура в виде срезанной поверхности размыва крутой складки вырисовывается полем отражающих площадок на Украинском щите (см. рис. 13, *б*, ПК 100), а на уровне границы М эти площадки оконтуривают под глубокими впадинами линзообразные тела (см. рис. 40, 45).

Число сейсмических границ и их расположение в пространстве позволяют также дать определенную статистическую характеристику отдельных слоев и блоков коры и тем самым в какой-то мере описать и ее среднемасштабную неоднородность.

Наибольший интерес представляет, однако, вопрос, о том, существуют ли в коре и верхней мантии сейсмические поверхности глобального масштаба, т.е. прослеживающиеся в коре всего земного шара? Ранее предполагалось, что таких границ в коре по крайней мере две: Мохоровичича и Конрада. Как решается этот вопрос сейчас в свете современных данных?

Последние данные взрывной сейсмологии и результаты обобщения первичных материалов старых лет свидетельствуют о том, что в земной коре действительно существуют глобальные границы, прослеженные непрерывно, по крайней мере на 80% исследованной территории: поверхность консолидированной коры K_0 и граница М. Существуют также региональные или опорные для отдельных районов границы, протяженность прослеживания которых от 200–300 до 1000 км.

Поверхность фундамента (граница K_0) наиболее надежно выделяется в пределах древних плит (Русская, Туранская), перекрытых небольшой по мощности толщей

осадков со скоростями не более 4,0–4,5 км/с. Она выделяется обычно как преломляющий горизонт со скоростями 5,8–6,2 км/с,[1] характеризующийся довольно пологим залеганием и системой небольших по амплитуде сбросов (см. рис. 24). Четко выделяются горизонтальные неоднородности фундамента по скоростям, но в пределах древних платформ для крупных блоков различия в скоростях обычно не превышают 0,2–0,4 км/с.

Картина несколько иная для молодых плит (Западно-Сибирская, Скифская). Здесь узкие глубокие прогибы древнего фундамента заполнены менее дислоцированными породами промежуточных этажей со скоростями сейсмических волн 5,0–6,0 км/с. В результате отмечается гораздо бо́льшая дифференцированность фундамента по сейсмическим скоростям, разница в скоростях между соседними блоками 0,5–1,0 км/с (см. рис. 30, 31).

При наличии покровных отложений промежуточного яруса (Скифская плита) возникают трудности в отождествлении сейсмических границ с поверхностью фундамента. Для этого необходимо разделить волны от молодого и древнего фундамента, что не всегда возможно из-за малой разницы в скоростях по этим границам.

Трудности в отождествлении сейсмических границ с поверхностью фундамента возникают и в пределах древних платформ, если их осадочный чехол содержит высокоскоростные слои, например покровные излияния базальтов (Сибирская платформа) или карбонатные толщи со скоростями 5,5–6,0 км/с (Прикаспийская, Днепровско-Донецкая впадины). В этих случаях, особенно при больших глубинах до фундамента и сложном рельефе, определить истинное положение границы осадочный чехол – консолидированная кора очень трудно. Чаще всего за такую границу принимается наиболее устойчивый сейсмический горизонт со скоростями порядка 6,0 км/с и более.

Несмотря на отмеченные трудности, поверхность фундамента можно считать наиболее надежной глобальной сейсмической границей. На большей части территории СССР она прослежена не только как устойчивый преломляющий горизонт, но и как хорошая граница обмена [107]. В глубоких впадинах (Днепровско-Донецкая, Прикаспийская, Тунгусская) от нее регистрируются и интенсивные отраженные волны (см. рис. 40, 49).

Граница М также имеет глобальное распространение. В структурной сейсмологии она является, несомненно, основной опорной границей, поскольку от нее повсеместно прослеживаются преломленные волны с относительно стабильными скоростями (7,8–8,2 км/с) и наиболее интенсивные, чаще всего доминирующие, отраженные и обменные волны.

Описывая модель границы М, нельзя не отметить ее сложную внутреннюю структуру. В тех случаях, когда она детально изучена, редко ее можно представить в виде простой границы первого рода; чаще всего – это сложная переходная зона с высоким вертикальным градиентом скорости или с мелкой внутренней расслоенностью. Иногда внутри этой зоны можно протрассировать несколько протяженных поверхностей, образующих не одну резкую границу, а слой М. Примером может служить южная часть Русской платформы, где на нескольких профилях выделены два отражающих горизонта со скоростями 7,8 и 8,1 км/с, расположенные в 2–3 км друг от друга [99, 135].

Слоистость в области границы М в значительной мере затрудняет выделение единой поверхности мантии. Это становится почти неразрешимой задачей в случае недостаточного объема данных о скоростях сейсмических волн между отдельными отражающими границами и под ними. Такая ситуация встречается на отдельных профилях в Средней Азии (см. рис. 60), на Дальнем Востоке (см. рис. 71) и Украине [130], где получены годографы небольшой протяженности, недостаточной для выделения преломленных волн от мантии. В таких случаях некоторые авторы относят к поверхности М сразу несколько сейсмических границ, если волны от них (отраженные или обменные) характеризуются значительной интенсивностью [127].

[1] Здесь приведены средние значения скоростей, их диапазон может быть заметно шире – от 5 до 7 км/с. Для осадочного чехла средние скорости варьируют от 3 до 5,5 км/с.

Очевидно, что для общности понятия о границе М как границе кора–мантия следует условиться к нормальной мантии относить часть литосферы со скоростью 7,8–8,2 км/с. В тех случаях, когда скорость под опорной границей в низах коры оказывается ниже нормальной, мы, очевидно, имеем дело либо с аномально низкой скоростью мантии [62], либо с высокой скоростью в низах коры, и эти случаи, естественно, требуют особого обсуждения. В общем же случае границе М можно дать следующее определение: это сейсмическая граница или переходный слой, на которых происходят резкое изменение скоростей продольных волн от 6,5–7,5 (в коре) до 7,8–8,2 км/с (в мантии), а также резкое уменьшение градиента скорости от 0,1–0,2 до 0,01–1 с и менее. Последний признак часто не принимается во внимание, а он представляется нам очень важным. Действительно, только резкая смена большего градиента скорости на исчезающе малый может объяснить устойчивое прослеживание первых мантийных волн на большом интервале расстояний с почти неизменной скоростью и образование интенсивной группы отраженных и рефрагированных волн в последующих вступлениях.

Региональные границы внутри коры, имеющие распространение на сотни километров и играющие в отдельных регионах роль опорных, выделяются обычно в пределах платформ. Если просмотреть представленные в данной работе материалы, то можно увидеть, что наиболее устойчивы из промежуточных границ в коре границы, приуроченные к кровле слоев со скоростями 6,4–6,5 и 6,8–7,0 км/с. Они названы в работе соответственно границами K_1 и K_2. В пределах Русской платформы и Туранской плиты лучше прослеживается граница K_2. Она является обычно и хорошо отражающим горизонтом (Русская плита – см. рис. 27, профиль Волгоград–Нахичевань – см. рис. 54, юг Западно-Сибирской платформы – см. рис. 30, профиль Теджен–Карабекаул, Туранская плита – см. рис. 12, *в*, 36). Приуроченность этой отражающей границы к слою со скоростями 6,8–7,0 км/с с высокой степенью точности определена по данным об эффективных скоростях отраженных волн от этой границы и от границы М (см. рис. 23). Относительно первых волн граница K_2 является обычно выпадающей, так как она расположена в нижней трети земной коры и перекрыта мощной толщей пород со скоростями не более 6,4–6,5 км/с. Однако в районах глубоких осадочных бассейнов эта граница относительно приподнимается и преломленные волны от нее прослеживаются в первых вступлениях (Днепровско-Донецкая, Прикаспийская впадины – см. рис. 39, северная часть Западно-Сибирской плиты – см. рис. 25).

В областях активной тектонической деятельности положение границы K_1 не всегда определено, но иногда под горными сооружениями она создает четко выраженные отраженные волны, по интенсивности соизмеримые с волнами от границы М [71, 73].

Граница K_1 имеет меньшее распространение, но благодаря возможности прослеживания для нее преломленных волн в первых вступлениях надежность ее выделения достаточно высокая. Кроме того, во многих регионах эта граница является хорошим отражающим горизонтом и четкой границей обмена [107]. Наиболее устойчиво она прослежена в районе Украинского щита [99, 128], в пределах Туранской плиты; в горных районах Средней Азии граница K_1 является, возможно, основной границей в коре (см. рис. 58, 60).

Кроме отмеченных двух наиболее устойчивых региональных границ, в земной коре прослеживаются и другие сейсмические поверхности, но они имеют локальное распространение. Интересно отметить, что их положение в разрезе часто оконтурено скоростными уровнями – 6,4 и 6,8 км/с – или границами K_1 и K_2, которые как бы ограничивают слой с повышенной субгоризонтальной расслоенностью коры. Выше и ниже этих уровней кора более однородна.

Какое же положение в разрезе, в свете новых данных, занимает граница Конрада, которая выделялась на всех разрезах 50–60-х годов? Сопоставление первичных материалов показало, что различные авторы принимали за границу Конрада разные сейсмические поверхности, в зависимости от того, какая из них являлась наиболее устойчивой в том или ином регионе. Так, некоторые авторы называли границей Конрада границу K_1 со скоростями 6,4–6,5 км/с, как, собственно, это и делали в свое время Конрад, а вслед за ним Джефрис и Гутенберг. В дальнейшем большинство иссле-

дователей, особенно советских, относили к этой границе поверхность K_2 как наиболее устойчивую в сейсмических разрезах. Из-за систематических погрешностей в граничных скоростях на многих старых разрезах к границе Конрада отнесена граница K_1, но скорости вдоль нее показаны 6,7–6,8, а не 6,4–6,5 км/с, как это есть в действительности (см. рис. 12, 15).

В результате такой неопределенности с границей Конрада и граничными скоростями создавалось впечатление о якобы значительной изменчивости мощностей и сейсмических характеристик "гранитного" и "базальтового" слоев и об отсутствии закономерностей в этой изменчивости [14, 31, 32]. Фактически же горизонтальная расслоенность земной коры довольно устойчива и между формой и глубиной промежуточных границ в коре существуют закономерные связи. Так, между глубинами границ K_0 и М отмечается четкая обратная связь, граница K_1 залегает чаще всего почти горизонтально, а граница K_2 практически повторяет рельеф поверхности М (см. рис. 27, 36, 45, 47).

Таким образом, несмотря на то что в консолидированной коре не существует глобальных границ, делящих ее на отдельные слои, она характеризуется существенной субгоризонтальной расслоенностью. Характер этой расслоенности резко меняется в основном в зонах сочленения геологических структур, что позволяет говорить о слоисто-блоковой структуре коры. Рассмотрим, в чем конкретно проявляется это блоковость, какова ее природа.

Блоковость земной коры

Наиболее четко блоковость коры проявляется в верхних частях разреза, где очень часто скорости сейсмических волн, оставаясь устойчивыми в пределах многих километров профиля, вдруг резко изменяются при переходе от одной геологической структуры к другой. Переход этот происходит в узкой зоне шириной в единицы или десятки километров, которая и является сейсмической границей блока. Примером может служить разрез верхней части Русской плиты (см. рис. 24). Из анализа разностных годографов первых волн (см. рис. 21) по профилю Купянск–Липецк четко выделяются крупные участки коры с одинаковыми скоростями в фундаменте, протяженность этих участков – сотни километров. Затем на протяжении нескольких километров скорости меняются сразу на 0,2–0,3 км/с, т.е. четко выявляются вертикальные сейсмические границы. Геологически их легче всего объяснить как контакты пород разного состава, большие же углы наклона этих контактов объясняются их приуроченностью к зонам глубинных разломов.

Очень часто на границах блоков с разными пластовыми скоростями резко изменяется и форма сейсмических границ. Например, в Тунгусской синеклизе (см. рис. 49) в центре прогиба по фундаменту выделяется высокоскоростной блок со скоростью 6,8 км/с, к границам которого приурочены сбросовые смещения по поверхности фундамента с амплитудой в несколько километров.

На разрезах земной коры Западно-Сибирской плиты (см. рис. 30, 31) блоковость ее структуры проявляется в наличии протяженных, в несколько сотен километров, участков коры, где сейсмические границы залегают почти горизонтально и резкое изменение их глубин происходит в относительно узких зонах, которые интерпретируются как зоны глубинных разломов.

Нам представляется, что такой подход к определению блоковости коры и к выделению зон глубинных разломов наиболее правильный. К сожалению, нужно отметить, что на сейсмических разрезах последних лет глубинные разломы часто выделяются без достаточных оснований. Увлечение разломами пришло в ГСЗ от приповерхностной геологии и данных потенциальных полей, которые свидетельствуют об огромной роли разрывных нарушений в развитии земной коры и о большом их числе. Но возможности сейсмического метода в прослеживании этих разломов на глубину крайне ограничены. Высказывавшиеся ранее предположения, что резкий обрыв корреляции волн от опорных границ может служить признаком существования нарушения по этой границе, не подтвердились. Расчеты динамики волн разных типов показали, что в зонах сбросов значительного уменьшения амплитуды отра-

женных и преломленных волн ожидать трудно из-за большой интенсивности дифрагированных волн. Резкие же обрывы корреляции, которые часто наблюдаются в полях ГСЗ, легче всего объясняются незначительными изменениями в форме границ или вертикальных градиентов скорости, которые приводят к явлениям расфокусировки сейсмических лучей.

Важным волновым признаком зоны разломов может быть сгущение дифракционных волн или появление в регулярном поле участков хаотического поля. Но для выявления этих аномальных участков необходимо иметь устойчивые характеристики полей в однородных блоках, размеры которых должны быть, как показал опыт, не менее 50–70 км.

То же самое следует сказать и о выделении разломных зон не по волновым полям, а по сейсмическим разрезам. Они могут быть надежно установлены лишь при резкой смене устойчиво определенных интегральных параметров отдельных блоков: числа и глубин основных границ, граничных и пластовых скоростей между ними. Определение этих характеристик возможно в блоках размерами также не менее 40–50 км, поэтому выделение более часто расположенных зон глубинных разломов по материалам ГСЗ пока еще мало обосновано.

Однако, несмотря на малую разрешающую способность ГСЗ по отношению к изучению вертикальных границ и зон разломов, волновые поля и сейсмические разрезы с очевидностью свидетельствуют о большой их роли в структуре коры, о блоковом ее строении.

Наиболее четко прослеживаются на всю глубину земной коры глубинные разломы, ограничивающие глубокие впадины. Они проявляются в виде крупных сбросов по фундаменту и в виде уступов по поверхности М (см. рис. 45, 41). Довольно четко выделяются разломные зоны по границе М в зонах древней складчатости (Донбасс – см. рис. 43, Урал – см. рис. 52).

Закономерности изменения скорости с глубиной

Основной закономерностью изменения скоростей сейсмических волн с глубиной является общее их увеличение. В осадочном чехле они возрастают от 1,8 до 5,5–6,0, в консолидированной коре – от 5,0–5,5 до 6,8–7,7, в верхах мантии – от 7,5 – до 8,5 км/с. Увеличение это происходит неравномерно, встречаются участки с инверсией скоростей, неодинаков и вертикальный градиент скорости.

Из общих закономерностей намечаются следующие.

1. Максимальный градиент скорости (достоверно определенный по первым волнам) наблюдается в верхней части коры. При этом по величине градиента выделяются три типа разреза: 1 – слабо дислоцированные осадки платформенного чехла; 2 – осадочно-метаморфические комплексы молодых геосинклиналей; 3 – гранито-гнейсовый комплекс древнего фундамента. Для осадочного чехла характерны максимальные градиенты, скорость увеличивается обычно от дневной поверхности до глубины 4–5 км на 2,0–3;0 км/с, т.е. средний градиент скорости – 0,4–0,6 $с^{-1}$. Следует иметь в виду, что в данном случае речь идет о величинах градиентов, полученных в результате аппроксимации сложно построенных слоисто-неоднородных сред схематизированными градиентными средами. Осадочно-метаморфические породы, слагающие верхнюю 5–10-километровую толщу коры в районах молодых геосинклиналей или выполняющие впадины древнего фундамента в пределах платформ (промежуточный этаж), характеризуются скоростями от 4,5 до 6,0 км/с, которые также нарастают с глубиной, но с градиентом в 0,2 – 0,3 $с^{-1}$. Еще меньшие величины градиентов – 0,04 – 0,07 $с^{-1}$ характерны для фундамента древних платформ (ч.II, гл. 1).

2. В средней части коры (глубины 15–25 км) вертикальный градиент скорости существенно уменьшается. Это следует из общего вида годографов первых волн, которые, как отмечалось в ч. I, гл. 2, характеризуются четким изломом со сменой скоростей от 6,5 до 8,0 км/с, т.е. выпадением промежуточных скоростей. Это возможно лишь в том случае, если в разрезе существует интервал глубин с малым градиентом скорости. На многих скоростных моделях такой слой действительно выде-

ляется на глубинах 15–25 км, скорость в нем почти не возрастает с глубиной, имеются модели и с отрицательным градиентом скорости (см. рис. 38).

3. О характере изменения скорости в нижней части коры известно мало. Это связано с тем, что эта часть коры является обычно выпадающей относительно первых волн, и о распределении скоростей в ней можно судить лишь по отраженным волнам. Последние позволяют определить среднюю пластовую скорость в толще между отражающими поверхностями K_2 и М, но не градиент в ней.

Определенную информацию о скоростной модели этой части коры можно получить по волнам группы $P^{M}_{отр}$, прослеживающимся на больших удалениях от источника (в интервале 200–300 км). Выше уже отмечалось, что если кажущиеся скорости этой группы не увеличиваются с ростом расстояния от источника, а эффективные скорости уменьшаются, то это является признаком градиентности среды. Такие свойства группы $P^{M}_{отр}$ отмечаются для многих регионов Русской платформы и Туранской плиты, где градиент скорости в нижней части коры может быть оценен в 0,05–0,1 $с^{-1}$ [41], если не объяснять это анизотропией скоростей [55].

4. Почти по всех регионах, где проведена детальная съемка и тщательно проанализировано волновое поле, выделяются слои с пониженными скоростями. Надежно определены, например, они в осадочном чехле Днепровско-Донецкого авлакогена (см. рис. 40) и Донбасса (см. рис. 43), в коре Украинского щита [99], в средней части коры Туранской плиты и Ферганской впадины (см. рис. 38),в коре Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 63) и т.д. Сопоставление моделей коры всех перечисленных регионов показывает, что эти слои приурочены чаще всего к средней части коры платформенных плит, древних и молодых складчатостей. Гораздо реже выделяются слои с пониженными скоростями в нижней части коры (см. рис. 51). Возможно, это связано с меньшей ее изученностью, так как данные обменных волн свидетельствуют о наличии отрицательных скачков скорости и в низах коры (Западно-Сибирская плита – см. рис. 28, Прикаспийская впадина – см. рис. 46). Однако общие закономерности изменения скорости с глубиной, наличие высокоскоростного и высокоградиентного слоев в нижней части коры почти всех платформ свидетельствуют о том, что значительных по мощности зон инверсий скоростей здесь ожидать трудно. Более вероятны относительно тонкие низкоскоростные пропластки вблизи границы М.

Природа слоев с пониженной скоростью может быть разной. Но их закономерную приуроченность к одним и тем же глубинам в разных по геологическому строению регионах трудно объяснить сменой литологического состава пород. Более вероятно предположение, что они связаны с преобладающим влиянием температур на этих глубинах [99]. Так, по расчетам Р.И. Кутаса на Украинском щите на глубинах 10–20 км можно ожидать такие температуры, которые; согласно экспериментальным данным Т.С. Лебедева и В.И. Шаповала, достаточны, чтобы скорость сейсмических волн в породах, слагающих Украинский щит, уменьшилась на 0,1–0,2 км/с. К таким же выводам пришли авторы модели со слоем пониженной скорости для Байкальской рифтовой зоны (ч. II, гл. 3).

5. Говоря об общих закономерностях изменения скоростей с глубиной, необходимо осветить вопрос о соотношении скоростей продольных и поперечных волн. Для консолидированной коры отмечается общая выдержанность в отношении v_S/v_P, равном в среднем 1,69–1,71 (ч. II) [117]. Такие же соотношения получены и для зон инверсии скоростей, хотя можно было ожидать большего уменьшения скоростей поперечных волн по сравнению с продольными, коль скоро эти слои связаны с влиянием температур. Аномальные изменения в отношении v_S/v_P отмечены для профиля, секущего Северный Тянь-Шань (см. рис. 57).

Систематизируя данные о закономерностях распределения скорости с глубиной, можно снова, как и в случае сейсмических границ, сделать основной вывод о наличии четко выраженной слоистости в коре. По величинам скоростей, их градиентам, приуроченности зон инверсии скоростей к определенным глубинам в коре можно выделить несколько скоростных этажей. Представляет большой интерес определить, носит ли такое деление региональный или глобальный характер, т.е. есть ли основание выделять в консолидированной коре протяженные слои и насколько четко они вы-

ражаются в других сейсмических характеристиках. Этот вопрос имеет большое значение как в методическом, так и в результативном плане. Региональные слои облегчают составление сводных сейсмических моделей и их сопоставление между собой в количественных мерах: по мощности отдельных слоев, глубине и средним характеристикам. С точки зрения общей информативности сейсмических данных региональные слои заключают в себе большой геолого-геофизический смысл. Действительно, если в коре выделяется несколько глобальных слоев, то они отражают некоторые общие для всех геоструктур законы развития земной коры.

Региональная расслоенность коры, трехслойная модель консолидированной коры платформ

Выше было дано описание различных сейсмических характеристик земной коры: ее микронеоднородности или мутности, числа сейсмических границ, законов распределения скоростей и градиентов, наличия протяженных границ и т.д. – и показано существование определенной закономерности в изменении этих характеристик с глубиной. Из систематизации всех этих закономерностей нам представляется, что в консолидированной части континентальной коры можно выделить три основных слоя или три скоростных этажа, существенно различающихся между собой по ряду сейсмических характеристик: верхний, промежуточный и нижний [180].

Верхний этаж представлен породами со скоростями от 5,5–6,0 до 6,3–6,4 км/с, он охватывает хорошо изученную часть консолидированной коры, поэтому его сейсмические параметры имеют определенную геологическую трактовку. Сложен он дислоцированными осадочными, эффузивными и интрузивными породами разного состава, преобладающая роль среди которых отводится породам кислого ряда. Последнее обеспечивает относительно низкое значение осредненных пластовых скоростей для самых верхов коры, которые в открытых регионах не превышают 5,8–6,0 км/с [12, 28, 132].

По данным приповерхностной геологии, детальным сейсмическим и гравимагнитным исследованиям известно, что верхний слой имеет преимущественно вертикально-слоистое строение, при котором отдельные комплексы пород уходят на большие глубины под углами 60–90°. Часто они прерваны интрузиями сложной формы и круто падающими зонами разломов. Вертикальная раздробленность верхней части коры хорошо проявляется и в блоковой структуре на скоростных разрезах (см. рис. 24).

Блоковость и микронеоднородность верхнего структурного этажа накладываются на характерное для этой части коры общее увеличение скорости с глубиной, которая нарастает в разных районах с удивительным постоянством градиента скорости. Выше уже отмечалось, что в самых разных регионах для волн от фундамента получены в среднем одинаковое сближение нагоняющих годографов первых волн и одинаковое уменьшение их амплитуд. Вычисленные по этим характеристикам вертикальные градиенты скорости заключены в пределах 0,03–0,05 1/с.

Сопоставление этих величин градиентов с данными об увеличении скоростей в горных породах под влиянием давления показало, что они существенно различаются: скорости сейсмических волн в коре нарастают с глубиной гораздо быстрее, чем это можно объяснить ростом давления. Следовательно, с глубиной происходит постепенное увеличение основности горных пород или их насыщенности основными интрузиями (рис. 73).

Промежуточный скоростной этаж характеризуется скоростями сейсмических волн 6,4–6,7 км/с, т.е. всего на несколько десятых большими, чем скорости верхнего этажа. Но для него отмечен ряд специфических особенностей, которые заставляют выделить его в особый элемент коры. К этим особенностям относятся следующие [180]:

1. Повышенная горизонтальная расслоенность. Во многих разделах данной монографии отмечалось, что в средней части коры выделяется обычно большое число субгоризонтальных сейсмических поверхностей, создающих четкие отраженные волны (см. рис. 23, *а*).

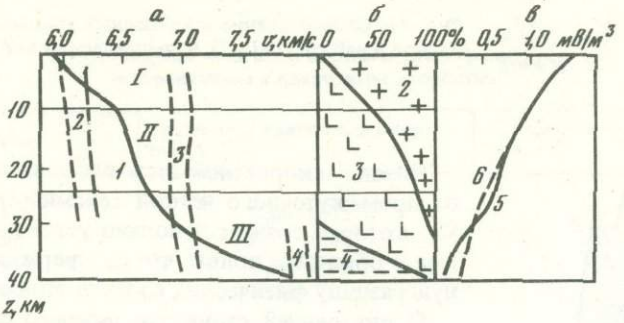


Рис. 73. Обобщенная скоростная модель земной коры платформ (*а*) и соответствующий ей возможный состав (*б*), удовлетворяющий данным о тепловом потоке (*в*), из работы [100]

1 – кривая сейсмических скоростей, определенная для Русской платформы; *2–4* – области изменения скоростей под влиянием давления для пород: *2* – кислых, *3* – основных, *4* – ультраосновных; кривые теплогенерации: *5* – наблюденная, *6* – расчетная

2. Малые вертикальные градиенты скорости в среднем для интервала глубин 10–20 км – 0,0–0,05 $с^{-1}$.

3. Приуроченность к этому этажу слоев с пониженной скоростью.

4. Пониженная мутность этой части коры, что несколько не вяжется с ее повышенной расслоенностью и отражает, по всей видимости, факт уменьшенной микронеоднородности вещества.

5. Во многих регионах промежуточный этаж отделяется от верхнего довольно четкой сейсмической границей K_1. Она надежно определяется по первым волнам как скоростной уровень $v = 6{,}4–6{,}5$ км/с и часто представлена хорошим отражающим горизонтом и границей обмена.

6. По данным гравимагнитных исследований нижние кромки магнитных масс и нижние грани приповерхностных плотностных неоднородностей находятся в платформенных регионах на глубинах 10–15 км, что соответствует уровню границы K_1 или кровле промежуточного слоя [22, 75]. Это свидетельствует о сглаживании вертикально-слоистой неоднородности земной коры внутри данного слоя.

7. Сейсмологические исследования также свидетельствуют о приуроченности большинства коровых землетрясений к глубинам 10–15 км, т.е. во втором слое их значительно меньше, чем в первом. Это говорит о его большой пластичности.

8. По данным постоянного магнитного поля породы промежуточного этажа обладают более высокой магнитной восприимчивостью, чем верхний этаж, и создают региональные магнитные аномалии на участках приподнятого залегания границы K_1 [75].

Все перечисленные особенности промежуточного слоя позволяют дать ему следующую геологическую интерпретацию. Представлен он, очевидно, теми же разновидностями пород, что и верхний слой консолидированной коры, но с несколько бóльшим содержанием основных разностей (см. рис. 73). Это позволяет объяснить несколько большие сейсмические скорости и большую магнитную восприимчивость соответствующих пород. Вещество промежуточного этажа находится, очевидно, в состоянии пониженной вязкости, связанной с влиянием высоких температур. Этим объясняются такие его свойства, как пониженная мутность, наличие зон инверсий скоростей, отсутствие землетрясений. Повышенная пластичность, возможно, позволяет породам перемещаться в горизонтальном направлении, течь внутри отдельных инверсионных прослоев и тем самым релаксировать напряжения. Если это явление действительно существует, то тогда легко объяснить повышенную горизонтальную расслоенность этой части коры и "стирание" ее вертикально-слоистой неоднородности.

Нижний скоростной этаж представлен породами со скоростями сейсмических волн 6,8–7,7 км/с, т.е. в среднем более 7,0 км/с. Следовательно, слагающее его вещество существенно отличается по составу от пород верхних этажей. По аналогии с породами, известными на дневной поверхности, это могут быть основные и ультраосновные разности.

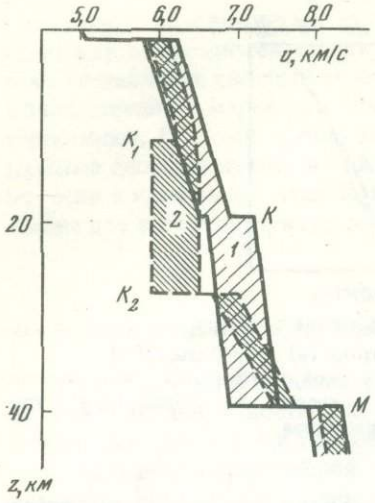


Рис. 74. Сопоставление обобщенных моделей коры, приведенной в работе [14] (*1*) и предлагаемой авторами (*2*)

Нижний скоростной этаж очень часто отделяется от промежуточного четкой сейсмической границей K_2, которая создает довольно устойчивые отраженные и обменные волны, что подтверждает значительную разницу физических свойств этих этажей [183].

О внутренней структуре нижнего слоя известно мало, есть основание предполагать, что для него характерны повышенные градиенты скорости [41] и незначительная горизонтальная неоднородность. Гораздо реже, чем в промежуточном слое, в нем удается выделить зоны иверсии скоростей.

Наличие в консолидированной коре региональных слоев подчеркивает большую роль в ее формировании единых процессов, общих для разных регионов и зависящих в основном от режима давления и температур и от времени, т.е. от возраста всей коры. Представляет большой интерес выявить, как изменяются мощности и структура этих слоев при переходе от одного региона к другому, от одного типа геоструктуры к другому. Но прежде, чем перейти к этим вопросам, рассмотрим, что нового содержится в предлагаемой обобщенной характеристике земной коры по сравнению с существовавшими о ней представлениями, например по сравнению с обобщенной моделью Н.А. Беляевского и И.С. Вольвовского [14, 32], и какое положение относительно описанных трех структурных этажей имеют так называемые "гранитный" и "базальтовый" слои, выделявшиеся ранее в коре всех материковых структур.

В работе [14] континентальная кора представлена в виде двуслойной гранито-базальтовой модели с примерно одинаковым линейным нарастанием скорости с глубиной в каждом слое (рис. 74). Диапазон сейсмических скоростей для "гранитного" слоя 5,0–6,7 км/с, для "базальтового" – 6,4–7,5 км/с. Эта модель возникла на основании статистической обработки граничных скоростей, снятых с сейсмических разрезов старых лет. На рис. 75 приведена эта статистика из работы [31] в сопоставлении с типовой моделью, описанной выше, т.е. в сопоставлении с типовым графиком пластовых скоростей по данным ГСЗ. Сравнение этих данных показывает, что вся область значений граничных скоростей сдвинута вправо относительно типовой модели. Максимальные расхождения характерны для средней части коры, т.е. промежуточного слоя. В ч. I, гл. 4 объяснялась причина этих расхождений: завышенные значения граничных скоростей типичны для старых разрезов ГСЗ, так как они определялись часто не по первым вступлениям, а по докритическим отраженным волнам в последующей части записи. Это завышение характерно для промежуточных границ в коре, что и привело к неверному представлению о больших скоростях в средней ее части.

В табл. 3 отражены данные о характерных градиентах скорости в коре, приведенные в работе [31] на основании анализа роста граничных скоростей по старым разрезам ГСЗ, и градиентах пластовых скоростей, определенных по сейсмическим моделям книги.

Сопоставление этих данных показывает, что ошибки в граничных скоростях привели к завышению градиентов в средней части коры и к ошибочному впечатлению, что скорость в коре нарастает почти линейно с глубиной. Они привели также к завышению мощности слоя с высокими скоростями: $v_{пл} = 6{,}8–7{,}0$ км/с ("базальтового"), которому по обобщенной модели Н.А. Беляевского отводилась половина всей толщины коры [14]. По новым данным, слой с такими скоростями охватывает в среднем только одну треть коры.

Рассмотрим теперь, какое положение относительно предлагаемой трехслойной модели консолидированной коры занимают так называемые "гранитный" и "базальтовый" слои.

Таблица 3

Сопоставление величин и вертикальных градиентов по граничным и пластовым скоростям

Глубина, км	Градиенты граничных скоростей [31], $с^{-1}$	Градиенты пластовых скоростей, $с^{-1}$
0–10	0,08–0,05	0,015–0,2
10–20	0,05–0,04	0,0–0,01
20–30	0,04–0,03	0,05–0,03
30–45	0,025	0,02–0,1

Верхний скоростной этаж соответствует по-прежнему понятию гранитно-метаморфического слоя. Он вскрыт многими скважинами, его полный разрез хорошо изучен на древних щитах. Труднее обстоит дело с геологической интерпретацией двух других этажей.

Если исходить из величин сейсмологических скоростей промежуточного этажа – 6,4–6,5 км/с, то для глубин 15–25 км они с полным основанием могут быть сопоставлены с породами основного ряда, в том числе и с базальтами. В работе [100] даны расчеты возможного содержания в верхних двух этажах коры пород кислого и основного состава на основе скоростной кривой и данных о тепловом потоке Украинского щита (см. рис. 73). Предположение о постепенном увеличении с глубиной основности пород было сделано на основании наблюдаемых градиентов скоростей, которые трудно объяснить простым влиянием давления, увеличивающегося с глубиной (см. рис. 73,*а*). Количественное содержание кислых пород во всей коре можно оценить по величинам теплового потока, который существенно зависит от объема содержащихся в этих породах радиоактивных веществ. Из этих оценок получается, что промежуточный этаж более чем наполовину может быть сложен породами основного ряда, т.е., казалось бы, есть основание называть его базальтовым. Нижний этаж, исходя из величин сейсмических скоростей в 6,8–7,0 км/с, должен быть представлен также и ультраосновными породами, и его нельзя называть в прямом смысле базальтовым.

Но смысл "гранитного" и "базальтового" слоев установился в геологии и геофизике другой – под ними понимают обычно два слоя коры, существенно различающиеся сейсмическими скоростями, при этом к "базальтовому" слою, как показала статистика [31], большинство геофизиков относили слои с сейсмическими скоростями 6,8–7,0 км/с. Следовательно, исходя из этих соображений, промежуточный слой в коре нет оснований относить к бывшему "базальтовому" слою. Действительно, по сейсмическим скоростям он мало отличается от низов гранитно-метаморфического слоя, и поэтому можно ожидать, что эти слои сходны по составу. Отличается промежуточный слой от других этажей коры в большей мере физическим состоянием слагающего его вещества, большей его пластичностью, а не литолого-петрографическими особенностями.

Таким образом, по геолого-геофизическому смыслу двух главных слоев коры, существенно различающихся составом, бывшие "гранитный" и "базальтовый" слои следовало бы сопоставить с двумя верхним и нижним этажами соответственно, а название границы Конрада закрепить за границей K_2, т.е. уровнями $v = 6{,}8–7{,}0$ км/с. Но это по-прежнему не будет соответствовать возможной петрологии этих слоев. Подобная неопределенность и соответственно неизбежная путаница в терминологии, очевидно, не могут способствовать дальнейшему развитию представлений о коре, и поэтому, на наш взгляд, лучше отказаться от старых названий "гранитного" и "базальтового" слоев и обозначить выделенные скоростные этажи нейтрально: верхний, промежуточный и нижний – или называть их по величинам их осредненных пластовых скоростей. При этом понимаются следующие диапазоны скоростей: верхний слой – 5,5–6,3, промежуточный – 6,4–6,7, нижний – 6,8–7,6 км/с.

С этой моделью хорошо согласуется идея В.В. Белоусова о существовании в консолидированной коре трех слоев примерно одинаковой мощности: гранито-гнейсо-

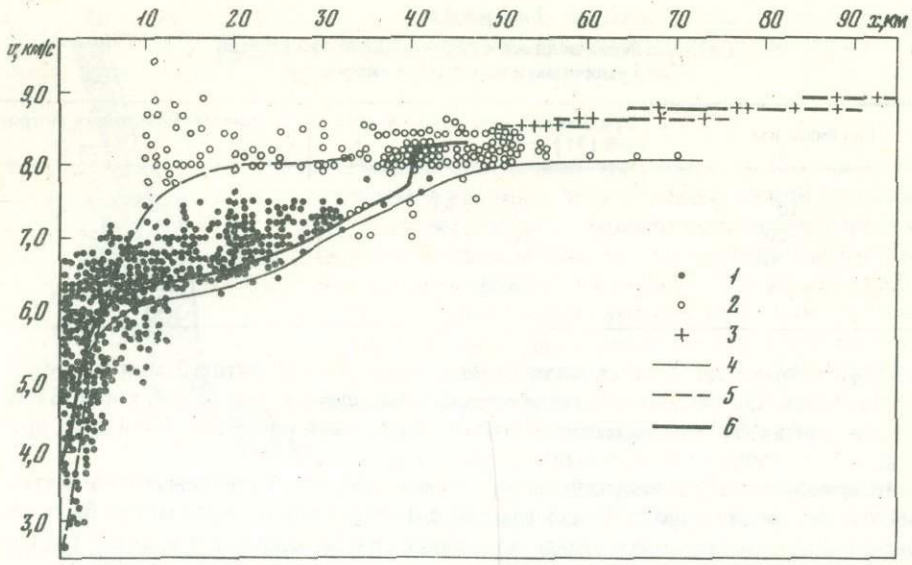


Рис. 75. Распределение величин граничных скоростей в коре в зависимости от глубины [32]

1–3 – скорости: *1* – в земной коре, *2* – вдоль границы М, *3* – в мантии; *4* – график изменения скорости с глубиной для Американского континента [166; 186]; *5* – то же, для океанов [79, 80]; *6* – типовая скоростная модель для Русской плиты

вого, гранулито-базитового и ультрабазитового [13]. Однако есть смысл воздержаться сейчас от закрепления за ними этих названий, так как можно надеяться, что данные глубокого бурения уже скоро позволят более строго определить геолого-геофизическую сущность сейсмических параметров земной коры и выделенных скоростных этажей.

Таким образом, пересмотр материалов ГСЗ на основе новых методических подходов, предусматривающих детальное изучение характера изменения скоростей в коре, позволил уточнить представление о модели коры. Показано существование в средней части коры безградиентного слоя со скоростями 6,4–6,5 км/с, более пластичного, чем другие слои, и высокоградиентного, высокоскоростного (6,8–7,0 км/с) слоя в ее низах. Выделенные слои получили устойчивую количественную характеристику, которая позволяет достаточно надежно определить их глубину и толщину при любых наблюдениях ГСЗ: глубина до промежуточного слоя определяется по первым волнам как глубина до скоростного уровня 6,4 км/с. Глубина до нижнего высокоскоростного слоя определяется или по отраженным волнам, или по точке излома годографа первых волн как минимальная возможная глубина до уровня v = = 6,8–7,0 км/с. Наиболее достоверно выделяются эти этажи по разрезам в изолиниях скорости. Границей первого и второго слоев служит скоростной уровень 6,4 км/с, а границей второго и третьего этажа – 6,8 км/с.

Глава 2

СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ КОРЫ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР

В настоящее время нам представляется возможным охарактеризовать сейсмические модели щитов и платформенных плит разного возраста, платформенные и межгорные впадины, геосинклинальные и эпиплатформенные области альпийской складчатости, древние складчатые системы. На территории СССР почти каждый из этих типов представлен несколькими структурами и достаточно полно изучен сейсмическими методами. Это позволяет надеяться, что сделанные ниже выводы об общих чертах сейсмических моделей этих структур не будут случайными.

Щиты и платформенные плиты

На территории СССР изучены разнообразные по возрасту и структурному положению виды этих геоструктур: Русская плита, Балтийский щит [87], Украинский и Воронежский кристаллические массивы, расположенные в пределах древней Восточно-Европейской платформы (см. рис. 13, 24), Туранская (см. рис. 36), Скифская (см. рис. 43) и Западно-Сибирская (см. рис. 30, 31) более молодые плиты, Сибирская древняя платформа (см. рис. 27, 28, 47, 49). Их обобщенная сейсмическая модель в принципе уже описана в предыдущей главе как типовая модель континентальной земной коры. Охарактеризуем коротко ее основные свойства и выясним, как они изменяются при переходе от одной платформы к другой.

Основные свойства коры платформенных плит сводятся к следующему.

1. Мощность земной коры изменяется незначительно в пределах отдельной плиты, наблюдаются лишь небольшие по амплитуде перепады глубин до границы М в зонах глубинных разломов. Средняя мощность коры 40 км.

2. Скоростные этажи консолидированной коры со средними пластовыми скоростями – 5,8–6,0; 6,4–6,5 и 6,8–7,0 км/с – имеют примерно одинаковую мощность – около 12–14 км, т.е. составляют в среднем одну треть всей мощности коры.

3. Средняя скорость сейсмических волн до границы М выдерживается в узких пределах – 6,4–6,5 км/с.

4. Скорость по поверхности фундамента – около 5,8–6,0, по поверхности мантии – 8,0–8,2 км/с.

5. Для консолидированной части коры характерно большое число протяженных субгоризонтальных границ, особенно на глубинах 15–25 км.

Рассмотрим, как различаются между собой модели разных по возрасту и положению относительно окраин Евро-Азиатского континента платформенных плит и щитов и наблюдаются ли закономерные отклонения их параметров от перечисленных выше осредненных характеристик.

На рис. 76 приведены скоростные модели изученных на территории СССР структур. Для сопоставления дана также модель коры равнинных областей Западной Европы [166]. Отчетливо видно, что кора территории СССР, т.е. центральных частей Евро-Азиатского континента, существенно отличается от атлантических окраин материка общей мощностью 40–50 км по сравнению с 28–30 км и, кроме того, мощность двух верхних низкоскоростных этажей в Западной Европе охватывает четыре пятых всей коры, а на территории СССР – лишь две трети. При движении от окраин континента к ее центральным частям мощность коры увеличивается почти вдвое и происходит это в основном за счет увеличения толщины нижнего высокоскоростного этажа со скоростью около 7 км/с. Наблюдается также отчетливое увеличение скоростей сейсмических волн в мантии от 7,8–8,0 км/с в Западной Европе до 8,0–8,2 км/с на территории СССР.

Следующее различие в структуре коры, вытекающее из рис. 76, относится к довольно большой разнице в мощностях коры платформенных плит, щитов и кристаллических массивов. Для первых – это в среднем величина в 40 км, для вторых – встречаются глубины в 45–50 км (Украинский и Воронежский щиты, Казахстан). По внутренней структуре коры и другим сейсмическим параметрам щиты мало отличаются от платформенных плит.

Рассмотрим теперь, чем различаются модели древних и молодых плит, если положение их относительно окраин континентов примерно одинаковое. Сравним для этого модели Туранской, Скифской и Западно-Сибирской плит с Русской. Помимо несколько сокращенной мощности (35–40 км), кора молодых плит отличается структурой верхнего этажа. Для нее характерна гораздо большая скоростная неоднородность как по вертикали, так и по горизонтали. Это связано с делением фундамента молодых платформ на молодой и более древний. Для пород молодого фундамента скорости сейсмических волн 5,0–6,0, для древнего – 6,0–6,2 км/с. В пределах Скифской и Туранской плит более молодые породы перекрывают древний фундамент, что проявляется в сейсмической модели в виде пониженных скоростей по

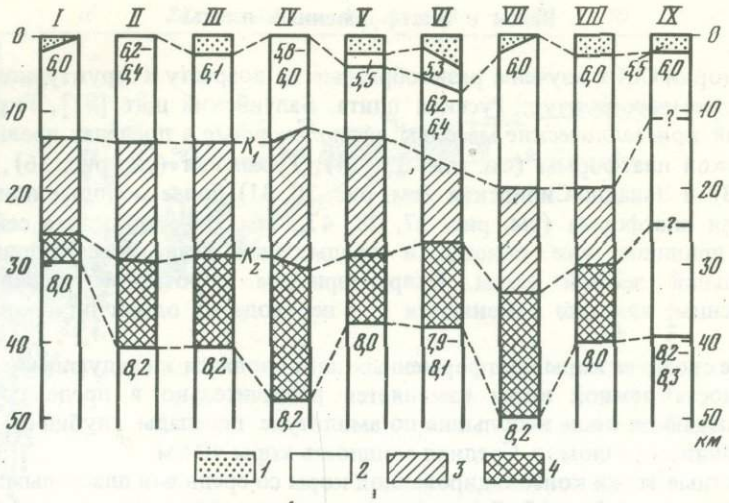


Рис. 76. Скоростные колонки для платформенных плит и кристаллических щитов: I – западноевропейские плиты, II – Балтийский щит, III – Русская плита, IV – Украинский щит, Воронежский массив, V – Скифская плита, VI – юг Западно-Сибирской плиты, VII – массивы Казахстана, VIII – Туранская плита, IX – Сибирская платформа

1 – осадочный слой со скоростями до 6,0 км/с; *2* – верхний слой консолидированной коры со скоростями 6,0 – 6,3 км/с; *3* – промежуточный слой со скоростями 6,4 – 6,7 км/с; *4* – нижний слой коры со скоростями больше 6,8 км/с

границе K_0 (5,5–5,8 км/с) и повышении градиентов скорости при переходе от молодого фундамента к древнему.

В пределах Западно-Сибирской плиты более молодые породы промежуточного структурного этажа заполняют глубокие прогибы древнего фундамента, что приводит к его существенной горизонтальной неоднородности. Возможно, было бы более правильным рассматривать низкоскоростные блоки этого района как древние глубокие впадины. Особенно это относится к северной части Западной Сибири, где последними работами выявлен крупный субмеридиональный авлакоген древнего заложения, мощность в котором только послеюрского осадочного чехла около 10 км. Это позволяет относить этот регион не к типичным платформенным плитам с мало изменяющимся по мощности осадочным чехлом, а к глубоким платформенным прогибам. Как будет показано ниже, северная часть Западной Сибири и по типу сейсмической модели коры ближе к глубоким впадинам.

Таким образом, для платформенных плит и кристаллических щитов можно выделить четыре основных типа коры: 1) кора внешних относительно центральных частей континентов кристаллических массивов и плит, 2) кора древних и 3) кора молодых внутриконтинентальных плит, 4) кора древних внутриконтинентальных кристаллических массивов.

Основные характеристики сейсмических моделей этих типов можно сформулировать следующим образом.

1. Древние внутриконтинентальные плиты отличаются большими мощностями коры – около 40 км, повышенной средней скоростью в коре – 6,5 км/с и повышенными скоростями в мантии – 8,2–8,3 км/с.

2. Древние щиты внутри континента отличаются еще более увеличенной мощностью коры – до 50 км.

3. Молодые внутриконтинентальные плиты имеют мощность коры 35–40 км, несколько меньшие средние скорости в коре (6,4 км/с) за счет меньших скоростей в фундаменте и нормальные скорости для мантии – 7,9–8,1 км/с.

4. Окраинные плиты отличаются малой мощностью коры – 28–35 км и малой средней скоростью в ней за счет сокращенной мощности третьего высокоскоростного этажа.

Глубокие платформенные впадины

В данной работе представлено несколько видов этих структур, расположенных в пределах разных по возрасту платформ и в разных структурных условиях. Это Днепровско-Донецкая впадина (см. рис. 13, 41), вытянутая вдоль древнего авлакогена с мощностью осадков до 15–20 км; Прикаспийская впадина (см. рис. 45, 46), образовавшаяся на краю Русской платформы на стыке структур разного возраста, Тунгусская и Вилюйская впадины (см. рис. 47, 49), расположенные в центре Восточно-Сибирской платформы и заполненные наиболее древними осадками, Сивашская впадина [99], образовавшаяся на краю Скифской плиты под влиянием, очевидно, предгорных прогибов альпийской геосинклинали, и, наконец, Чу-Сарысуйская и Аму-Дарьинская впадины (см. рис. 12, *в*, 36), характеризующиеся относительно небольшим осадочным чехлом и расположенные в центральной части Туранской плиты. Сопоставление их между собой (рис. 77) показывает, что несмотря на разный возраст и геологическую структуру, они имеют много общих черт в сейсмической модели коры.

1. Мощность коры сокращается под прогибами по фундаменту, т.е. граница М испытывает подъем под впадинами. Амплитуда этого подъема обратно пропорциональна амплитуде прогиба фундамента.

2. По направлению к центру впадин сокращается и иногда полностью выклинивается верхний скоростной этаж консолидированной коры со скоростью сейсмических волн 5,8–6,3 км/с, существенно сокращается толщина промежуточного этажа со скоростями 6,4–6,7 км/с.

3. В соответствии с этим консолидированная кора глубоких впадин почти полностью состоит из пород нижнего скоростного этажа со скоростями 6,8–7,0 км/с, которые иногда могут выходить на поверхность фундамента.

4. Многие впадины ограничены региональными разломами, образующими крупные сбросовые структуры по фундаменту, нарушения по границе М и другим глубоким границам. Это свидетельствует о том, что бо́льшая часть глубоких платформенных впадин образовалась в результате разломной тектоники, охватывающей всю земную кору.

5. В некоторых случаях (как, например, в Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадинах) под поднятиями границы М наблюдаются усиленная расслоенность мантии и приуроченность к верхним ее частям линзообразных тел с относительно пониженными скоростями – 7,8–7,9 км/с – по сравнению с 8,0–8,2 км/с в ограничивающих впадину частях платформ.

Все эти особенности характерны для всех платформенных впадин, изученных сейсмическим методом на территории СССР. Различия заключаются в мощности осадков, размерах прогиба, контрастности структур по глубоким границам, выраженности зон глубинных разломов. Наиболее глубокие впадины (с толщиной осадочных пород более 10 км), независимо от их поперечных размеров, как, например, узкая Днепровско-Донецкая и широкая Прикаспийская, характеризуются большой амплитудой поднятия высокоскоростного нижнего слоя коры и четко выраженными краевыми разломами. Относительно неглубокие обширные прогибы (глубина залегания фундамента до 5 км), например Чу-Сарысуйская и Западно-Сибирская впадины, характеризуются довольно пологим рельефом границ K_2 и М, которые несколько поднимаются под прогибами фундамента, но не настолько резко, чтобы было существенно заметно изменение в соотношениях мощностей основных слоев в коре.

Таким образом, если под глубокими прогибами верхний скоростной этаж коры почти совершенно выклинивается, а средний имеет небольшую мощность, то под прогибами средней глубины лишь немного сокращается мощность первого этажа. Соответственно под глубокими впадинами скорости для поверхности фундамента оказываются существенно повышенными (до 7,0 км/с под Прикаспийской впадиной), а под неглубокими они могут иметь почти нормальные значения – 6,0–6,2 км/с. В среднем во всех впадинах консолидированная кора более высокоскоростная, т.е. более плотная. Иногда это происходит не только за счет поднятий границ K_1

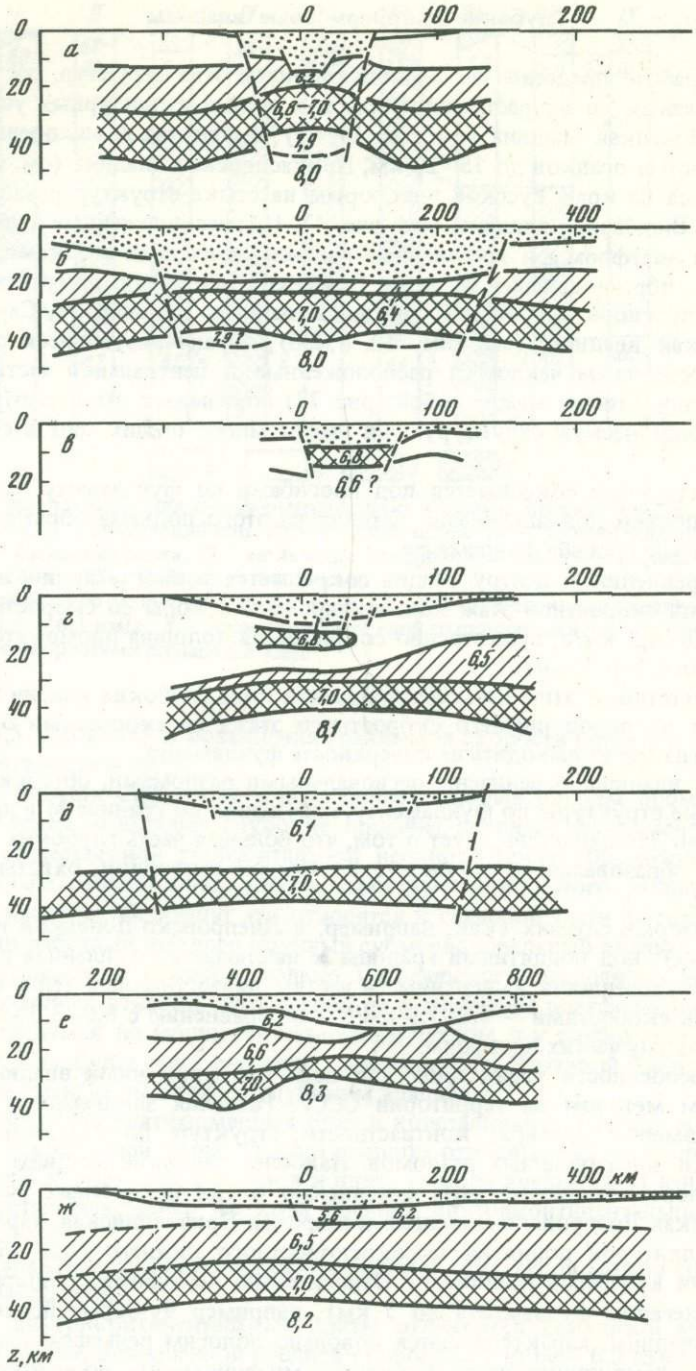


Рис. 77. Обобщенные двумерные модели земной коры глубоких платформенных впадин: *а* – Днепровско-Донецкой, *б* – Прикаспийской, *в* – Тунгусской, *г* – Сивашской, *д* – Чу-Сарысуйской, *е* – Вилюйской, *ж* – севера Западной Сибири

Условные обозначения см. на рис. 76

и K_2, но и за счет включений в кору высокоскоростных тел. Примером могут служить кора Тунгусской впадины, где в фундаменте установлено высокоскоростное тело со скоростью 6,8 км/с (см. рис. 49), и кора Сивашской впадины, где выявлено и оконтурено такое тело непосредственно у поверхности фундамента.

Однако есть отдельные исключения, которые чаще всего относятся к коре глубоких межгорных впадин (по этой причине они рассматриваются нами ниже в разделе об орогенических районах). Можно предположить, что межгорные впадины отражают не типичные для платформенных плит движения, а процессы, характерные для районов эпиплатформенного орогенеза.

Орогенические зоны

Изученные на территории СССР орогенические зоны следует разделить на две группы: области геосинклинальной складчатости (системы Карпат, Крыма и Кавказа) и области эпиплатформенного орогенеза (Тянь-Шань, Памир).

Альпийские геосинклинальные системы Карпат, Крыма и Кавказа (рис. 78, см. рис. 9, 59) изучены сейсмическими методами неравномерно. Особенно мало наблюдений проведено в горных районах, где по степени сложности коры необходимо было бы иметь более густую съемку. Однако в коре этих складчатостей удалось довольно надежно выделить все три скоростных этажа земной коры и проследить изменчивость их мощности при переходе от одного структурного элемента к другому. На рис. 19 и 79 представлены схематические модели коры Карпат и Кавказа, составленные по скоростным разрезам вдоль профилей Долина–Берегово, Волгоград – Нахичевань.

Общие характеристики могут быть сформулированы следующим образом.

1. Под горными сооружениями наблюдается общее утолщение коры до 50–60 км, которое нередко охватывает и предгорные прогибы.

2. Утолщение коры под горами происходит за счет увеличения мощности промежуточного или верхнего скоростного этажа, что приводит к некоторому уменьшению средней скорости в коре.

3. Верхний скоростной этаж в центральных частях геосинклинали отличается несколько меньшими скоростями, чем на платформах (менее 6 км/с). Он представлен здесь мощной толщей осадочно-метаморфического комплекса, заполнявшего когда-то геосинклинальный прогиб.

4. Скорость сейсмических волн по границе М под горными сооружениями несколько понижена по сравнению с платформами до 8,0 км/с.

5. Под горными системами существенно ухудшается прослеживаемость, т.е. устойчивость всех сейсмических границ, увеличивается число крутопадающих площадок и повышается степень неоднородности сейсмических полей.

6. Под предгорными прогибами мощность верхнего и промежуточного этажей несколько сокращается, а кровля третьего этажа испытывает подъем. Это напоминает структуру верхней части коры глубоких платформенных впадин.

7. Кора Закавказья (Куринская впадина), Закарпатского прогиба и Горного Крыма отличается значительной насыщенностью высокоскоростными внедрениями. Отдельные тела со скоростями 7,0–7,8 км/с выделяются непосредственно у поверхности фундамента (см. рис. 55, 79).

Таковы главные особенности земной коры орогенических зон геосинклинального типа. Некоторые из них характерны для многих горных систем, но существуют и различия. Они касаются тонких особенностей внутренней структуры земной коры, которые изучены в горных регионах еще недостаточно. По этой причине мы приводим их ниже в качестве некоторых предположений.

Эпиплатформенные орогены, например системы Тянь-Шаня и Памира, по некоторым особенностям сходны с описанными выше геосинклинальными системами Карпат и Кавказа. Граница М также испытывает здесь значительный прогиб под горными сооружениями, похожа и скоростная модель. В ней также выделяются все основные скоростные этажи: значительное нарастание скорости с глубиной в верхней части коры, безградиентный промежуточный этаж и высокоградиентный нижний. Но для Северного Тянь-Шаня все это происходит в другом диапазоне абсолютных величин сейсмических скоростей: вся кривая скоростей как бы сдвинута здесь в меньшую сторону на 0,3–0,5 км/с. Резкая сейсмическая граница в коре

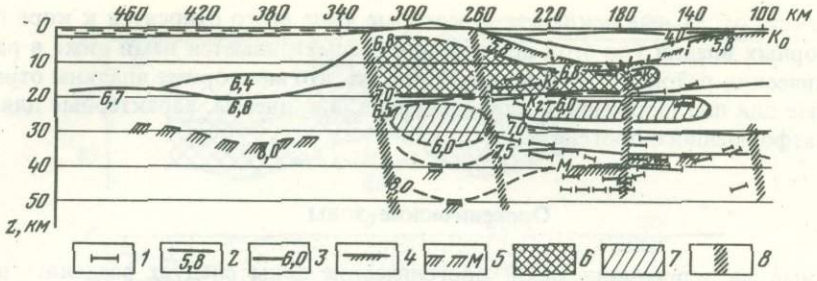


Рис. 78. Сейсмический разрез Черное море – Крым–Украинский щит. Составили Е.П. Баранова, Н.И. Павленкова [99]

1 – отражающие площадки; *2* – преломляющие границы с граничной скоростью, км/с; *3* – изолинии скорости, км/с; *4* – поверхность фундамента; *5* – граница М; *6–7* – зона повышенных (*6*) и пониженных (*7*) скоростей; *8* – глубинные разломы

Рис. 79. Обобщенная двумерная модель Кавказа
Условные обозначения см. на рис. 76

приурочена в районе Тянь-Шаня к скоростному уровню v = 6,4–6,5 км/с, а на Кавказе и Карпатах – 6,8–7,0 км/с. Границе М соответствует на Тянь-Шане уровень 7,5–7,6 км/с, на Кавказе – 8,0 км/с. Кора Южного Тянь-Шаня и Памира отличается структурой промежуточных границ.

В ч. II, гл. 3 высказано предположение, что основные границы в коре поднимаются под этими горами, образуя обращенный рельеф относительно поверхности М (см. рис. 60). Это подтверждается и для других структур эпиплатформенной стадии орогенеза. На сейсмических разрезах, пересекающих отроги Салаирского кряжа и Алтая (см. рис. 30, 31), также можно отметить сейсмические границы на глубинах 10–15 км, которые испытывают подъем в сторону гор. На этом основании типовая модель коры этих структур представляется некоторыми исследователями (Б.Б. Тальвирский) со значительным утолщением нижнего высокоскоростного слоя ($v_{пл}$ порядка 6,7–7,0 км/с), т.е. третий скоростной этаж охватывает в этой модели почти две трети коры.

Последнее нам кажется маловероятным, так как подъем уровня v = 6,8 км/с до глубин 20 км довольно легко может быть установлен сейсмическими исследованиями: волны от этого уровня должны прослеживаться в первых вступлениях.

Перейдем теперь к характеристике Байкальской рифтовой зоны, которая некоторыми исследователями [136] также относится к области эпиплатформенного орогенеза (поясу Наливкина). Структура земной коры этой зоны существенно отличается от описанных выше моделей Тянь-Шаня и Памира. Главное отличие заключено в малой мощности коры – не более 40 км, что характерно, скорее, для платформенных равнинных областей, а не для горных регионов. Но по скоростной модели коры и верхов мантии этот регион существенно отличается от соседних платформ: здесь выявлены аномально низкие скорости на границе М – 7,7 км/с – и относительно низкие скорости в низах коры – не более 6,7 км/с (см. рис. 63). Нужно отметить, что этим кора Байкальской рифтовой зоны похожа на кору Северного Тянь-Шаня (см. рис. 59).

На рис. 66 представлена обобщенная модель всей рифтовой зоны. Интересно отме-

тить, что если в этой модели за поверхность М принять уровень с нормальной мантийной скоростью 8,0 км/с, который выделен в данном регионе на глубине 60 км, то кора Байкальской рифтовой зоны приобретет черты, типичные для коры складчатых областей: повышенную мощность, трехслойное строение, большую мощность промежуточного этажа. В работе [76] показано, что более обосновано для данного региона относить слой со скоростями 7,7 км/с не к коре, а к мантии. Однако не исключено, что этот слой является в настоящее время частью мантии, которая будет преобразована в будущем или преобразуется сейчас в нижний высокоскоростной этаж коры. Для этого необходима его дальнейшая дифференциация с выделением в верхней части более низкоскоростного вещества. Что касается собственно рифтовой долины оз. Байкал, этого узкого вытянутого вдоль озера грабена, то для нее характерны все типичные особенности коры, встречающиеся в зонах глубинных разломов: резкая изменчивость глубин до границы М со ступенеобразными формами рельефа, четко выраженная блоковость коры и большое число нарушений (см. рис. 64). В некоторых сечениях грабен напоминает структуру коры глубоких платформенных впадин.

Таковы общие черты строения земной коры геосинклинального и эпиплатформенного орогенеза. Рассмотрим теперь, чем отличаются модели других орогенических зон, приведенные в данной книге, от только что описанных выше и можно ли их отнести к той или иной группе моделей. Это касается древней складчатости Урала, горных районов Дальнего Востока и Камчатки и межгорных впадин.

Уральская складчатая система в целом по типу сейсмических моделей мало отличается от окружающих ее платформ. По мощности и осредненному закону изменения скорости с глубиной она характеризуется примерно теми же величинами, что и Русская плита. Однако для последней мы отмечали стабильность горизонтальной расслоенности, устойчивость сейсмических границ, малую изменчивость их рельефа. Для Урала характерны исключительная сложность внутренней структуры коры и линейчатая ее блоковость. Это проявляется непосредственно в хаотичности волновых полей, в крутых углах наклона сейсмических горизонтов, в их раздробленном рельефе.

Из структурных особенностей коры Урала можно отметить некоторый прогиб по границе М под осью складчатости, наличие в верхней части коры высокоскоростных включений (что приводит к сложному инверсионному соотношению отдельных скоростных уровней), значительную изменчивость мощности коры вдоль Урала (перепад глубин по поверхности мантии от Свердловского сечения к Мугоджарам составляет 10 км, что превышает амплитуду ее прогиба под центральной частью горного сооружения). В целом Урал можно представить, скорее, как широкую зону глубинного разлома, чем как геосинклиналь. Эта аналогия особенно напрашивается при рассмотрении системы круто наклоненных на восток сейсмических границ, выделенных вдоль всего Уральского пояса и интерпретируемых как система плоскостей сбрасывателя (см. рис. 53).

Отличительной чертой коры Уральской складчатой зоны от типичных геосинклиналей являются высокие значения скоростей сейсмических волн в верхней части коры и отсутствие заметных корней гор. Мощность первого скоростного этажа на Урале не превышает 7–10 км, на Карпатах и Кавказе она более 20 км. Прогиб по поверхности М в районах альпийской складчатости имеет амплитуду около 5–10 км, он охватывает и передовые прогибы. На Урале небольшое увеличение мощности коры наблюдается лишь в осевой части старуктуры, в зоне одного из глубинных разломов (см. рис. 52).

Складчатые сооружения Приморья и Центральной Камчатки (см. рис. 70, 71) отличаются небольшой мощностью коры – в среднем около 30 км. По внутренней структуре коры они сходны с типовыми колонками континентальной коры: выделяются все три слоя, но с несколько сокращенной мощностью нижнего этажа. Последняя особенность, так же как и малая мощность коры, связана, очевидно, с общей закономерностью уменьшения толщины коры и средней скорости в ней при движении от центральных районов континента к ее окраинам. Эта закономерность уже отмечалась для Европейского континента, где мощность коры равнинных террито-

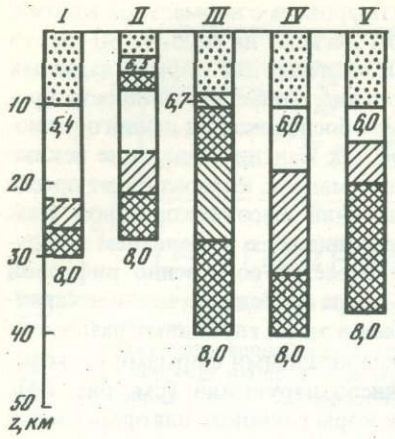


Рис. 80. Скоростные колонки межгорных впадин: I – Венгерской, II – Закарпатья, III – Куринской, IV – Ферганской, V – Кузбасса

Условные обозначения см. на рис. 76

рий Западной Европы не превышает 25–28 км и только под складчатыми сооружениями увеличивается до 40–50 км.

Перейдем теперь к рассмотрению моделей коры межгорных впадин.

На рис. 80 представлены скоростные колонки различных впадин, изученных на территории СССР в горных районах. Для них трудно подметить общие черты, как это было сделано для платформенных впадин или передовых прогибов. Каждая из них характеризуется своим собственным типом коры.

Например, Ферганская впадина, зажатая между двумя горными системами Тянь-Шаня, по мощности осадочного чехла сопоставима с такими впадинами, как Прикаспийская и Днепровско-Донецкая. Но сейсмическая модель ее коры другая: в ней не отмечается значительного уменьшения мощности коры и увеличения скоростей в фундаменте. Напротив, скоростной разрез кристаллической коры остается таким же, как и на соседней Туранской плите, даже может быть несколько более низкоскоростным. Гораздо большую роль в коре Ферганской впадины имеют зоны инверсии скоростей.

Возможно, это вообще типично для всего региона эпиплатформенного орогенеза, земная кора которого разбита на блоки, сходные по своей внутренней структуре, но только смещенные относительно друг друга по зонам разломов. Интересно соотношение этих впадин с аномально низкоскоростной корой Венгерской впадины (см. рис. 19). При небольшой общей толщине коры (28–30 км) осадочный чехол в ней и два верхних скоростных этажа со скоростями не более 6,6 км/с составляют 25 км мощности. Нижний скоростной этаж, возможно, здесь вовсе отсутствует.

Среди межгорных впадин можно отметить и такую впадину, модель которой сходна с платформенными глубокими прогибами. Это Кузнецкий прогиб. Как видно из рис. 30, здесь отмечается значительный подъем границы М, создающий обращенный рельеф относительно поверхности фундамента, а средние скорости в коре имеют высокие значения – 6,8 км/с. Эти особенности типичны, как отмечалось, для глубоких платформенных впадин.

На основании проведенного выше сопоставления нам представляется возможным сделать следующие общие выводы о закономерностях изменения сейсмических моделей земной коры на территории СССР.

1. Мощность коры существенно увеличивается от окраин континентов к внутренним их частям: в Западной Европе и на Дальнем Востоке – около 30 км, в центре Восточно-Европейской платформы и в Сибири – более 40 км.

2. Региональное увеличение мощности коры происходит за счет роста толщины нижнего скоростного этажа со скоростями порядка 7,0 км/с, т.е. кора становится одновременно и более тяжелой.

3. Вместе с региональным увеличением толщины коры к внутренней части Евроазиатского континента происходит общее увеличение скоростей сейсмических волн в мантии: от 7,9–8,0 в Западной Европе до 8,2–8,3 км/с на Русской и Сибирской платформах и в Казахстане.

4. В районах новейшей тектоники эпиплатформенного и рифтового орогенеза (Тянь-Шань, Памир, Забайкалье) наблюдаются аномально низкие скорости по границе М – 7,6–7,7 км/с. Область пониженных мантийных скоростей охватывает, возможно, весь юг азиатской части СССР.

5. Главной закономерностью в изменении мощности земной коры в зависимости от типа геоструктуры является обратная связь между глубиной до границы М и

мощностью осадочного чехла. Эта закономерность наблюдается строго, до деталей, почти всюду, где проведены достаточно полные сейсмические исследования; наиболее четко она проявляется в увеличении мощности коры под горными системами и открытыми массивами и в уменьшении – под глубокими впадинами.

6. В соотношении мощностей отдельных слоев консолидированной коры главной особенностью является сохранение мощности нижнего скоростного этажа при переходе от одной внутриплатформенной структуры к другой. Это проявляется в параллельности границ K_2 (v = 6,8–7,0 км/с) и М в пределах многих платформ. Но мощность слоя между этими границами изменяется в глобальном плане при переходе от Восточно-Европейской платформы к структурам Западной Европы.

Глава 3

СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Верхняя мантия Земли – слой, подстилающий земную кору и имеющий мощность порядка 850–900 км, с каждым годом привлекает все большее внимание исследователей, изучающих недра и историю развития нашей планеты [158–161, 173, 174, 176, 178]. Это и понятно, так как именно с этой оболочкой связаны источники сил, вызывающих тектонические движения земной коры; здесь, вероятно, зарождаются процессы, приводящие к формированию месторождений полезных ископаемых и определяющие закономерности их размещения.

Наиболее надежные и детальные сведения о верхней мантии дают сейсмические методы – изучение особенностей распространения объемных и поверхностных волн от землетрясений и взрывов. При этом следует отметить, что лишь в последние 20–25 лет взрывная сейсмология стала играть заметную роль в изучении строения верхней мантии. Применение взрывной сейсмологии позволило не только расширить географию расположения пунктов определения строения верхней мантии (например, в асейсмичных районах), но и повысить детальность наблюдения за счет более высоких частот регистрируемых колебаний и точного определения координат источника колебаний и времени события.

В настоящей главе излагаются главным образом обобщенные результаты, полученные методом взрывной сейсмологии для крупных геологических структур сухопутной части территории СССР. Заметим, что приведенные ниже данные ни в коей мере не характеризуют какого-либо завершенного, а тем более устоявшегося этапа исследований деталей строения и свойств верхней мантии в отдельных регионах. Несомненно, последующие работы внесут определенные коррективы, однако такой важный вывод, как существенная горизонтальная и вертикальная неоднородность мантии до глубин порядка 300–400 км и закономерная ее связь со структурой коры и тектоникой, представляется твердо установленным.

Скоростная неоднородность верхней мантии по поверхности Мохоровичича

К настоящему времени благодаря использованию различных модификаций метода ГСЗ наиболее обширные сведения имеются о самой верхней части мантии: граничные скорости продольных и поперечных волн на поверхности М ($v_г^M$); параметры, описывающие поглощающие свойства вещества, подстилающего земную кору.

Анализ и обобщение данных ГСЗ о скорости распространения продольных волн вблизи поверхности М, полученных за период до 1971 г., содержатся в работах [14, 31]. Эти материалы существенно дополнены работами последних лет, выполненными на длинных профилях (см. рис. 1) [57, 135], в районе Байкальской риф-

товой зоны [116], на Урале [148] и в других регионах [135, 173], а также результатами переинтерпретации материалов ГСЗ по старым профилям.

Прежде чем приступить к рассмотрению закономерностей распределения величин $v_г^м$ относительно различных типов геоструктур, отметим следующее. Анализируемый параметр вычисляется по годографам слабо рефрагированных волн, распространяющихся в среде с практически линейной зависимостью скорости от глубины при градиенте 0,007–0,015 $с^{-1}$. Для годографов длиной 250–300 км глубина проникания волн под границу М достигает 20 км.

Величина граничной скорости на территории СССР меняется от 7,7 до 8,7 км/с. Значителен диапазон изменения $v_г^м$ и в пределах отдельных геоструктур. Причиной этого могут быть не только блоковое строение верхней мантии, но и погрешности вычисления, особенно в тех случаях, когда расчет выполнялся по одиночным непротяженным годографам волны $P^м$, а также боковые эффекты и анизотропия скоростей. Учитывая это, а также относительно редкую сеть профилей ГСЗ в пределах Советского Союза, представляется нецелесообразным составлять схемы изменения граничных скоростей в изолиниях, как это сделано в работе [31]. В большей степени современному этапу изученности соответствует представленная на рис. 81 схема распределения преобладающих значений величин граничной скорости продольных волн на поверхности М.

Анализ карты позволяет отметить следующие основные закономерности изменения скоростей в верхней мантии по площади. Наибольшими скоростями отличаются районы древних дорифейских платформ – Восточно-Европейской и Сибирской. В пределах Сибирской платформы средняя скорость ниже поверхности М превышает, как правило, 8,2 км/с (см. рис. 25). Такие же скорости наблюдаются и в восточных районах Восточно-Европейской платформы. Исключение здесь составляют бортовые зоны Прикаспийской впадины, где преобладают значения $v_г^м \leqslant 8{,}1$ км/с. В центральных, наиболее погруженных областях впадины величины $v_г^м$ вновь увеличиваются до 8,2–8,4 км/с. Повышенные скорости в верхнем слое верхней мантии отмечаются также на юге Южного Урала, в пределах зоны древней складчатости Казахстана и на юго-востоке Туркменистана. В западных районах Восточно-Европейской платформы преобладающие значения $v_г^м$ понижаются до 8,15–8,2 км/с, на большей части Урало-Монгольского пояса – не превышают 8,1 км/с, в Альпийско-Средиземноморском поясе – 8,0–8,2 км/с.

Самые низкие скорости (меньше 8,0 км/с) в верхнем слое мантии выявлены, как отмечалось выше в районах новейшей тектоники – эпиплатформенного орогенеза Тянь-Шаня, Байкальской рифтовой зоны, на Камчатке. На профилях ГСЗ, проложенных в районе Байкальской рифтовой зоны, четко отмечается смена высоких скоростей по границе М под Сибирской платформой на аномально низкие (7,8–7,9 км/с, см. рис. 66). Глубина подошвы слоя с такими скоростями невелика – не более 60 км, но нужно подчеркнуть, что и на больших глубинах наблюдаются в целом более низкие скорости (8,0–8,2 км/с), чем в других районах платформ.

Подобный сейсмический разрез верхов мантии получен и для Тянь-Шаня (см. рис. 59), где тоже фиксируется смена граничных скоростей по поверхности М от 8,2 км/с, типичных для Казахской складчатой страны, до 7,7 км/с под Тянь-Шанем. Близкие результаты получены и для больших глубин по сейсмологическим материалам [28]. Сходство скоростных моделей верхов мантии Байкальской рифтовой зоны и Тянь-Шаня подтверждает предположение геологов о существовании единого Байкальско-Тянь-Шаньского пояса эпиплатформенного орогенеза. В гравитационном поле этому поясу соответствует глубокий минимум. Как будет показано ниже, скоростная неоднородность верхней мантии этого региона прослеживается и на бо́льшие глубины.

Скорости распространения поперечных волн в верхнем слое верхней мантии изучены значительно меньше, чем продольных. По материалам, полученным на длинных профилях, показанных на рис. 1, $v_{г,\,S}^м$ изменяется от 4,8 до 5,1 км/с. Среднее значение $v_{г,\,S}^м$ на Сибирской платформе составляет 5,0, в пределах Западно-Сибирской плиты – 4,85, на территории Центрального Казахстана – 4,8 км/с; коэффициент Пуассона – соответственно 0,206; 0,235; 0,250. Имеющиеся данные позволяют пред-

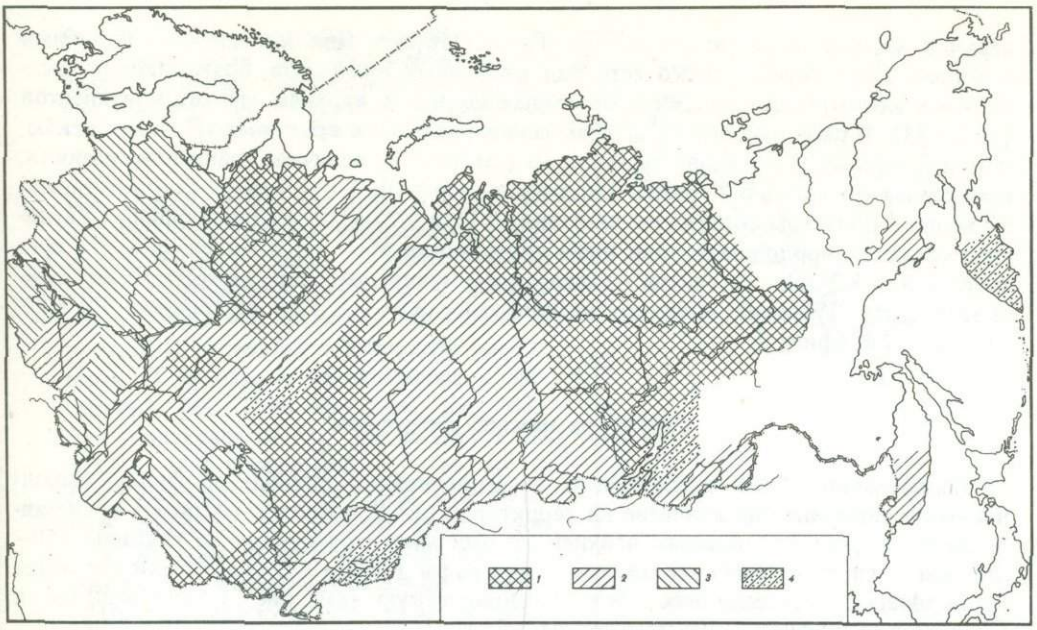


Рис. 81. Схема граничных скоростей по поверхности М для территории СССР
Граничные скорости, км/с: *1* – более 8,2; *2* – 8,1–8,2; *3* – 8,0–8,1; *4* – менее 8,0

полагать, что распределение $v^{M}_{г,S}$ по площади близко к таковому для продольных волн. Некоторое отличие установлено для Казахской складчатой страны, где значения $v^{M}_{г,S}$ и добротности близки к средним для Урало-Монгольского пояса, а $v^{M}_{г,P}$ заметно больше.

Еще раз необходимо подчеркнуть, что схема распределения граничных скоростей, представленная на рис. 81, отражает лишь главные закономерности в скоростной неоднородности верхней мантии. Они существенно осреднены, но определены достаточно надежно. Более детальные исследования скоростной неоднородности литосферы в области поверхности М сталкиваются с рядом принципиальных трудностей методического и геофизического плана. Это связано, например, с неопределенностью для некоторых регионов понятия границы М, обусловленной наличием сложной переходной зоны между корой и мантией, тонкой слоистостью этой зоны, явлением анизотропии скоростей. Так, в ряде районов Советского Союза (Средняя Азия [55, 64], Украина [99], Сихотэ-Алинь [109] и др.) построены скоростные разрезы, содержащие на глубинах 35–45 км слои со средней пластовой скоростью 7,6–7,8 км/с, т.е. со скоростями, близкими к полученным для верхней части верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне и на Тянь-Шане. Эти данные не показаны на рис. 81 в связи с тем, что при таких скоростных моделях возникает несогласованность между максимальной скоростью распространения продольных волн (7,6–7,8 км/с) в толще, покрывающей сильную отражающую границу (возможно, поверхность М, если пласт с v = 7,6–7,8 км/с относить к коре), и скоростью для асимптоты годографа волны, отраженной от этой границы. Последняя, как правило, меньше – 6,7–7,0 км/с. Были предприняты попытки связать наблюдаемое расхождение с наличием большого градиента скорости в рассматриваемом слое [41, 99] либо с анизотропией скоростей [110]. Оба предположения нельзя считать строго доказанными, хотя они и позволяют объяснить не только отмеченное выше расхождение, но и наличие предельной точки существования волны, отраженной от поверхности М. Вторая гипотеза дает также возможность понять природу низкоскоростных (каналовых) волн, наблюдаемых на сейсмограммах больших взрывов при эпицентральных расстояниях 200–900 км.

Анизотропия скорости распространения объемных волн в литосфере Земли изучена пока еще довольно слабо. Убедительные данные об анизотропных свойствах

верхней мантии были получены для Тихого океана. Для континентов подобный материал отсутствует, однако есть ряд косвенных признаков, позволяющих предполагать анизотропию скоростей объемных волн и в верхней мантии континентов [167, 173]. В ряде районов СССР отмечалось различие в величинах $v_г^М$ на пересекающихся профилях. Так, вдоль профиля 30 (см. рис. 1) величина граничной скорости, измеренная по волне $S^М$, равна 5,0, а вдоль профиля 2 – 4,8 км/с. Соответственно по волне P получены следующие значения: 8,15 и 8,25 км/с. Вдоль профиля 27 величина скорости продольных волн ниже поверхности М – 8,4, а на секущем его профиле – 8,2–8,3 км/с. В районе Аралсорского максимума силы тяжести Прикаспийской впадины граничная скорость на поверхности М – 8,4 вдоль профиля 8 и 8,5–8,7 км/с на профиле 9.

Структура нижней литосферы

Значительный объем сейсмических исследований на длинных профилях, выполненных в последнее десятилетие на территории СССР, позволил составить представление о скоростных разрезах верхней мантии многих структур до глубины 150–200 км и глубже. Наиболее длинные годографы (1500–2900 км) были получены на профилях, пересекающих Восточно-Европейскую (см. рис. 1, профиль 1в) и Сибирскую (профили 2, 30) платформы.

Из анализа кинематических и динамических параметров волн, следящихся в первых вступлениях при эпицентральных расстояниях R, превышающих 150–200 км, следует вывод о существенной вертикальной и горизонтальной неоднородности верхней части мантии. Она проявляется в увеличении и уменьшении кажущихся скоростей с ростом R, неравномерном сближении нагоняющих годографов, наличии максимумов и минимумов на графиках зависимости от R амплитуд и преобладающих частот волны $P^М$, а также в несовпадении указанных особенностей в разных регионах. Так, на северо-востоке Восточно-Европейской платформы (профиль 1) градиент увеличения скорости слабо уменьшается с глубиной (кривая $\Delta t(R)$, характеризующая параллельность нагоняющих годографов, обращена выпуклостью вверх). Аналогичная картина имеет место и на Сибирской платформе (профиль 2). В пределах Прикаспийской впадины (профиль 9) и Центрального Казахстана (профиль 20) уменьшение градиента происходит более резко (кривая $\Delta t(R)$ обращена выпуклостью вниз).

Осредненные годографы для отдельных крупных геоструктур (рис. 82) показывают, насколько четко проявляется в сейсмических материалах различие в строении верхней мантии.

На рис. 82 показаны редуцированные (скорость редукции 8,2 км/с) годографы только первых вступлений, полученные в пределах Московской синеклизы Русской платформы, Урало-Монгольского пояса и Сибирской платформы в условиях небольших горизонтальных изменений скоростных параметров земной коры и верхней мантии. Они являются результатом осреднения двух–четырех встречных и нагоняющих годографов, зарегистрированных на профилях 1, 2, 3, 30. Отклонение отдельных годографов от осредняющего не превышает ± 0,5 с, а средняя величина отклонения составляет примерно ± 0,25 с. Для районов, где имеют место сложное изменение скоростного разреза земной коры (например, Прикаспийская впадина) либо существенное (свыше 1 с) расхождение во временах встречных годографов, построения осредненных годографов первых вступлений не производилось, так как они не характеризуют истинного изменения скорости распространения упругих колебаний в верхней мантии.

Сравнение мантийных годографов для различных районов позволяет отметить ряд принципиальных различий в их форме. Прежде всего наблюдается четкое различие в поведении годографов, соответствующих волнам, распространяющимся в верхней мантии вблизи поверхности М (эпицентральные расстояния 200–400 км): резкое увеличение редуцированного времени $t_р$ (кажущаяся скорость меньше 8,2 км/с) для Урало-Монгольского пояса и уменьшение $t_р$ для Сибирской платфор-

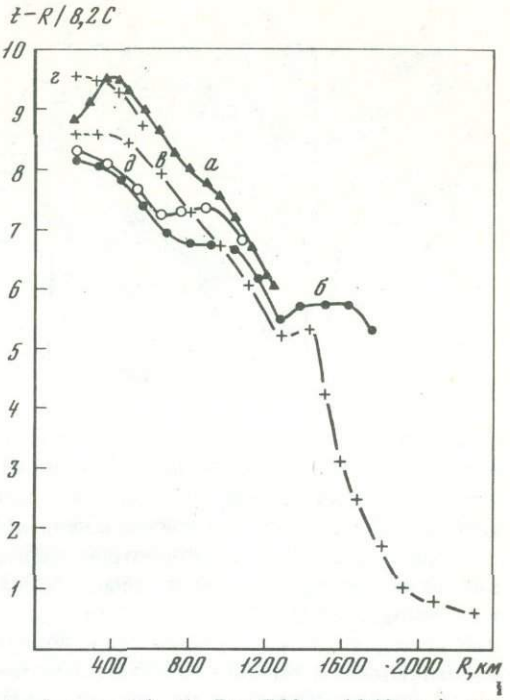


Рис. 82. Сводные годографы мантийных преломленных волн для Урало-Монгольского пояса (*а*), Западно-Сибирской плиты (*г*), меридионального (*б*) и широтного (*в*) профилей Сибирской платформы, Русской плиты (*д*)

мы. При $R > 400$ км всем годографам присуще постепенное уменьшение редуцированного времени. Однако степень этого уменьшения различна у разных годографов, чем вызвано изменение с ростом R временно́го интервала между ними. В диапазоне эпицентральных расстояний 400–1200 км (см. рис. 82) для годографа *а* t_p уменьшается на 3,35 с, для годографа *в* – на 2,6 с, для годографа *б* – на 2,0 с. Еще большее различие в наклоне годографов *в* и *б* при R = 1440–1760 км, где разница в t_p возрастает от 0,4 до 3, 4 с.

Наклон каждого годографа не остается постоянным, а сложным образом зависит от расстояния до источника колебаний. В частности, отмечаются области практически постоянного значения t_p (годограф *б*, R = 720 – 1040 км), его возрастания с ростом эпицентрального расстояния (годограф *б*, R = 1280 – 1640км; годограф *в*, R = 1280 – 1440 км) либо незначительного уменьшения (годограф *в*, R = 1920 – 2320 км). Наиболее существенное уменьшение редуцированного времени наблюдается при R = 1440 – 1920 км на годографе *в*, где кажущаяся скорость близка к 8,85 км/с.

Особенно интересным представляется различие в годографах первых вступлений мантийных волн, полученных для субмеридионального (годограф *в*) и субширотного (годограф *б*) пересечений Сибирской платформы. Это различие наиболее четко проявляется в неодинаковом удалении от источника колебаний областей малого либо положительного градиентов величины t_p, обусловленных присутствием в верхней мантии слоев с пониженной скоростью распространения упругих колебаний. На основании этого можно предположить, что либо скоростные параметры верхней мантии Сибирской платформы различны в разных направлениях (анизотропия скоростей), либо происходит резкое погружение слоев с пониженной скоростью с северо-востока на юго-запад. Более вероятно первое предположение, так как не наблюдается сколько-нибудь существенного различия в годографах мантийных волн, полученных при разных пунктах взрыва на восточной половине профиля 2 (к востоку от р. Енисей). То же можно сказать и о годографах мантийных волн, полученных на участке профиля 30, между р. Леной и профилем 2.

Скоростные модели верхней мантии, соответствующие годографам, показанным на рис. 82, рассчитывались двумя способами. Первый из них заключался в подборе такой непрерывной кривой $v(z)$, при которой наблюденные годографы первых вступлений и теоретические годографы рефрагированной волны совпадают с точностью ± 0,3 с, т.е. с точностью, равной разбросу одиночных годографов относительно среднего. При втором способе построение скоростной модели осуществлялось по годографам рефрагированных волн, зарегистрированных как в первых, так и в последующих вступлениях, а также по годографам отраженных волн, образовавшихся на границах в верхней мантии. Как и в первом случае, расхождение между теоретическими и наблюденными годографами редко превышало ± 0,3 с. Естественно, второй способ дает более верное представление о скоростном разрезе верхней мантии исследовавшихся регионов. Вычисление теоретических годографов осуществлялось для плоских моделей, а затем скорости и глубины пересчитывались для сферического

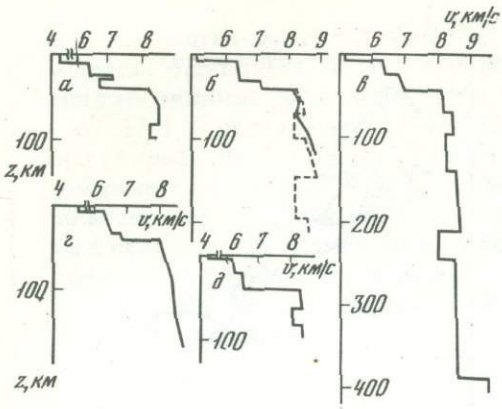


Рис. 83. Скоростные модели мантии, полученные по обобщенным годографам, представленным на рис. 82

случая. Эти скоростные разрезы показаны на рис. 83. В построении разрезов принимали участие Л.П. Винник и С.К. Зюганов.

Наряду с одномерными моделями, приведенными на рис. 83, для профилей 2, 8, 20 были построены двумерные модели верхней мантии в изолиниях скоростей. Первая из них опубликована в работе [135], другие представлены на рис. 27, 46, 84. Построение двумерных моделей осуществлялось только по годографам первых вступлений. Известно, что неоднозначность определения скоростных параметров среды при этом значительно выше, чем при совместном использовании волн, следящихся в первых и последующих вступлениях.

Пример расхождения скоростных разрезов, построенных двумя способами, можно видеть на рис. 83, *б*. Здесь плавная кривая $v(z)$ получена только по первым волнам и с точностью ± 0,3 с соответствует годографу *б* рис. 82 до эпицентральных расстояний порядка 800 км. График $v(z)$, содержащий границы первого рода, построен по последующим и первым волнам. Рассчитанный по нему годограф первых вступлений соответствует наблюденному до удаления от источника колебаний порядка 1760 км. При R = 200–380 км он соответствует приходу рефрагированной волны, распространяющейся на глубине 40–50 км далее, до R = 680–700 км – рефрагированной волны, проникающей на глубину до 70 км. С 1120 до 1280 км в первых вступлениях следится рефрагированная волна, заходящая ниже 100 км. Волна, проникающая на 200 км, регистрируется первой при R = 1640 км. Две рассматриваемые функции $v(z)$ различаются положением слоя с пониженной скоростью, его мощностью, максимальным значением скорости распространения продольных волн на глубинах до 120 км.

Наибольшие глубины верхней мантии освещены на профиле 30 (см. рис. 83, *в*) в районе Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Теоретические годографы рефрагированных волн, а также волн, отраженных от поверхности М и всех границ в мантии, были сопоставлены с экспериментальными монтажами. Даже визуальный анализ сейсмограмм позволяет довольно надежно выделить все эти волны. Еще более четко они видны на сейсмограммах, полученных после фильтрации по кажущимся и эффективным скоростям. Таким образом, осредненный разрез верхней мантии Тунгусской синеклизы Сибирской платформы (см. рис. 83, *в*) хорошо соответствует не только наблюденным годографам первых вступлений, но и годографам наиболее интенсивных волн, следящихся на экпериментальных сейсмограммах в последующей части записи.

Аналогичное соответствие имеет место между экспериментальными данными, полученными на восточной части профиля 2, и теоретическими годографами, рассчитанными для модели, представленной на рис. 83, *б*.

Модели *б* и *в* получены для Сибирской платформы при разной ориентации профилей. Каждая из них содержит по два слоя с пониженной скоростью, однако положение их в разрезе неодинаково на тех глубинах, где по одному разрезу выделяется слой с пониженной скоростью, на втором разрезе присутствует слой с высокой скоростью. Как уже отмечалось, наблюдаемое явление может быть связано с анизотропией скоростей в верхней мантии. В этом случае следует предположить различный ее характер для разных интервалов глубин: на глубинах 70–100 и 140–200 км скорости продольных волн в субмеридиональном направлении выше, чем в субширотном; на глубинах 40–70, 100–140 и 200–245 км имеет место обратное соотношение. Можно также полагать, что верхняя мантия Тунгусской синеклизы харак-

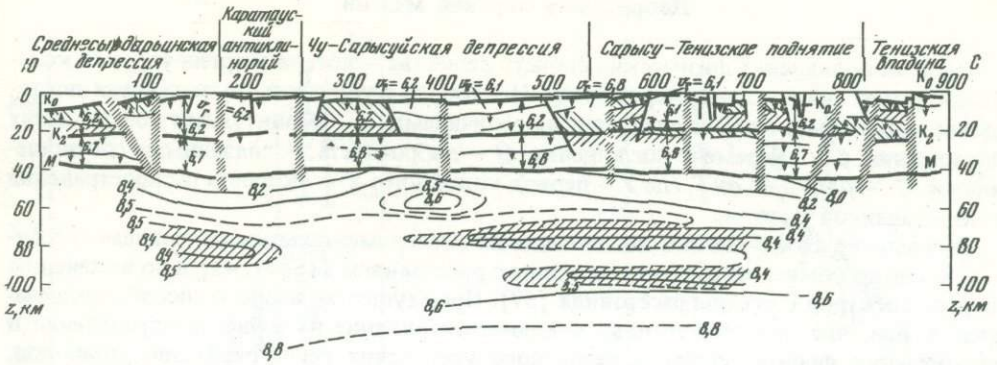


Рис. 84. Сейсмический разрез по профилю 20 (см. рис. 1) в Центральном Казахстане (Каратау – оз. Тенгиз)

Условные обозначения см. на рис. 26

теризуется существенно иным строением, чем другие геоструктуры Сибирской платформы. Обе гипотезы нуждаются в дополнительном обосновании.

По профилю 30 уверенно выделяется граница, расположенная на глубинах 390–400 км и соответствующая резкому увеличению скорости распространения продольных волн в верхней мантии от 8,5–8,7 до 9,5 км/с.

На большей части описанных профилей глубина изученной толщи ограничена 100–150 км. Сопоставление разрезов для этого интервала глубин показывает их заметное различие, причем зонам, выделенным по схеме граничных скоростей (см. рис. 81), соответствуют разные скоростные модели верхней мантии. Для областей с $v_г^м \geqslant$ $\geqslant 8{,}2$ км/с (Восточно-Европейская платформа, Прикаспийская впадина, северо-восточная зона Западно-Сибирской плиты) характерно присутствие в рассматриваемом диапазоне глубин четко выраженного слоя с пониженной скоростью (перепад скоростей волн P не менее 0,3 км/с). В пределах Урало-Монгольского пояса слой с пониженной скоростью на глубинах до 150 км либо отсутствует вообще, либо выражен крайне нечетко (уменьшение скорости всего на 0,1–0,15 км/с). Об этом говорят не только данные, полученные на профилях 1, 2, но и результаты сейсмологических наблюдений, выполненных вдоль профиля Памир–Байкал [4].

В пределах Казахской складчатой страны, характеризуемой высокими значениями скорости распространения продольных волн вблизи поверхности М, также отсутствует ярко выраженный слой с пониженной скоростью (см. рис. 83, *б*). Таким образом, по рассматриваемому признаку Казахская складчатая страна близка к другим структурам Урало-Монгольского пояса.

Глубинное строение Альпийско-Средиземноморского пояса на территории СССР изучено по сейсмограммам землетрясений и в меньшей степени – по данным взрывной сейсмологии. Как и для Урало-Монгольского пояса, в рассматриваемом регионе низкоскоростной слой не проявляется столь ярко, как в пределах древних платформ. На скоростных разрезах, построенных по записям землетрясений, он либо вообще не выделяется, либо уменьшение скорости не превышает 0,1 км/с. Интерпретация сейсмограмм взрывов показала возможность существования больших перепадов скорости: 0,20–0,25 км/с на профиле Копетдаг – Аральское море, 0,2–0,3 км/с – на профилях во Франции [173]. Однако в этих случаях мощность слоя с пониженной скоростью около 10 км, т.е. в 2,0–4,5 раза меньше, чем на древних платформах.

Исследования ГСЗ, выполненные на Сибирской платформе, позволили обнаружить в верхней мантии на глубинах свыше 150 км второй слой с пониженной скоростью, мощность которого 35–50 км, а интенсивность инверсии 0,6 км/с. В Урало-Монгольском и Альпийско-Средиземноморском поясах, судя по данным сейсмологических исследований, такой слой отсутствует.

Уже отмечалось, что на глубинах 300–400 км скорость продольных волн возрастает до 9,5 км/с. В вышележащей толще мантии максимальные значения 8,6–8,7 км/с отмечаются на глубинах 150–210 км (см. рис. 46, 84).

Добротность верхней мантии[1]

Одно из проявлений физических свойств вещества – потеря энергии упругих колебаний при их прохождении через среду. Неидеальная упругость, вызывающая поглощение, может быть описана следующими величинами: α – амплитудный коэффициент поглощения, β – декремент поглощения, Q – добротность, – связанными соотношениями: $\vartheta = \pi/Q$; $\vartheta = \alpha v T$, где T – период колебаний; v – скорость распространения волны заданной частоты.

Вычисление коэффициента поглощения по экспериментальным материалам осуществляется по убыванию амплитуды волны с расстоянием [18, 31, 42] и по изменению формы спектров с ростом расстояния [57]. Преимущество второго способа заключается в том, что при вычислениях исключается влияние на точность определения α расхождения фронта волны и различного увеличения регистрирующих приборов.

Ниже приведены результаты анализа и обобщения имеющихся данных о добротности верхней мантии для территории СССР. Основные результаты получены при работах на длинных профилях (R = 0–2700 км). Часть их опубликована в [57]; данные для территории Сибирской платформы публикуются впервые. При обработке длинных профилей коэффициенты поглощения определялись по второму способу. Коэффициенты поглощения продольных волн в верхней мантии рассчитывались на 5 интервалах расстояний от источника колебаний, в пределах которых в области первых вступлений нет видимых смен волн. Ориентировочно эти интервалы расположены на следующих эпицентральных расстояниях: 190–500, 500–800, 800–1200, 1200–1900 и 2300–2700 км. Первые волны на этих интервалах интерпретировались как преломленно-рефрагированные. Границы участков определялись на основании анализа графиков зависимости от R кажущихся скоростей, амплитуд и частот. Выбирался интервал R, где частота максимума амплитудного спектра слабо зависит от расстояния, амплитуда монотонно убывает, а кажущаяся скорость монотонно возрастает. Расчет траекторий лучей показывает, что при первом интервале расстояний освещаются свойства верхней мантии до глубин 50–65 км, при втором – 50–80 км, *при третьем – 100–140 км, при четвертом – 160–210 км, для пятого* – свыше 400 км.

Анализ полученных данных показал следующее.

1. В диапазоне частот 0,5–15 Гц зависимость коэффициента поглощения продольных волн от частоты в верхней мантии близка к линейной: $\alpha = Kf$. Декремент затухания и добротность практически не зависят от частоты (рис. 85).

2. Между добротностью и скоростью распространения продольных волн наблюдается прямая связь (между α и скоростью – обратная). Коэффициент корреляции порядка 0,6 [57].

На рис. 85 значения добротности Q и коэффициента K нанесены как функции среднеинтервальных значений скоростей v_P.

На этом же рисунке приведены значения K, полученные в работе [103] для R = = 200–740 км и принятой нами скорости[2] 8,32 км/с, и значения K, пересчитанные нами по значениям Q_P, приведенным в работе [150] для трех интервалов глубин[3] внутри мантии: 0–22, 22–32 и 32–87 км.

Наличие связи между K_P и v_P (между Q_P и v_P) позволяет предполагать, что существенный разброс в значениях α_P, Q_P, ϑ_P, определенных для одних и тех же интервалов глубин в различных районах [31, 57, 42], вызван аномалиями скоростного разреза, обусловленными, в свою очередь, изменением состава и состояния вещества верхней мантии. Так, пониженным значениям Q, вычисленным по волне P^M на Урале (~ 130), и повышенным значениям Q, полученным для аналогичной волны в Прикаспийской впадине, соответствуют пониженные (8,1 км/с) и повышенные (8,5 км/с) скорости распространения продольных волн.

[1] В составлении раздела принимала участие В.В. Кун.
[2] Величина v_P в работе [103] не приведена.
[3] Величины v_P приняты равными 8,2, 8,4 и 8,5 км/с.

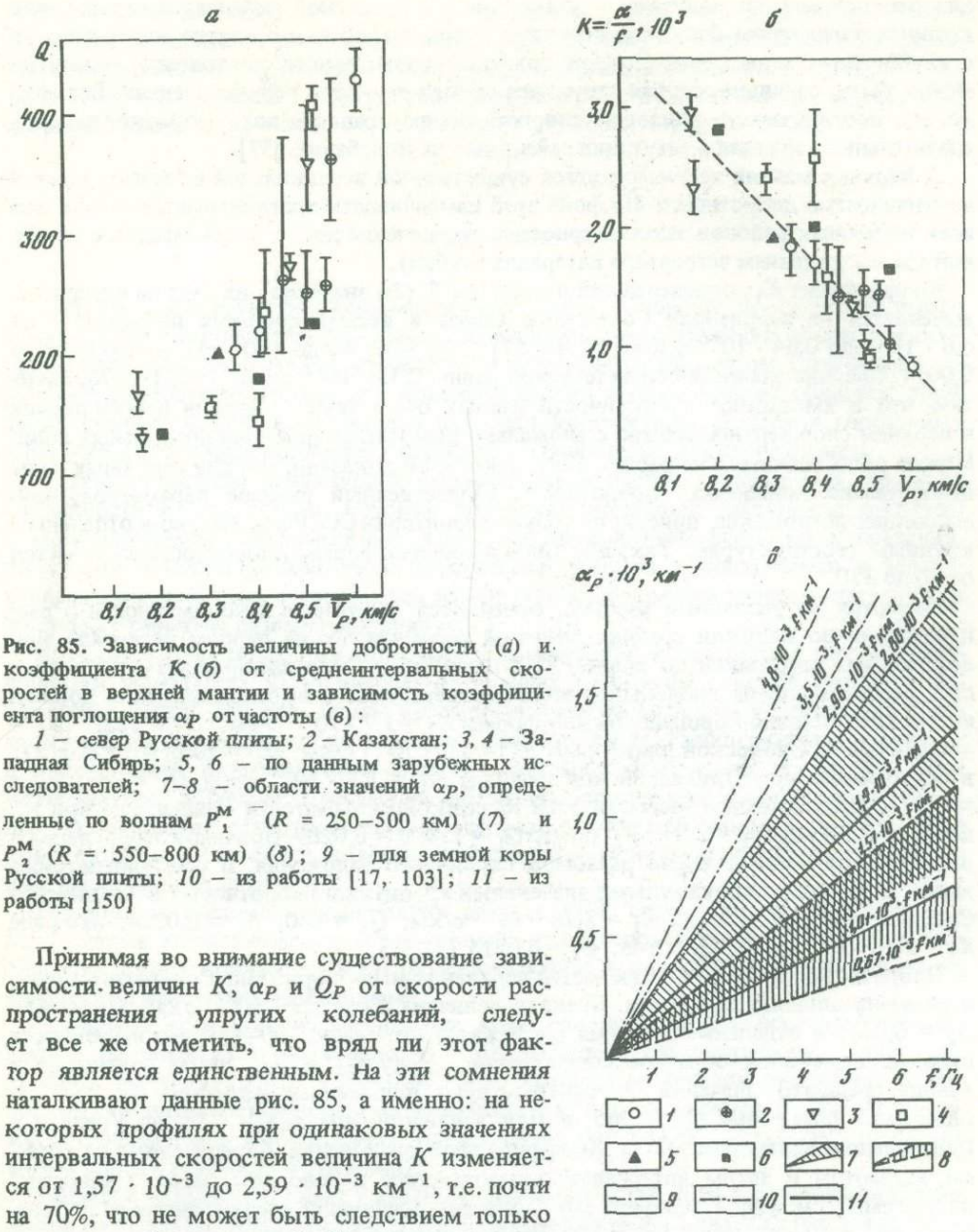


Рис. 85. Зависимость величины добротности (*а*) и коэффициента K (*б*) от среднеинтервальных скоростей в верхней мантии и зависимость коэффициента поглощения α_P от частоты (*в*):

1 – север Русской плиты; 2 – Казахстан; 3, 4 – Западная Сибирь; *5, 6 –* по данным зарубежных исследователей; *7–8 –* области значений α_P, определенные по волнам P_1^M (R = 250–500 км) (*7*) и P_2^M (R = 550–800 км) (*8*); *9 –* для земной коры Русской плиты; *10 –* из работы [17, 103]; *11 –* из работы [150]

Принимая во внимание существование зависимости величин K, α_P и Q_P от скорости распространения упругих колебаний, следует все же отметить, что вряд ли этот фактор является единственным. На эти сомнения наталкивают данные рис. 85, а именно: на некоторых профилях при одинаковых значениях интервальных скоростей величина K изменяется от $1{,}57 \cdot 10^{-3}$ до $2{,}59 \cdot 10^{-3}$ км$^{-1}$, т.е. почти на 70%, что не может быть следствием только погрешностей вычислений. Кроме того, в изученном диапазоне скоростей (8,1 – 8,6 км/с) при незначительном увеличении интервальной скорости величина коэффициента поглощения резко убывает (рис. 85, *в*): возрастание v_P всего на 5–7% приводит к уменьшению α_P в 3–4 раза. В то же время более существенные изменения скоростных параметров не всегда влекут за собой заметные изменения величины поглощения. Так, поглощение продольных волн в более низкоскоростной консолидированной коре (v_P = 6,4–6,6 км/с), определенное на профиле 1, изменяется от $3{,}48 \cdot 10^{-3}$ до $4{,}30 \cdot 10^{-3}$ км$^{-1}$ ($f \approx 1$ Гц), а для верхней мантии оно равно $(1{,}70–1{,}84) \cdot 10^{-3}$ км$^{-1}$ при v_P = 8,3–8,4 км/с (также при $f \approx 1$ Гц). Увеличение скорости почти на 30% привело в этом случае к уменьшению α_P всего в 2 раза.

Одной из причин повышенного затухания сейсмических волн в коре является, вероятно, существенная ее неоднородность и связанное с этим рассеяние энергии (определяется эффективный коэффициент поглощения). Высокие значения α_P

для верхней мантии получены в зонах Урала и Казахской складчатой страны, для которых характерны блоковая структура коры и мантии и развитие сети разломов с глубинным заложением. Другой причиной повышенного поглощения в мантии может быть, очевидно, особая структура самого вещества верхней мантии. Возможно, она несущественно влияет на скорость распространения волн, но может вызвать значительные вариации в затухании сейсмических колебаний [57].

3. Верхняя мантия характеризуется существенной вертикальной и горизонтальной изменчивостью добротности. На фоне этой изменчивости проглядывается общая для всех изученных районов закономерность – увеличение добротности мантии с глубиной (за исключением четвертого интервала глубин).

Коэффициент K_1, определенный по волне $P^м$ (30 значений) на первом интервале, изменяется на территории Советского Союза в весьма широких пределах – от $6{,}6 \cdot 10^{-3}$ до $0{,}84 \cdot 10^{-3}$ с/км [31, 42, 57]; Q_1 – от 60 до 450; ϑ_1 – от 0,0523 до 0,0074. Средние значения соответственно равны $2{,}15 \cdot 10^{-3}$ с/км; 180; 0,0175. Заметим, что в имеющейся совокупности данных отсутствуют сведения о поглощении в верхнем слое верхней мантии с аномально низкими скоростями продольных волн. Можно лишь сослаться на работу [28], в которой показано, что для них характерна относительно пониженная добротность. Существенный разброс параметров, описывающих поглощение, присущ не только территории СССР в целом, но и отдельным крупным геоструктурам. Так, для Сибирской платформы добротность колеблется от 60 до 370.

Несмотря на указанный разброс, отмечаются некоторые закономерности в распределении по площади средних значений вычисленных на первом интервале эпицентральных расстояний по волне $P^м$. В целом зонам повышенных значений скоростей распространения продольных волн соответствуют и высокие значения добротности: для Восточно-Европейской платформы $K_1 = 1{,}7 \cdot 10^{-3}$ с/км; $Q_1 = 222$; $\vartheta_1 = 0{,}0141$; для Сибирской платформы $K_1 = 1{,}9 \cdot 10^{-3}$ с/км; $Q_1 = 200$; $\vartheta_1 = 0{,}0157$; в центральной зоне Прикаспийской впадины $K_1 = 1{,}3 \cdot 10^{-3}$ с/км; $Q_1 = 285$; $\vartheta_1 = 0{,}0110$. Исключением является зона Казахской складчатости страны, где при $v_г^м$ порядка 8,3 км/с $K_1 = 2{,}5 \cdot 10^{-3}$ с/км; $Q_1 = 150$; $\vartheta = 0{,}0209$. Причиной этого, вероятно, является наличие серии разломов глубинного заложения, о чем упоминалось выше. В районах с пониженными значениями $v_г^м$ низка и добротность: в Альпийско-Средиземноморском поясе $K_1 = 2{,}76 \cdot 10^{-3}$ с/км; $Q_1 = 140$; $\vartheta_1 = 0{,}0224$; на Урале $K_1 = 2{,}66 \cdot 10^{-3}$ с/км; $Q_1 = 146$; $\vartheta_1 = 0{,}0215$ [31,57].

Добротность более глубоких частей верхней мантии территории Советского Союза изучена на длинных профилях. Средняя величина $K_2 = 1{,}3 \cdot 10^{-3}$ с/км; $Q_2 = 285$; $\vartheta_2 = 0{,}011$; а отдельные значения Q_2 лежат в интервале 200–410. По имеющимся данным, отмечается обратное соотношение между Q_1 и Q_2: зонам повышенных (выше среднего) значений Q_1 соответствуют пониженные величины Q_2. Так, на Сибирской платформе $Q_2 = 265$, в Прикаспийской впадине – 258, на Урале и в Центральном Казахстане – 314. Коэффициенты поглощения, определенные на третьем, четвертом и пятом интервалах, характеризуют в основном разрез Сибирской платформы (см. рис. 1, профиль 30). Получены следующие средние значения добротности: $Q_3 = 400$; $Q_4 = 265$; $Q_5 = 800$. Низкое значение добротности на глубине свыше 140 км обусловлено, возможно, наличием слоя с пониженной скоростью на глубине 98–140 км (см. рис. 83, *в*).

Анализ сейсмических данных о строении верхней мантии на территории СССР позволяет сделать следующие основные выводы.

1. С помощью взрывных источников колебаний верхняя мантия изучена до глубин порядка 400 км.

2. В исследованном диапазоне глубин отмечена существенная вертикальная и горизонтальная неоднородность верхней мантии как по величинам скоростей объемных волн, так и по значениям добротности.

3. По указанным параметрам наиболее существенно различаются древние платформы, Урало-Монгольский и Альпийско-Средиземноморский лояса. Для первых характерны более высокие значения скоростей объемных волн и добротности, а также присутствие четко выраженных слоев с пониженными скоростями. Промежу-

точное положение занимает Казахская складчатая страна, которая по величинам скоростей продольных волн ниже поверхности М близка к древним платформам, а по всем остальным параметрам – к структурам Урало-Монгольского пояса.

4. Получены данные, позволяющие предполагать существование анизотропии скоростей продольных волн в верхней мантии до глубин порядка 400 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная структурная сейсмология подходит к новому этапу исследования земных недр. Закончилась или почти закончилась эпоха изучения общих характеристик для оболочек Земли. Существенно уточнены их параметры. Созданы рекуррентные скоростные модели для континентальных и океанических областей. Уточнение средних параметров открыло путь для количественной оценки глобальных и региональных неоднородностей (аномалий) в глубинной структуре планеты.

Активные методы структурной сейсмологии, в первую очередь ГСЗ, достигли глубинности и детальности, которые позволяют не только связать геоструктуры с морфологией и сейсмическими характеристиками литосферы, но и поставить по-новому вопросы соответствия между геофизическими константами и вещественным составом недр с учетом тех изменений, которым они могли подвергнуться в процессе развития разных геоструктур.

Изучение латеральных неоднородностей требует новых подходов к теории интерпретации, исходящих из концепции о сложных трехмерных слоисто-неоднородно-блоковых средах. Наличие систем наблюдений разного вида дает возможность понижать степень неоднозначности решения обратных задач. Разбор этих вопросов дан в первой части книги на фоне анализа реальных сейсмических полей. При этом уточнены представления о реальном уровне неоднозначности и устойчивости решений по отношению к главным параметрам разреза: средней скорости, толщине всей коры и отдельных ее слоев, в частности слоев повышенных (выпадающих и пониженных (волноводов) скоростей.

Разработана система интерпретации данных ГСЗ, состоящая из ряда этапов и включающая математическое моделирование с последовательным контролем всех операций путем количественного для кинематики и качественного для динамики сравнения с наблюденными данными.

Уточнение сейсмических параметров коры, полученное при переинтерпретации старых разрезов ГСЗ, позволило выяснить причины систематических "идейных" ошибок, имеющих место в 50–60-е годы, которые усложняли обобщение и геологическую интерпретацию данных и вызвали ряд острых дискуссий между геологами и геофизиками. Мы надеемся, что предпринятый разбор некоторых примеров внесет должную ясность в эти споры.

Большое внимание в книге уделено вопросам представления сейсмической информации на сейсмических разрезах. В ч. II на многих примерах иллюстрируется преимущество совмещения на разрезах поля в изолиниях скоростей с отражающими и преломляющими (резкими) границами.

Обобщение всех видов информации о сейсмических свойствах среды, отраженной в степени регулярности штрихового поля, в динамической и кинематической выразительности главных его компонент, взаимном расположении последних на плоскости годографа, в характере отображения этих особенностей поля на плоскости разреза, позволило обобщить и уточнить представление о неоднородностях коры разных масштабов и выделить наиболее устойчивые ее характеристики, которые можно использовать при типизации коры главных геоструктур.

Принципиальным отличием новых подходов к обобщению от прежних является стремление к использованию не отдельных характеристик поля, как это делалось раньше, а их совокупности в ее количественном и качественном выражении.

Пересмотр многих материалов ГСЗ с новых позиций в сочетании с новыми данными более детальных наблюдений МОВ–ОГТ и работ на длинных профилях с

регистрацией обменных волн от больших взрывов позволили предположить новый вариант обобщенных моделей для главных геоструктур континентов. Особенность этих моделей – выделение трех скоростных этажей. Верхний аналогичен прежнему, "гранитному" слою, нижний ранее входил в "базальтовый" слой. Средний в одних случаях частично, в других полностью включался в "базальтовый" слой, что и создавало неопределенность и путаницу в понятии "граница Конрада".

Выделение промежуточного слоя в континентальной коре подчеркивает неустойчивость и большую изменчивость ее параметров в этом интервале глубин, где по геохимическим соображениям возможно возникновение гранитных расплавов.

Модели коры разных геоструктур различаются не только ее толщиной, но и соотношением слоев. Так, на платформах отношение толщин слоев близко к 1 : 1 : 1, а в геосинклинальных орогенических зонах – к 1 : 0,5 : 0,8. В прогибах первый низкоскоростной слой очень тонок, т.е. практически не выявляется при малодетальных наблюдениях. Главный слой континентальной коры здесь третий.

В поведении мантии также имеются определенные закономерности. Они уже известны из опубликованных работ. В нашем анализе мы пытались, исходя из принципиальной общности сейсмических моделей для коры и мантии, отыскать в последних отражение типовых особенностей коры. Пока эта попытка не увенчалась успехом и мы не смогли ответить на вопрос о том, какая мантия порождает какую кору или, точнее, что остается от мантии при выделении из нее кор разных типов. Очевидно, решение этих проблем требует значительно бóльших объемов наблюдений на длинных профилях.

Какие же новые методические и геофизические задачи вытекают из выполненного обобщения? Основные из них, очевидно, следующие.

В области методики – изучение нижней части литосферы – надастеносферной мантии. Весьма актуальным является развитие систем площадных наблюдений и соответствующих систем интерпретации для трехмерных моделей разных классов. Эти системы могут создаваться на базе соответствующего площадного размещения продольного профилирования. Кроме того, что особенно важно, нужно развивать специальные системы площадных (рассеянных) наблюдений типа сейсмологических групп. Территория СССР, особенно ее европейская и среднеазиатская части, в этом отношении хорошо подготовлены в связи с достаточно детальной изученностью структуры коры.

Площадные исследования земной коры, очевидно, более выгодно развивать на базе заполнения целенаправленными наблюдениями межпрофильных пространств на основе уже имеющейся каркасной сети опорных профилей ГСЗ. В этих наблюдениях бóльшую роль, чем это сейчас делается, следует уделить докритической области отраженных мантийных волн.

В области интерпретации кинематических данных достигнуты большие успехи. Однако все еще мало используются динамические характеристики. Трудности связаны с разработкой более объективных способов выделения и корреляции волн. Эта проблема остро стоит перед всеми видами сейсмических наблюдений, даже при детальном непрерывном профилировании. Ее нужно решать на уровне современных методов машинного анализа интерференционных волновых явлений.

В области геофизических задач, важных для развития представлений о литосфере и астеносфере и их роли в формировании поверхностных структур, наиболее актуальными, на наш взгляд, являются два направления.

1. Выяснение связей между главными параметрами коры) надастеносферной мантией и областью астеносферы. Под последней мы понимаем глубины, на которых для нормальных распределений давления и температур скорости могут уменьшаться. Для решения этих задач для разных геоструктур нужно изучить надастеносферную мантию и астеносферу с примерно такой же относительной детальностью, с какой мы изучили кору, что позволит нам выделить те устойчивые компоненты, которые можно коррелировать от района к району и сравнивать с типами коры. Подготовленными для этой цели являются районы Русской платформы и Средней Азии.

2. Детальные (на уровне сейсморазведки, МОВ–ОГТ) исследования микроструктуры вначале коры, а затем и всей литосферы в наиболее благоприятных (уже подготовленных данными профильных наблюдений ГСЗ) районах типовых геоструктур: платформ, затем глубоких впадин и, наконец, орогенических зон. Такие исследования, очевидно, должны предварять глубинное бурение.

ABSTRACT

The book presents results of the deep seismic sounding (DSS) data generalization for the lithosphere of the USSR territory. The lithosphere is considered as the Earth's crust and the upper part of the mantle over the asthenosphere, but the main results of the papers deal with the crust.

The previous DSS data generalization was carried out by B.S. Volvovsky and N.A. Beliaevsky. They considered the seismic cross-sections as they have been given by a large group of investigators in 1950–1968. Comparison of the original data (travel time curves and record sections) and calculations of the theoretical travel times for the cross-sections have shown that the difference in the interpretation methods which were being used during that long period has masked the main regularities in the lithosphere structure. This book is aimed to present the data generalization based on their reinterpretation by a common processing system. It was only possible for the main profiles which crossed the typical geostrucrutes of the USSR territory.

In the first part of the book the regular errors of the old seismic cross-sections and the reinterpretation methods are considered. In is shown that the approximation of the first and numerous secondary arrivals as the head waves, that was common for the fifties, has resulted in the existence in the crust of many continuous, nearly horizontal boundaries with overrated velocities (more than 6,8–7,0 km/s at the depths of 7–20 km). The detailed wave analysis made in possible to interpret the first arrivals as refractions and the secondary ones mainly as reflections. The reinterpretation included unique solutions for all types of waves and selection of the self-consistent models in the velocity isolines and the seismic boundaries which gave the best agreement with the whole wave fields.

Part II presents the reinterpretation data for the continuous profiling in the southwestern part of the USSR and the new data obtained in Siberia during the last years. The Siberia profiles were carried out with two observation systems. The first one, the differentiated sounding, consisted of moving along the profile the shotstation sets, the constant distances between which are optimal for following the main boundaries in the lithosphere (N.N. Puzyrev, C.V. Krylov etc.). The other observation system, usually called the long-range profiling, has its peculiarities (A.V. Egorkin etc.), which are the selection and wide interpretation of the converted waves at the crust and mantle boundaries and the refraction and reflection S-waves as well.

The presented data characterize the following geostructures: the different age platform plates (the Russian and the East Siberian old platforms, the Turan, the Scythian and the West Siberian young plates), the deep platform depressions (the Dnieper-Donets, the Pre-Caspian, the Viljuisk depressions), the different age geosynclines (the Urals, the Caucasus) and epi-platform orogenic and rift zones (the Tien Shan, the Pamirs, the Baikal).

The geostructure types have their own peculiarities in their seismic models. They differ by the crust and mantle velocities, by thicknesses of the sedimentary layer and the crust, by layering, attenuation and horizontal inhomogeneity degress. These characteristics made it possible to divide the crust of the platform into three main zones with velocities 5,8–6,4; 6,4–6,7 and 6,8–7,7 km/s and the velocity gradients 0,03–0,06; 0,0–0,03 and 0,5–0,1 s^{-1} respectively. The intermediate zone was selected also by high horizontal layering, by the existence of the velocity inversions and by low transpierent that may be considered as its more plastic features. The depths of the zone are about 10–25 km, the thickness of the other two crust layers are also about 10–15 km.

From the main regularities of the lithosphere structure, the following features are confirmed by generalization.

1. The crustal thickness of the platfroms depends upon the thickness of the sedimentary layer, the age of the platforms, and the position of the structures relatively to the continent borders. It decreases under the sedimentary depression and the M-discontinuity mirrors in detail the form of the basement surface. The largest thicknesses are characteristic of the old platforms (40–50 km), but the thickness increases mainly to the middle part of the continents.

2. The mean velocities of the crust and of the upper mantle are a little bit higher tor the old platforms. The thickness of the crust layer with velocity ~ 7,0 km/s is about 15 km in the old platforms and about 5–10 km in the young ones. The mantle velocities are 8,2–8,3 km/s in the Russian and the East Siberian platforms and about 8,0–8,1 km/s in the West Siberian and the Scythian platforms.

3. The deep depressions are characterized by thin consolidated crust with high density.

4. The geosynclines have a thick crust and a thick intermediate plastic zone.

5. The areas of the epi-platform orogenic and rift zones are characterized by low velocities in the upper mantle.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авербух А.Г.* Интерпрерация материалов сейсморазведки преломленными волнами. М.: Недра, 1975.

2. *Аверко Е.М., Балеста С.Т.* Постановка задачи и методика сейсмического моделирования магматического очага. – Геол. и геофиз., 1970, № 3.

3. *Алейников А.Л., Бугайло В.А., Малахов И.А., Халевин Н.И.* О вероятном составе верхней мантии на Урале. – Сов. геол., 1973, № 9.

4. *Алексеев А.С., Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н.* и др. Схема астеносферных зон Советского Союза. – Докл. АН СССР, 1977, **234**, № 4.

5. *Алексеев А.С., Вольвовский И.С., Ермилова И.А.* и др. К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 1.

6. *Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Мухомедов И.А.* и др. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли. – В кн.: Математические проблемы геофизики. Новосибирск: Наука, 1971, вып. 2.

7. *Аносов Г.И., Веселов О.В., Павлов Ю.А.* и др. Строение и вещественный состав земной коры Центральной Камчатки. – Сов. геол., 1976, № 6.

8. *Антоненко А.Н., Дубровин Г.К., Сергеев О.В.* Особенности глубинного строения Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным на примере южного продолжения Урала (Мугоджар). – В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наукова думка, 1977.

9. *Ахмаров В.З., Насыров А.М., Пак В.В.* Применение аппаратуры "Земля" для изучения строения земной коры. – В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1974.

10. *Бабаян Г.Д., Мокшанцев К.Б., Штех Г.И.* Основные черты глубинного строения восточной части Сибирской платформы. – В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976.

11. *Баранова Е.П., Будаев Н.М., Павленкова Н.И., Роман В.А.* Результаты ГСЗ по профилю вдоль Днепровско-Донецкой впадины Полтава–Луганск. – Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 52.

12. *Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В.* Упругие свойства породообразующих минералов горных пород. М.: Наука, 1970.

13. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966.

14 *Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.

15. *Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С.* Глубинное строение территории СССР. – Сов. геол., 1967, № 11.

16. *Берзон И.С.* Сейсморазведка тонкослоистых сред. М.: Наука, 1976.

17. *Берзон И.С., Пасечник И.П.* Строение Земли по динамическим характеристикам сейсмических волн. М.: Наука, 1976.

18. *Берзон И.С., Пасечник И.П., Поликарпов А.М.* Определение параметров затухания волн P в мантии Земли. – Физика Земли, 1975, № 2.

19. *Берзон И.С., Ратникова Л.И.* Приближенные расчеты отраженных волн в многослойных тонкослоистых средах. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 10.

20. *Берч Ф.* Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливинового состава). – В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.

21. *Бессонова Э.Н., Ситникова Г.А., Фишман В.М.* Решение обратной кинематической задачи ГСЗ методом $J(p)$. – В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1973, вып. 6.

22. *Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967.

23. *Бурмаков Ю.А., Егоркин А.В., Попов Е.А.* Строение верхней мантии северо-восточных районов Европейской платформы по сейсмическим данным. – Докл. АН СССР, 1975, **224**, № 1.

24. *Бурмаков Ю.А., Облогина Т.И.* Определение лучей и годографов рефрагированных волн численными методами. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 12.

25. *Бутовская Е.М., Фленова М.Г., Атабаев Х.А.* Региональные сейсмологические исследования. – В кн.: Земная кора Узбекистана (по геолого-геофизическим и геохимическим данным). Ташкент: ФАН, 1974.

26. *Валюс В.П., Галкин И.Н., Левшин А.Л.* Решение обратной задачи ГСЗ на ЭВМ по годографу и амплитудной кривой. – Вычислит. сейсмол., 1971, вып. 5.

27. *Вейцман П.С.* Корреляция сейсмических волн при глубинном сейсмическом зондировании земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 12.

28. *Винник Л.П.* Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976.

29. *Воларович М.П., Баюк Е.И., Левыкин А.И., Томашевская И.С.* Физико-ме-

ханические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1974.

30. *Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Таль-Вирский Б.Б.* Строение земной коры восточных районов Средней Азии. – Геофиз. бюл., 1973, № 26.

31. *Вольвовский И.С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973.

32. *Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975.

33. *Галкин И.Н.* Построение сейсмической модели земной коры. М.: Наука, 1972.

34. *Гальперин Е.И.* Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1971.

35. *Гамбурцев Г.А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

36. *Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С.* и др. Корреляционный метод преломленных волн. М.: Изд-во АН СССР, 1952.

37. *Гаркаленко И.А., Бородулин М.И.* Методика изучения и геологическая привязка глубокозалегающих сейсмических границ в Донецком бассейне. – Приклад. геофиз., 1972, вып. 68.

38. *Гаркаленко И.А., Левенштейн М.Л., Павленкова Н.И., Смелянская Т.В.* Результаты глубинных сейсмических зондирований по профилю Ногайск-Константиновка – Сватово. – Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 37.

39. *Гейко В.С.* Свойства и обращение годографа отраженной волны. – Докл. АН СССР, 1974, 218, № 1.

40. *Гервер М.Л., Маркушевич В.М.* Определение по годографу скорости распространения сейсмической волны. – Вычислит. сейсмол., 1967, № 3.

41. *Гизе П., Павленкова Н.И.* О природе последующих волн в ГСЗ при больших удалениях от источника. – Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 66.

42. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1962.

43. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971.

44. Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири/ Под ред. Н.Н. Пузырева. М.: Наука, 1970.

45. *Годин Ю.Н., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С.* Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины. – Докл. АН СССР, 1960, 133, № 6.

46. *Годин Ю.Н., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С.* Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР. – Докл. АН СССР, 1960, 134, № 5.

47. *Горностаев В.П., Михалевский В.И., Поспеев В.И.* Глубинные магнитотеллурические зондирования на юге Сибирской платформы и в зоне Байкальского рифта. – Геол. и геофиз., 1970, № 4.

48. *Гуревич Г.И.* Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М.: Наука, 1974

49. *Давыдова Н.И.* Возможность метода ГСЗ при изучении свойств глубинных сейсмических границ. – В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука, 1972.

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

51. *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.

52. *Деменицкая Р.М.* Кора и мантия земли. М.: Недра, 1975.

53. *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.

54. *Дружинин В.С., Рыбалка В.М. Соболев И.Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976.

55. *Егоркин А.В.* Способы определения скоростных параметров разреза земной коры по годографам отраженных волн. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 11.

56. *Егоркин А.В., Астафьева М.И., Абрамсон Р.И.* Глубинное строение Юго-Западного Узбекистана по данным региональных сейсмических исследований. – Сов. геол., 1965, № 6.

57. *Егоркин А.В., Кун В.В.* Поглощение продольных волн в верхней мантии Земли. – Физика Земли, 1978, № 4.

58. *Егоркина Г.В., Егоркин А.В.* Поляризация продольных и обменных волн на горизонтальной поверхности наблюдений. – Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1975, № 4.

59. *Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М.* Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. – Сов. геол., 1976, № 3.

60. *Епинатьева А.М., Юхнин Н.Ф.* Головные волны от границы с переходным слоем. – Геофиз. сб. АН УССР, 1970, № 36.

61. *Жадин В.В., Дергачев А.А.* Измерения добротности земной коры по записям микроземлетрясений. – Физика Земли, 1973, № 2.

62. *Зверев С.М., Косминская И.П., Красильщикова Г.А., Михота Г.Г.* Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам сейсмических исследований (НАСП–72). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, 50, вып. 3.

63. *Зуннунов Ф.Х.* Земная кора Восточного и Южного Узбекистана. – Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып. 72.

64. *Зуннунов Ф.Х., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Хамрабаев И.Х.* Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии Узбекистана. – В кн.: Земная кора Узбекистана (по геолого-геофизическим и геохимическим данным). Ташкент: ФАН, 1974.

65. *Зуннунов Ф.Х., Перельман И.И.* О сейсморазведке методом отраженных волн в Ферганской депрессии. – В кн.: Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1967.

66. *Кондратьев О.К., Гамбурцев А.Г.* Сейсмические исследования в прибрежной части Восточной Антарктиды. М.: Наука, 1963.

67. *Коновальцев Ю.Б.* Выделение зон разломов по преломленным (рефрагированным) волнам по профилю ГСЗ-КМПВ Песчанокопское – Суровкино. – Развед. геофиз., 1978, вып. 82.

68. *Косминская И.П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968.

69. *Косминская И.П., Капустян Н.К.* Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа. – Физика Земли, 1975, № 2.

70. *Косминская И.П., Пузырев Н.Н., Алексеев А.С.* Сейсмология взрывов – ее прошлое, настоящее и будущее. – Вестн. АН СССР, 1972, № 9.

71. *Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А.* Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград–Нахичевань. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1967, № 12.

72. *Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И.* Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани на Кавказе. – Сов. геол., 1970, № 8.

73. *Краснопевцева Г.В., Резанов И.А.* О геологической природе границы Конрада на Кавказе. – Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 9.

74. *Краснопевцева Г.В., Резанов И.А.* Особенности волновой картины, связанной с границей Мохоровичича на Кавказе. – Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 10.

75. *Крутиховская З.А.* Проблемы создания магнитной модели земной коры древних щитов. – Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып. 73.

76. *Крылов С.В.* О причинах аномальных свойств мантии в рифтовых зонах. – Геол. и геофиз., 1976, № 4.

77. *Крылов С.В., Голеницкий С.И., Петрик Г.В.* Согласование данных сейсмологии и ГСЗ о строении верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне. – Геол. и геофиз., 1974, № 12.

78. *Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В.* Глубинные сейсмические исследования в Забайкалье. – Геол. и геофиз., 1971, № 12.

79. *Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р.* и др. Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта. – Геол. и геофиз., 1975, № 3.

80. *Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д.* и др. Применение площадных систем точечных сейсмических зондирований для изучения внутреннего строения фундамента на юге Западно-Сибирской плиты. – Геол. и геофиз., 1974, № 2.

81. *Кузин И.П.* Скорости волн *P* и *S* в верхней мантии Камчатки. – Физики Земли, 1973, № 2.

82. *Кузнецов В.Л., Зайцев Ю.Г., Никишина В.Ф.* и др. Новые сейсмические данные о строении центральной части Тунгусской синеклизы. – Геол. и геофиз., 1975, № 7.

83. *Кунин Н.Я., Волос Ю.А., Циммер В.А., Семенова Г.И.* Глубинное строение Прикаспийской впадины по данным сейсмических зондирований и некоторые вопросы ее происхождения. – В кн.: Геология и нефтегазоносность Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1974.

84. *Кунин Н.Я., Иванов А.П., Шацилов В.И.* Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, **15**, вып. 6.

85. *Кунин Н.Я., Хрычев Б.А.* Изучение волноводов при исследованиях ГСЗ. – Физика Земли, 1974, № 11.

86. *Левенштейн М.Л., Павленкова Н.И., Баранова Е.П.* Особенности строения фундамента наиболее прогнутой части Днепровско-Донецкой впадины. – Геол. журн., 1971, **31**, вып. 2.

87. *Литвиненко И.В.* О некоторых результатах изучения глубинных разрезов земной коры различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 1968.

88. *Литвиненко И.В., Кокорина Л.К.* Строение земной коры Печенгского района. – В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М.: Недра, 1970.

89. *Матвеева Н.Н.* Машинный алгоритм и методика определения скоростного разреза по совокупности кинематико-динамических данных. – В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1968, вып. 9.

90. Метод эффективной сейсмической модели. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.

91. *Мишенькин Б.П.* Теоретические сейсмограммы отражения волн от линейного переходного слоя при произвольном угле падения. – В кн.: Глубинные сейсмические исследования в западной Сибири. М.: Наука, 1970.

92. *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, № 4.

93. *Мишенькина З.Р.* Особенности годографов рефрагированных и отраженных волн в некоторых непрерывно-слоистых средах. – Геол. и геофиз., 1972, № 8.

94. *Непрочнов Ю.П.* Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976.

95. *Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г.* Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра. – В кн.: Экспериментальная сейсмика. М.: Наука, 1964.

96. *Николаев А.В.* Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Недра, 1973.

97. *Облогина Т.И., Пийп В.Б., Юдасин Л.А.* Неоднородные среды с гармоническими полями скоростей распространения сейсмических волн. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 3.

98. Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. М.: Наука, 1979.

99. *Павленкова Н.И.* Волновые поля и модель земной коры (континентальной части). Киев: Наукова думка, 1973.

100. *Павленкова Н.И., Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В.* Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины. – Геофиз. сб. АН УССР, 1974, вып. 62.

101. *Павленкова Н.И., Пилипенко В.Н., Роман В.А.* Методика составления скоростных разрезов. Киев: Наукова думка, 1972.

102. *Павленкова Н.И., Смелянская Т.В.* Природа группы отраженных сейсмических волн от подошвы земной коры. – Физика Земли, 1970, № 1.

103. *Пасечник И.П.* Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М.: Наука, 1970.

104. *Перельман И.И.* Аналитический способ подбора в методе отраженных волн. – Тр. Ин-та математики АН УзССР, 1963, 27.

105. *Пилипенко В.Н.* Построение преломляющей границы по встречным годографам в сложной среде. – В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев: Техника, 1971.

106. *Померанцева И.В.* Природа волн, связанных с промежуточными границами раздела в кристаллической толще земной коры и глубинное строение юго-востока Русской платформы. – Приклад. геофиз., 1965, вып. 41.

107. *Померанцева И.В., Барскова Л.П., Мозженко А.Н.* Модели земной коры, полученные по данным станций "Земля" на территории некоторых разновозрастных платформ, платформенных впадин и передовых прогибов. – В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975.

108. *Попов А.М., Зорин Ю.А.* Глубинные магнитотеллурические зондирования в районе Тункинской рифтовой впадины. – В кн.: Геофизика: Научная информация. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1972.

109. *Потаньев С.В.* Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977.

110. Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971.

111. Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М: Наука, 1977.

112. *Пузырев Н.Н.* Интерпретация данных метода отраженных волн. М.: Гостоптехиздат, 1959.

113. *Пузырев Н.Н.* Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. Новосибирск: Наука, 1979.

114. *Пузырев Н.Н., Крылов С.В.* Особенности строения земной коры в Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. М.: Наука, 1971.

115. *Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975.

116. *Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В.* и др. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. – Геол. и геофиз., 1974, № 5.

117. *Пушкарев И.К., Шацилов В.И., Иванов А.П.* Глубинные сейсмические исследования по профилю Арысь-Балхаш. – В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата: Казахстан, 1968.

118. *Раджабов М.М.* Критерии распознавания природы первых волн при наблюдениях на длинных профилях. – Физика Земли, 1971, № 7.

119. *Раджабов М.М.* Определение лучевых скоростей по годографам отраженных волн. – Физика Земли, 1972, № 9.

120. *Раджабов М.М.* Определение сейсмической модели консолидированной коры на примере Нижнекуринской впадины: Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана. Баку: ЭЛМ, 1974.

121. *Раджабов М.М., Бабазаде О.Б.* Об отраженно-дифрагированных волнах, регистрируемых при глубинном сейсмическом зондировании земной коры. – Физика Земли, 1966, № 3.

122. *Разинкова М.И.* Соотношение мощностей слоев земной коры крупных элементов геологической структуры территории СССР. – В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и мантии. М.: Наука, 1972.

123. *Ризниченко Ю.В.* Геометрическая сейсмика слоистых сред. – Тр. Ин-та теорет. геофиз. АН СССР, 1946, 2, вып. 11.

124. *Резанов И.А.* Происхождение океанов. М.: Наука, 1979.

125. *Романов М.Е., Алексеев А.С.* Метод характеристик решения многомерных задач кинематической сейсмики. – В кн.: Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. М.: Наука, 1979.

126. *Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, 1975.

127. *Соллогуб В.Б., Бородулин М.И., Чекунов А.В.* Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов. – Геол. журн., 1977, 37, вып. 2.

128. *Соллогуб В.Б., Калюжная Л.Т., Чекунов А.В.* Глубинное строение земной коры в районе Коростеньского плутона по данным сейсмических исследований. – Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 25.

129. *Соллогуб 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.

130. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Ливанова Л.П.* Строение земной коры Советских Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ. – Сов. геол., 1967, № 6.

131. *Сорохтин О.Г.* Тектоника литосферных плит и природа слоев океанической земной коры. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2.

132. Справочник физических констант горных пород/ Под ред. С. Кларка. М.: Мир, 1969.

133. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.

134. Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования). Новосибирск: Наука, 1974.

135. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978.

136. *Таль-Вирский Б.Б.* Строение земной коры Южного и Западного Узбекистана и сопредельных районов по данным взрывной

сейсмологии. – В кн.: Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям. Ташкент: ФАН, 1971.

137. *Таль-Вирский Б.Б., Зуннунов Ф.Х.* Тектоническое районирование Ферганской впадины по геофизическим данным. – Геотектоника, 1972, № 1.

138. *Тараканов Р.З., Левый Н.В.* Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным. – Докл. АН СССР, 1967, 176, № 3.

139. *Тулина Ю.В., Зверев С.М., Красильщикова Г.А.* Земная кора и верхи мантии в области фокальной зоны у Восточной Камчатки. – В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука, 1972.

140. *Тулина Ю.В., Ярошевская Г.А.* Внутренняя структура земной коры. М.: Наука, 1976.

141. *Удинцев Г.Б., Чернышева В.И., Дмитриев Л.В.* и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана, ее место в мировой системе рифтов и значение для понимания процессов, протекающих в верхней мантии Земли. – В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970.

142. *Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И.* и др. Глубинное строение вулканов Ключевской группы и проблема магматических очагов. – Сов. геол., 1974, № 2.

143. *Уханов А.В.* Реконструкция верхней мантии по ксенолитам в кимберлитовой трубке. – Геохимия, 1976, № 9.

144. *Фарберов А.И., Соколов Л.Н., Левыкин А.И.* и др. Экспериментальные исследования скорости и затухания ультразвука в частично и полностью расплавленных эффузивах. – Докл. АН СССР, 1975, 220, № 2.

145. *Федотов С.А., Матвеева Н.Н., Тараканов Р.З., Яновская Т.Б.* О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 8.

146. *Федотов С.А., Фарберов А.И.* Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии, в районе Авачинской группы вулканов. – В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, т. 3.

147. *Фоменко К.Е.* Волновая картина при глубинном сейсмическом исследовании земной коры в юго-восточной Туркмении. – В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М.: Гостоптехиздат, 1962.

148. *Халевин Н.И.* Сейсмология взрывов на Урале. М.: Наука, 1975.

149. *Халевин Н.И., Колмогорова В.В.* О слоистости верхней мантии на Среднем Урале. – Докл. АН СССР, 1975, 223, № 6.

150. *Халтурин В.И., Урусова Н.Б.* Оценка поглощения продольных и поперечных волн в земной коре по наблюдениям над местными землетрясениями. – Тр. ИФЗ АН СССР, 1962, 192.

151. *Хрычев Б.А., Вакулин И.С., Толманов В.Н.* Блоковая структура земной коры по профилю Темиртау-Куйбышев. – В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата: Наука, 1973.

152. *Хрычев Ь.А., Лысяков Л.М., Альтер С.М., Иванов А.П.* Строение земной коры по профилю Темиртау–Куйбышев. – В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968.

153. *Чамо С.С., Ефимкин Н.С., Борисова Т.Г.* и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, 46, вып. 5.

154. *Чекунов А.В.* Кризисные явления в ГСЗ. – Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 48.

155. *Чекунов А.В.* Строение земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1972.

156. *Щербакова Б.Е.* Опыт применения метода обменных волн в юго-западной части Западно-Сибирской низменности. – Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1962, вып. 16.

157. *Ярошевская Г.А.* Опыт регистрации поперечных и обменных волн, образовавшихся на границах в земной коре. – В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука, 1972.

158. *Anderson Don L., Ben-Menahem Ari, Archambeau C.B.* Attenuation of seismic energy in the upper mantle. – J. Geophys. Res., 1965, 70, N 6.

159. *Ansorge J., Mueller St.* The *P*-wave structure of the uppermost mantle in Europe based on long range explosion observations. – Z. Geophys., 1973, 39, N 3.

160. *Archambeau C.B., Flinn E.A., Lambert D.C.* Fine structure of the upper mantle. – J. Geophys. Res., 1969, 74, N 25.

161. *Asada T., Shimamura N.* Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment. – In: Geophysics of the Pacific ocean basin and its margin: Proc. Intern. Wollard Symp. Honolulu, 1975.

162. *Bamford D., Faber S., Jacob B., Kaminski W., Nunn K., Prodehl C., Fuchs K., King R., Willmore P.* A lithospheric seismic profile in Britain. 1. Preliminary results. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, 44, N 1.

163. *Bamford D., Prodehl C.* Explosion seismology and the continental crust-mantle boundary. – J. C. S., 1977, 134.

164. *Cerveny V.* Ray teoretical seismograms for laterally inhomogeneous structures. – J. Geophys. 1979, 46, N 3.

165. *Cerveny V., Molotkov I.A., Psencik I.* Ray method in seismology. Praha, 1977

166. Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results/Ed. by P. Giese et al. Berlin etc., 1976, 15.

167. *Fuchs K.* Seismic anisotropy of the subcrustal lithosphere as evidence for dynamical processes in the upper mantle. – Geophys. J., 1977, 49, N 1.

168. *Fuchs K., Muller G.* Computation of synthetic seismograms with reflectivity method and comparison with observation. Geophys. J.R. Astron. Soc., 1971, 23.

169. *Giese P., Pavlenkova N.I.* Some particularities of crustal structure in Young orogenic system. – Geol. Rundschau. Stuttgart, 1976, 65.

170. *Green R.W.E., Hales A.L.* The travel times of P-waves to 30° in the central United States and upper mantle structure. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, 58, N 1.

171. *Griffiths D.H.* Some comments on the results of a seismic refraction experiment in the Kenya Rift. – Tectonophysics, 1972, **15**, N 1/2.

172. *Healy J.H., Warren D.H.* Explosion seismic studies in North America. – Am. Geophys. Union Mon. 1969, **13**.

173. *Herrin E.* Regional variation of *P*-wave velocity in the upper mantle beneath North America. – Am. Geophys. Union Mon., 1969, **13**.

174. *Hirn A., Steinmetz L., Kind R., Fuchs K.* Long range profiles in Western Europe. – Z. Geophys., 1973, **39**, N 3.

175. *Jentsch M.* Reinterpretation of a deep-seismic-sounding profile on the Ukrainian shield. – Jornal Geophysics, 1979, **45**, N 4.

176. *King D.W., Calcagnile G.* *P*-wave velocities in the upper mantle beneath Fennoscandia and Western Russia. – Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1976, **46**, N 2.

177. *Meissner R.* An interpretation of the wide angle measurement. – Geophys. Prospect., 1967, XIV, N 1.

178. *Molnar P., Oliver J.* Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere. – J. Geophys. Res., 1969, 74, N 10.

179. *Mueller St.* A new model of the continental crust. – The Earth's Crust, 1977, Washington.

180. *Pavlenkova N.I.* Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust. – Tectonophysics, 1979, **59**.

181. *Pšenčik I.* Ray amplitudes of compressional shear and converted seismic body waves in 3D laterally inhomogeneous media with curved interface. – J. Geophys., 1979, **45**, N 4.

182. *Press F.* Seismic wave attenuation in the crust. – J. Geophys. Res., 1964, **69**, N 20.

183. *Schilt S., Oliver J., Brown L.* at al. The heterogeneity of the continental crust: results from deep crustal seismic reflection profiling using the Vibroseis technique. – Rev. of Geophys. and Space Physics, 1979, **17**, N 12.

184. *Tandon A.N.* Upper mantle seismic waves velocities in the Hindukush region. – Indian J. Met. Geophys., 1967, **18**, N 3.

185. *Waff H.S.* Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry. – J. Geophys. Res., 1974, **79**, N 26.

186. *Warren D.H.* Transcontinental geophysical survey (35°–39°N). Seismic refraction profiles of the crust and upper mantle. U.S. Surv. Wash., 1968.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (И.П. Косминская) 5

Часть I

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ 11

Глава 1. Сейсмические модели (И.П. Косминская, Н.И. Давыдова) 11

Глава 2. Волновые поля (А.В. Егоркин, Н.И. Павленкова, Ю.Г. Юров) 15

Глава 3. Основные виды сейсмических наблюдений (Н.И. Павленкова) 26

Глава 4. Особенности разных подходов к интерпретации данных непрерывного профилирования (Н.И. Павленкова) 29

Глава 5. Современная система интерпретации профильных наблюдений ГСЗ (Н.И. Павленкова, Ю.Г. Юров) 40

Часть II

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР ТЕРРИТОРИИ СССР 49

Глава 1. Кристаллические массивы и платформенные плиты 50

Региональное сечение через Русскую платформу (профиль Купянск–Кинешма) (Ю.Г. Юров) 50

Региональное сечение через север Азиатского континента (профиль Воркута–Тикси) (А.В. Егоркин, Н.М. Чернышев, Е.Г. Данилова, В.В. Кун, Л.Б. Щеглова) 61

Центральная и южная части Западно-Сибирской плиты и ее обрамление (С.В. Крылов, В.Д. Суворов, А.Л. Крылова, А.Л. Рудницкий) 67

Кристаллические массивы Казахстана (А.Н. Антоненко, Б.А. Хрычев, Г.К. Дубровин, С.В. Липская) 74

Туранская плита и сопредельные геоструктуры Тянь-Шаня (Ф.Х. Зуннунов) 78

Глава 2. Глубокие платформенные прогибы 82

Днепровско-Донецкая впадина (Н.И. Павленкова, Е.П. Баранова) 82

Донбасс (Ю.Б. Коновальцев, Е.А. Мауравова, А.К. Кингольц, В.С. Петров) 86

Прикаспийская впадина (А.В. Егоркин, М.И. Разинкова) 90

Вилюйская синеклиза (А.В. Егоркин, Э.Г. Данилова, С.К. Зюганов, В.В. Кун, Т.Г. Пирueва, О.М. Черкашнева, Д.Б. Щеглова, С.А. Костюченко) 96

Тунгусская синеклиза (В.Н. Кузнецов) 98

Глава 3. Орогенические и рифтовые зоны 102

Урал (Н.И. Халевин, В.С. Дружинин, А.Н. Антоненко, В.М. Рыбалка) 102

Альпийская геосинклиналь Кавказа (Е.П. Баранова, Г.В. Краснопевцева, Н.И. Павленкова, М.М. Раджабов) 110

Северный Тянь-Шань (В.Н. Шацилов) 116

Западный Тянь-Шань и Памир (Б.Б. Таль-Вирский, В.И. Пак, А.М. Насыров, О.Т. Акунов) . 120

Байкальская рифтовая зона (Н.Н. Пузырев, С.В. Крылов, Б.П. Мишенькин, З.Р. Мишенькина, Г.В. Петрик, Г.В. Крупская) 126

Дальневосточное Приморье (А.А. Попов, В.А. Аргентов) 132

Центральная Камчатка (В.К. Утнасин, А.А. Попов, Г.И. Аносов) 135

Часть III

ОБОБЩЕННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ ДЛЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ГЕОСТРУКТУР 141

Глава 1. Общие черты сейсмической модели континентальной коры (И.П. Косминская, Н.И. Павленкова) 141

Характер неоднородности коры. Сейсмические границы 141

Блоковость земной коры 145

Закономерности изменения скорости с глубиной 146

Региональная расслоенность коры, трехслойная модель консолидированной коры платформ 148

Глава 2. **Скоростные модели коры основных геоструктур (Н.И. Павленкова, И.П. Косминская)** 152

Щиты и платформенные плиты 153
Глубокие платформенные впадины 155
Орогенические зоны 157

Глава 3. **Строение и свойства верхней мантии (А.В. Егоркин)** 161

Скоростная неоднородность верхней мантии по поверхности Мохоровичича 161
Структура нижней литосферы 164
Добротность верхней мантии 168

Заключение (И.П. Косминская) 171

Abstract 173

Литература 175

CONTENTS

INTRODUCTION (I.P. Kosminskaya) 5

Part I

PROBLEMS OF METHODS OF ANALYSIS AND INTERPRETATION OF SEISMIC FIELDS 11

Chapter 1. **Seismic models (I.P. Kosminskaya, N.I. Davydova)** 11

Chapter 2. **Wave fields (A.V. Yegorkin, N.I. Pavlenkova, Yu.G. Yurov)** 15

Chapter 3. **Types of seismic observations (N.I. Pavlenkova)** 26

Chapter 4. **Peculiarities of different approaches to data interpretation of continuous profiling (N.I. Pavlenkova)** 29

Chapter 5. **Modern system of interpretation of profile DSS observations (N.I. Pavlenkova, Yu. G. Yurov)** 40

Part II

STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST AND UPPER MANTLE OF THE MAJOR GEO-STRUCTURES OF THE TERRITORY OF THE USSR 49

Chapter 1. **Crystalline massifs and platform plates** 50

Regional section across the Russian platform (Kupiansk–Kineshma profile) (Yu. G. Yurov) 50
Regional section across the north of the Asiatic continent (Vorkuta–Tixie profile) (A.V. Yegorkin, N.M. Chernyshev, Ye.G. Danilova, V.V. Kun, L.B. Scheglova) 61
The central and southern parts of the West Siberian plate and its framing (S.V. Krylov, V.D. Suvorov, A.L. Krylova, A.L. Rudnitsky) 67
Crystalline massifs of Kazakhstan (A.N. Antonenko, B.A. Khrychev, G.K. Dubrovin, S.V. Lipskaya) 74
The Turanskaya plate and adjoining geostructures of the Tien Shan (F. Kh. Zunnunov) 78

Chapter 2. **Deep platform subsidences** 82

The Dnieper-Donets depression (N.I. Pavlenkova, Ye.P. Baranova) 82
The Donbass (Yu.B. Konovaltsev, E.A. Mauravova, A.K. Kingolz, V.S. Petrov) 86
The Pre-Caspian depression (A.V. Yegorkin, M.I. Razinkova) 90
Vilyuisk depression (A.V. Yegorkin, A.G. Danilova, S.K. Syuganov, V.V. Kun, T.G. Pirueva, O.M. Cherkashneva, D.B. Tsheglova, S.A. Kostjuchenko) 96
The Tungusskaya depression (V.N. Kuznetsov) 98

Chapter 3. **Orogenic and rift zones** 102

The Urals (N.I. Khalevin, V.S. Druzhinin, A.N. Antonenko, V.M. Rybalka) 102
Alpine geosyncline of the Caucasus (Ye.P. Baranova, G.V. Krasnopevtseva, N.I. Pavlenkova, M.M. Radjabov) 110
The Northern Tien-Shan (V.N. Shatsilov) 116
The Western Tien-Shan and the Pamirs (B.B. Tal-Virsky, V.I. Pak, A.M. Nasyrov, O.T. Yakupov) 120
The Baikal Rift Zone (N.N. Puzyrev, S.V. Krylov, B.P. Mishenkin, Z.R. Mishenkina, G.V. Petrik, G.V. Krupskaya) 126
The Far East Primorie (A.A. Popov, V.A. Argentov) 132
The Central Kamchatka (V.K. Utnasin, A.A. Popov, G.I. Anosov) 135

Part III

GENERALIZED SEISMIC MODELS OF THE LITHOSPHERE FOR CERTAIN TYPES OF GEOSTRUCTURES 141

Chapter 1. **A generalized seismic model of the continental crust (I.P. Kosminskaya, N.I. Pavlenkova)** 141

The general character of crustal inhomogeneity. Seismic boundaries 141
Block character of the Earth's crust 145

Regularities of velocity changes with depth 140
Regional stratification of the crust. Threelayered model of consolidated crust on the platform. . . 148

Chapter 2. **Velocity models of the lithosphere for the basis geostructures (N.I. Pavlenkova, I.P. Kosminskaya).** 152
Shields and platform plates 153
Deep platform depressions. 155
Orogenic zones 157

Chapter 3. **General features of mantle structure (A.V. Yegorkin)** 161
Velocity inhomogeneity of the upper mantle beneath the Mohorovicic boundary 161
Lower lithospheric structure. 164
Quality of the upper mantle 168

Conclusion (I.P. Kosminskaya) 171

Abstract 173

References 175

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР ТЕРРИТОРИИ СССР

Утверждено к печати Междуведомственным геофизическим комитетом при Президиуме Академии наук СССР

Редактор *А.Д. Подольский.* Редактор издательства *А.В. Копп*
Технический редактор *Н.М. Петракова*

ИБ № 17140

Подписано к печати 01.07.80. Т-08583. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,1 + 2,0 вкл. Уч.-изд.л. 19,3. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 1615
Цена 3 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 руб.

3367